

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ЛАБОРАТОРИЯ ВУЛКАНОЛОГИИ

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
МОЛОДОГО ВУЛКАНИЗМА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ЛАБОРАТОРИЯ ВУЛКАНОЛОГИИ

551.21: 552.11

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
МОЛОДОГО ВУЛКАНИЗМА

*Материалы симпозиума, посвященного памяти
академика А. Н. ЗАВАРИЦКОГО*

22—24 марта 1962 г.

533
~~16470~~

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1963



Ответственный редактор
В. И. ВЛОДАВЕЦ

В. И. ВЛОДАВЕЦ

Лаборатория вулканологии СО АН СССР

К ИСТОРИИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В соответствии с резолюцией Первого Всесоюзного вулканологического совещания об организации ежегодных симпозиумов, посвященных различным вулканологическим проблемам, Лаборатория вулканологии предложила обсудить на симпозиуме 1962 года проблему «Петрохимические особенности молодого вулканизма» и посвятить ее А. Н. Заварицкому, много работавшему в этой области знания.

Следует напомнить, что химия всегда была помощником в изучении вулканических горных пород и вообще петрографии с первых ее шагов от домикроскопического периода и до настоящего времени.

Первые работы химического направления в этой науке связаны с именами Абиха, Эли де Бомон, Бишофа, Бунзена, Рихтгофена, Дюроше, Рота. Абих уже в 1841 г. разделил горные породы на кислые, нейтральные и основные, а Дюроше и Рот дали химические классификации изверженных горных пород.

В нашей стране начало химических исследований относится, примерно, к середине XIX столетия, т. е. домикроскопическому периоду изучения горных пород в России, и связано с именами Струве, Лемберга и Кульберга. Дальнейшие большие успехи микроскопических исследований горных пород на несколько десятков лет отодвинули на задний план химическое направление изучения продуктов магматической деятельности.

Однако, интерес к химическим исследованиям изверженных горных пород через некоторое время возродился и, как писал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, «рядом с чисто химическим направлением, опережая его, заняли видное место направления химико-минералогическое и химико-геологическое; в центре первого стоял вопрос о последовательности кристаллизации, а в центре второго — проблема дифференциации». В развитии этих направлений видную роль сыграл Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Но ни одно из этих направлений не могло считаться достаточным само по себе.

Необходимость полного освещения структурных, минералогических, химических и геологических особенностей изверженных горных пород, главным образом, с точки зрения их взаимоотношений, выдвинуло, как уже отмечалось многими исследователями, новое химико-минералогическое направление, базирующееся на химии, минералогии, геологии и физической химии. Все упомянутое свидетельствует о том, что изучение химизма горных пород является одной из важных задач научного исследования.

Этот раздел науки А. Н. Заварицкий выделил как бы в отдельную область знания и назвал ее «петрохимией»; хотя этот термин вошел в литературу до появления книги А. Н. Заварицкого «Введение в петрохимию изверженных горных пород», но тогда он еще не имел определенного содержания. Последнее было дано А. Н. Заварицким, который считал, что петрохимию можно понимать в широком и узком смысле слова. При широком толковании этого термина петрохимия должна охватывать все химические проблемы, с которыми мы сталкиваемся при изучении химизма изверженных горных пород. Однако А. Н. Заварицкий полагал, что при современном состоянии науки следует ограничить область петрохимии ее узким значением, а именно — петрохимия должна заниматься изучением соотношений между химическими составами горных пород, сравнимых по отдельности и, особенно, сравнительным изучением химизма естественных комплексов горных пород. Главной задачей современной петрохимии А. Н. Заварицкий считал установление закономерностей в разнообразии химических составов горных пород, для того, чтобы потом, на основании законов физической химии, объяснить эти закономерности.

А. Н. Заварицкий, используя предложенную им диаграмму векторов, выявил петрохимические характеристики для многих молодых вулканических провинций и районов Земли.

Исследование петрохимических особенностей изверженных горных пород с использованием векторных диаграмм, особенно необходимое при изучении вулканических горных пород, получило широкое развитие в нашей стране. Об этом, отчасти, свидетельствует и настоящий симпозиум, на котором представлены доклады по многим областям Советского Союза и по различным аспектам петрохимии вулканических горных пород.

Следует надеяться, что петрохимические исследования в своем развитии будут расширяться и углубляться, так как они весьма полезны при рассмотрении некоторых общих и частных вопросов вулканологии.

Г. С. ГОРШКОВ

Лаборатория вулканологии СО АН СССР

ГЛОБАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ

Уже давно на основании химических и петрографических признаков были выделены ассоциации родственных горных пород. Классическим подразделением такого рода для третичных и современных пород мира является подразделение их на две большие петрографические провинции — атлантическую и тихоокеанскую (Веке, 1903; Harker, 1909). Первая из них включает щелочные породы и распространена на островах Атлантического океана* и во внутриконтинентальных платформенных областях; вторая — охватывает известково-щелочные породы и приурочена к складчатым областям, в частности, к периферии Тихого океана.

ТИХООКЕАНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Тихоокеанская вулканическая область является одной из наиболее изученных, где легче всего выявить общие закономерности. Более полувека тому назад Маршалл (Marshall, 1910) выделил в юго-западной части Тихого океана «андезитовую линию», которая в последующие годы была установлена почти вокруг всего океана и, как подчеркнул Лакруа (Lacroix, 1928), имеет фундаментальное значение, являясь границей между андезитовыми вулканами Тихоокеанского кольца и базальтовыми вулканами внутриокеанских островов. В настоящее время андезитовая линия многими исследователями рассматривается как граница между континентом и собственно океаническим бассейном.

Петрохимический анализ молодых вулканических пород из области Тихого океана и его окружения произвел Бурри (Burri, 1926) по методу Ниггли. Эта очень интересная и важная работа не потеряла своего значения и до настоящего времени и, как известно, была использована А. Н. Заварицким в его классическом труде «Введение в петрохимию изверженных горных пород» (1944).

Автор настоящей статьи произвел большое число петрохимических пересчетов химических анализов лав из этой же области. Были также частично использованы результаты пересчетов Бурри и Заварицкого, а для Японии — Ишикава и Кацуи (Ishikawa and Katsui, 1959). На рис. 1 представлена сводная диаграмма вариационных кривых земных лав по А. Н. Заварицкому (1944, 1950)**. Здесь цифрами 1—2 обозна-

* Впоследствии было установлено, что «Атлантическая серия» распространена и на островах внутренней части Тихого океана, так что пользоваться этими «региональными» терминами по сути стало неудобно.

** Для простоты нанесена только правая, наиболее характерная часть диаграммы.

ченны вариационные кривые для лав внутриокеанических островов, 3—5— вариационные кривые известково-щелочных лав островных дуг, 6—8—кривые лав внутриконтинентальных вулканов. Порядковые номера на рис. 1 соответствуют определенным петрохимическим типам: 1— тип Гавайи, 2— тип Таити, 3— тип Пеле, 4— тип Сан-Франциско, 5— тип

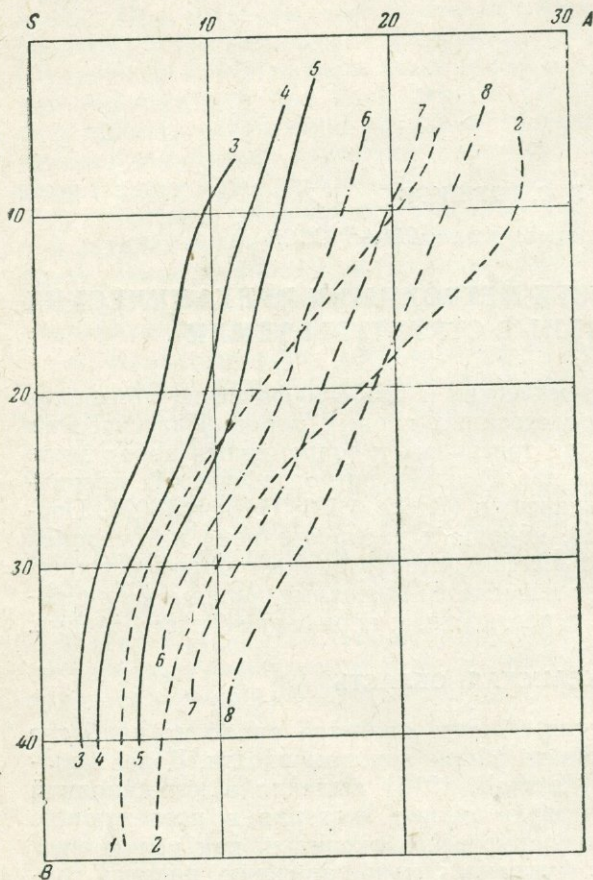


Рис. 1. Сводная диаграмма типов естественных ассоциаций вулканических горных пород (по А. Н. Заварицкому)

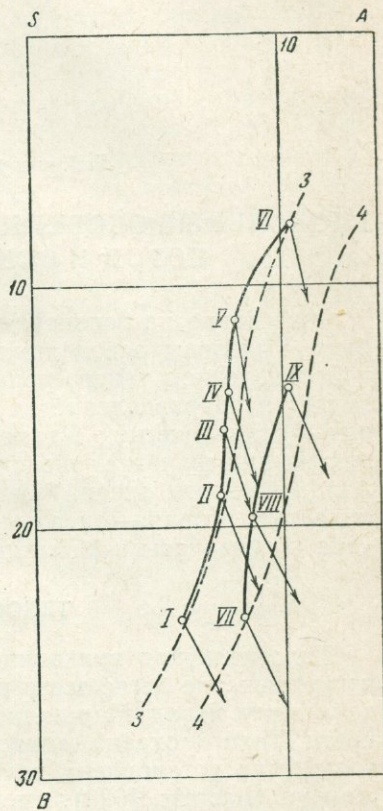


Рис. 2. Диаграмма средних химических составов лав Курильских островов

Линии 3 и 4 соответствуют линиям 3 и 4 на рис. 1.

Йеллоустон (все по Бурри), 6— промежуточный тип, отделяющий известково-щелочные породы от чисто щелочных— тип Этны (по Заварицкому), 7— тип Марос-Хайвуд (по Бурри), 8— крайне щелочные континентальные лавы, по установившейся традиции региональных наименований этот тип можно назвать «типом Буфумбира» (Африка).

При рассмотрении рис. 1 ясно видно, что вариационные кривые известково-щелочных пород (кривые 3—5) расположены параллельно вариационным кривым щелочных пород внутриконтинентальных вулканов (кривые 6—8). Таким образом, дифференциация лав вулканов островных дуг и внутриконтинентальных вулканов носит сходный характер. Более того, при рассмотрении петрохимических особенностей лав вкрест простирания островной дуги от океана к материку обнаруживается постепенная смена известково-щелочных лав более щелочными, до крайне

щелочных. Наиболее полный переход такого рода наблюдается в направлении от Южной Японии через Корею до северо-восточного Китая и в Северной Америке. В каждой островной дуге также наблюдается постепенная смена крайне известковых пород (кривая 3) несколько более щелочными (кривые 4—5) по направлению от внешнего края внутрь — в сторону континента. Это явление обнаруживается даже в такой сравнительно узкой дуге, как Курильская (рис. 2), на протяжении всего нескольких километров (Горшков, 1960).

Переход от известково-щелочных лав островных дуг к щелочным лавам континентальных вулканов наблюдается не только в пространстве, но и во времени. Так, в Северо-Восточной Азии древние лавы, соответствующие геосинклинальной стадии развития (или стадии островных дуг), являются известково-щелочными, а молодые лавы континентальной стадии — щелочными (Устиев, 1958).

Таким образом, из петрохимических и геологических данных следует, что известково-щелочные лавы островных дуг и щелочные лавы континентальных вулканов образуют единый класс пород, все члены которого связаны кровным родством. Первоначальной магмой этого класса является известково-щелочная; в течение геологического времени щелочность увеличивается. Назовем этот класс горных пород континентальным.

Вариационные кривые лав внутриокеанических вулканов (кривые 1—2) также параллельны друг другу, но их направление резко отличается от направления вариационных кривых континентального класса пород, особенно в верхней части диаграммы, т. е. в более кислых дифференциатах. Характер наклона вариационных кривых океанического класса пород указывает на более быстрый темп увеличения щелочности в ходе дифференциации по сравнению с породами континентального класса.

В последние годы высказывалось мнение, что на Гавайских островах происходила смена толеитовых лав щелочными (Powers, 1955). Петрохимическая диаграмма (рис. 3) показывает, что на Гавайях менее

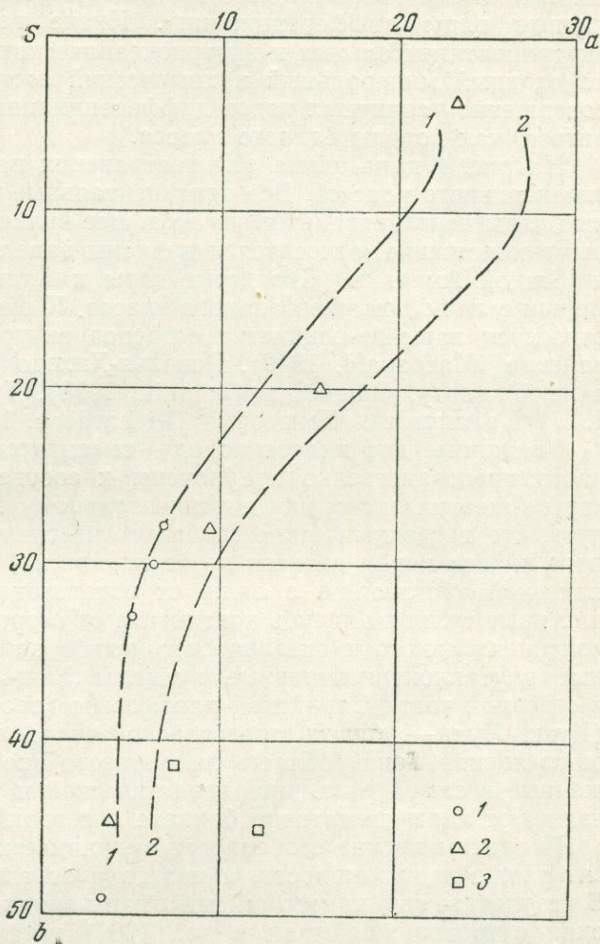


Рис. 3. Диаграмма химических составов лав Гавайских островов по фазам вулканизма (векторы не показаны)

1 — I фаза, 2 — II фаза, 3 — III фаза. Линии 1 и 2 соответствуют линиям 1 и 2 на рис. 1

щелочные породы океанического класса сменяются более щелочными породами того же класса. Таким образом в океаническом классе, как и в континентальном, в ходе геологического времени щелочность пород усиливается.

Следует подчеркнуть, что сходные по химическому составу начальные магмы континентального и океанического классов дают резко различные ряды дифференциации¹. Иначе говоря, щелочные породы внутриконтинентальных и внутриокеанических вулканов, имеющие иногда сходный минеральный и химический состав, являются продуктами совершенно различных рядов дифференциации и не должны рассматриваться, как породы единого класса.

На рис. 4 дана схема распространения пород океанического и континентального классов. Все континентальные вулканы изливают щелочные лавы континентального класса. Все вулканы островных дуг, к которым, естественно, относятся и вулканы западного побережья Северной и Южной Америки (Скалистые горы и Анды), изливают щелочно-земельные лавы континентального класса. К океаническому классу пород относятся лавы большинства островов внутренней части океана — Гавайские (Macdonald, 1949), Ревилья-Хихедо (Richards, 1957), Маркизские, Туамоту, Общества (Lacroix, 1928), Тубуаи (Smith and Chubb, 1927), Галапагос и Кокосовые (Richardson, 1933).

Указанные два класса пород — океанический и континентальный — часто пространственно приурочены к соответствующему типу земной коры (океаническому или континентальному). Причем следует подчеркнуть, что петрохимические особенности отдельных типов континентального класса пород зависят не от конкретной геологической или тектонической обстановки, а лишь от расстояния, на которое удалены те или иные вулканы вглубь континента от островной дуги или от границы континентального и океанического типов земной коры. Так, современные внутриконтинентальные вулканы Уюн-Холдонги, расположенные в северной части Синийской платформы (протерозой), вулканы Тибета (Куэнь-Лунь — область палеозойской складчатости) или вулканы северо-восточной Азии (область палеомезозойской складчатости), расположенные в самой различной геологической и тектонической обстановке, изливают лавы достаточно близкие в петрохимическом отношении.

Петрохимические особенности вулканических горных пород не зависят также и от мощности, а иногда и от типа строения земной коры. В результате глубинного сейсмического зондирования в районе Курильских островов (Вейцман и др., 1961) установлено, что центральная часть Курильского архипелага подстилается тонкой корой промежуточного строения, а северное и южное окончания его имеют обычную мощную кору континентального типа. В то же время петрохимические особенности лав одинаковы вдоль всей дуги.

Более того, целый ряд островных дуг западной и юго-западной части Тихого океана расположен прямо на океанической коре. К западу (т. е. ближе к материку) от системы островных дуг Бонин-Марианских островов расположена глубоководная Филиппинская котловина, а за ней — вторая система островных дуг: острова Рюкю и Филиппинские. Между этими двумя системами дуг, в Филиппинской котловине, земная кора имеет океаническое строение и фактически граница континента и океана должна здесь проводиться не по «андезитовой линии» — через острова Бонин и Марианские, а значительно западнее — через острова Рюкю

¹ Как показал Барт (1956), при относительно небольшом изменении состава первичного базальтового расплава процесс кристаллизации идет резко различными путями: в одном случае, в сторону риолитов, в другом — в сторону щелочных нефелиновых пород.

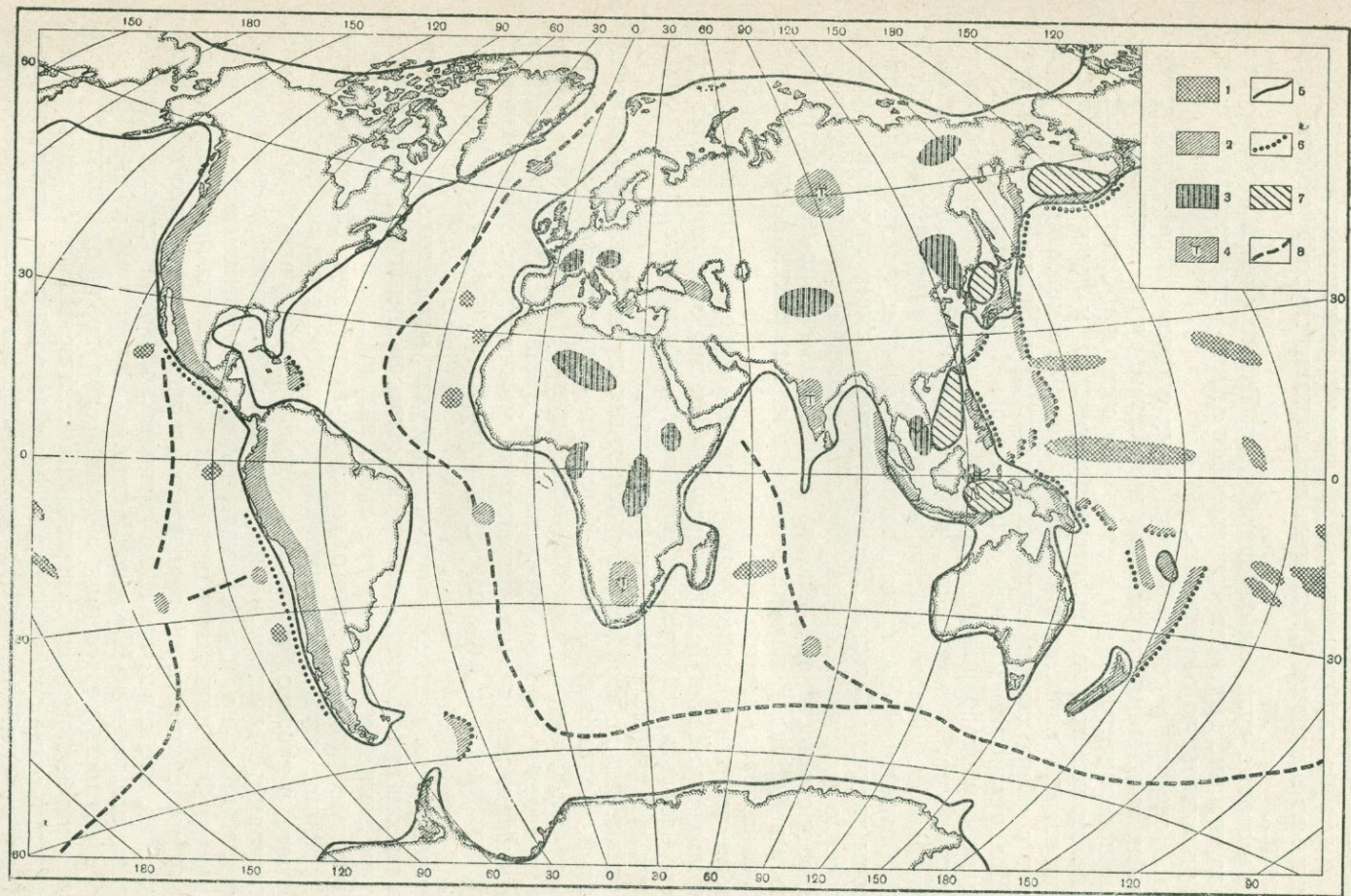


Рис. 4. Схема распространения петрохимических типов лав и основные структуры Земли

1 — океанический класс пород, 2 — известково-щелочные типы континентального класса пород, 3 — щелочные типы континентального класса пород, 4 — траппы, 5 — граница континентального и океанического строения земной коры, 6 — глубоководные впадины, 7 — участки океанической коры среди континентальной, 8 — океанические хребты

и Филиппинские; Филиппинское море следует относить к области океана¹. Подобные же соотношения по некоторым данным имеются и в области Алеутской дуги и Берингова моря.

Все островные дуги северо-западной части Тихого океана и восточная половина «Тихоокеанского огненного кольца» отграничены со стороны океана глубоководными впадинами, от которых в сторону континента падают фокальные поверхности глубоководных землетрясений.

Но некоторые дуги юго-западной части Тихого океана (именно там, где была впервые выделена «андезитовая линия») представляют совершенно удивительную особенность.

Дуги Ново-Британских и Соломоновых островов ограничены глубоководными впадинами со стороны континента Австралии, а фокальные поверхности падают в сторону океана. Однако эта особенность не отражается на характере вулканизма, и лавы представлены обычной известково-щелочной серией. Кора океанического типа ограничивает с обеих сторон также островные дуги Тонга-Кермадек, Восточно-Меланезийскую (острова Санта-Крус), Ново-Гебридскую, где соотношение глубоководной впадины и фокальной плоскости глубоководных землетрясений такое же, как и у дуги Соломоновых островов. Сравнительно небольшой участок коры континентального типа в Новой Зеландии отделен от материка Австралии большим участком океанической коры впадины Тасмана. Весь этот участок имеет сложное, мозаичное строение и трудно сказать, где действительно граница континента и океана, проходит ли она, как это обычно считают, по цепи островных дуг Тонга и Кермадек, или же, как нам представляется, ее следует проводить близ берега Австралии.

Многие геологи и петрологи считают, что породы известково-щелочной серии возникают путем контаминации магмы, имеющей состав оливкового базальта, сиалическим материалом, сносимым с прилегающего материка в погружающуюся геосинклиналь.

Развитие пород этой серии в островных дугах Бонин-Марианской, Алеутской, Соломоновой, Тонга-Кермадек и других, окруженных обширными областями коры океанического типа, в которых сиаль отсутствует, позволяет с полной уверенностью отказаться от приведенного выше мнения, ибо в этих условиях не может происходить никакого поступления сиала со стороны. Вулканы сами поставляют андезитовый сиаль.

Возникновение островных дуг на участках, удаленных от континентов на тысячи километров, фактически непосредственно на океанической структуре земной коры, является очень интересным и важным фактом. В результате развития такого рода структур могут сформироваться участки земной коры континентального типа среди океанической коры. Кроме того, в процессе частичного заполнения котловин, подобных Филиппинскому и Берингову морям, возможно сохранение реликтов коры океанического типа среди участков коры континентального типа. Так, между Филиппинскими островами и материком Азии имеется целый ряд котловин с корой океанического типа. В последние годы было установлено, что серия впадин с океанической корой тянется также от Средиземного моря до Южного Каспия.

Независимость петрохимии вулканических пород от геологического строения и тектоники окружающих областей позволяет сделать вывод, что магматические очаги вулканов лежат за пределами земной коры — в области верхней мантии, где геологические и тектонические особен-

¹ Такую же точку зрения высказал Г. А. Макдональд (Macdonald, 1960).

ности земной коры не отражаются на химическом составе первичных магм. Действительно, прямые определения глубины магматических очагов сейсмическим методом на Камчатке (Горшков, 1956; 1958) и на Гавайских островах (Macdonald, 1961) дали одинаковые значения, равные 40—70 км. Можно предполагать, что магматические очаги расположены на глубинах до слоя G, т. е. до 150 км.

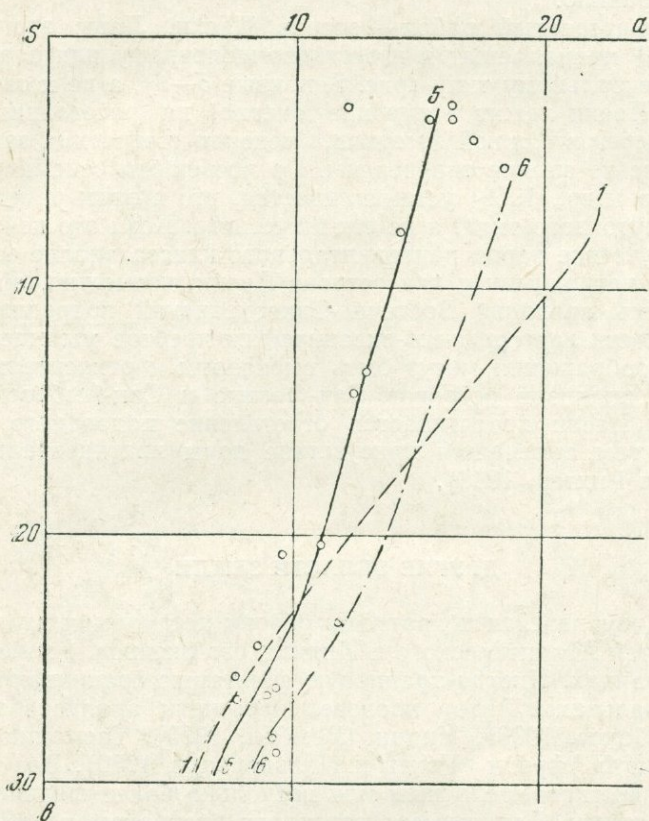


Рис. 5. Диаграмма химических составов лав о. Пасхи (векторы не показаны)

Линии 1, 5 и 6 соответствуют линиям 1, 5 и 6 на рис. 1

«Идеальная» схема приуроченности континентального класса пород к континентам и островным дугам, а океанического — к внутренним частям океанов имеет свои исключения. Возможно, последние иногда бывают только кажущимися и обусловлены недостаточным числом анализов или аналитическими ошибками, но в ряде случаев они являются реальным фактом и требуют специального рассмотрения. Остановимся только на двух примерах.

Интересную особенность представляют острова Иво (Macdonald, 1948), расположенные между Бонинскими и Марианскими островами, по которым Хоббс (Hobbs, 1922) «проводил андезитовую линию». Породы Бонинских и Марианских островов принадлежат к типичным известково-щелочным, а сами острова являются не менее типичными островными дугами, с которыми сопряжены глубоководные впадины. Породы же острова Иво относятся к щелочным океаническим, хотя, казалось бы, и входят в систему островных дуг. Анализ подводного рельефа

этой части океана показывает, что Бонинская и Марианская глубоководные впадины не смыкаются, а разделены подходящим сюда Срединно-Тихоокеанским подводным валом (вал Маркус). Острова Иво являются, по-видимому, крайней западной частью этого вала и их можно рассматривать как реликт океанической структуры, зажатый между двумя островными дугами. Таким образом это «исключение» лишь подтверждает правило.

Второй интересный район — остров Пасхи. Лавы этого острова (Vandy, 1937) принадлежат к известково-щелочному или слабо щелочному континентальному типу (рис. 5, кривые 5—6), а не к океаническому, хотя о. Пасхи лежит в глубине океана, на расстоянии почти в 3000 км от берегов Южной Америки. Сведения о строении земной коры в этом районе не вполне определены. По косвенным сейсмическим данным (Оливер и др., 1959) устанавливается, что в этом районе развита кора промежуточного типа, а не океанического. Если это действительно так, то присутствие пород континентального класса вполне естественно. Особенности петрохимии и лав острова Пасхи, возможно, обусловлены тем, что здесь проходит Восточно-Тихоокеанский подводный хребет. К специфичности лав срединно-океанических хребтов мы еще вернемся. Те же два соображения могут быть высказаны и относительно немногочисленных анализов островов Сан-Феликс и Сан-Амбросио: в этот район от о. Пасхи протягивается ответвление подводного хребта и, кроме того, там отмечается присутствие коры континентального типа (Гутенберг и Рихтер, 1948).

ДРУГИЕ ОБЛАСТИ ЗЕМЛИ

Прежде, чем перейти к краткому обзору петрохимии вулканических пород областей Атлантического и Индийского океанов, скажем несколько слов о траппах. Иногда трапповую формацию сравнивают с океаническими базальтами. Автор произвел пересчеты анализов траппов из Сибири (Соболев, 1936), Индии (Вембан, 1950), Тасмании (Эдвардс, 1950) и Южной Африки (Уокер и Польшерт, 1950). Все траппы относятся к известково-щелочным или несколько более щелочным континентальным типам. Для примера приведена диаграмма пересчетов траппов Деккана (рис. 6). Таким образом, траппы нельзя считать аналогами океанических базальтов, они являются типичными представителями континентального класса пород.

Все лавы молодых вулканов Европы и Африки принадлежат к континентальному классу. Чаще это щелочные континентальные серии (вулканы Восточно-Африканского рифта, Камеруна, Абиссинии и Тибести — в Африке; Рейнский грабен, Овернь, Карпаты, Аппенины — в Европе). Для примера на рис. 7 приведена диаграмма молодых лав района Оверни во Франции. Реже встречаются известково-щелочные породы (Кавказ, острова Эгейского моря).

Породы многих островов Индийского и Атлантического океанов принадлежат к океаническому классу — острова Родригес и Маскаренские близ берегов Мадагаскара, острова Зеленого мыса (рис. 8) и Канарские в Атлантике.

Особое положение занимают острова Сен-Поль (южная часть Индийского океана) и остров Вознесения (экваториальная Атлантика), лавы которых принадлежат к известково-щелочной серии континентального класса пород.

Остров Вознесения расположен в осевой части Средне-Атлантического подводного хребта, а остров Сен-Поль — на подводном хребте, протягивающемся из южной части Индийского океана к Красному

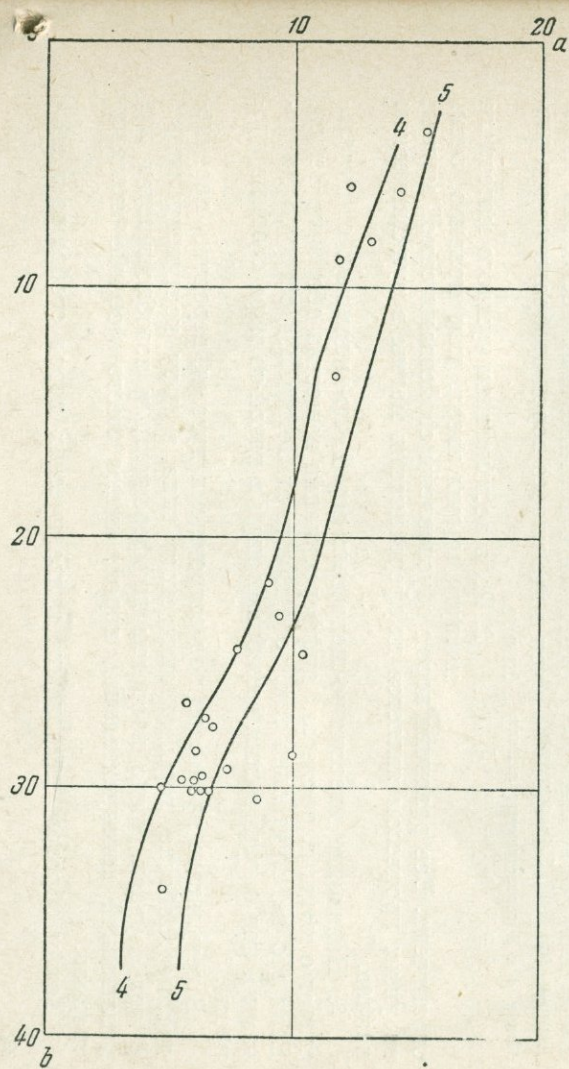


Рис. 6. Диаграмма химических составов
эффузивной фации траппов Деккана
Линии 4 и 5 соответствуют линиям 4 и 5 на рис. 1

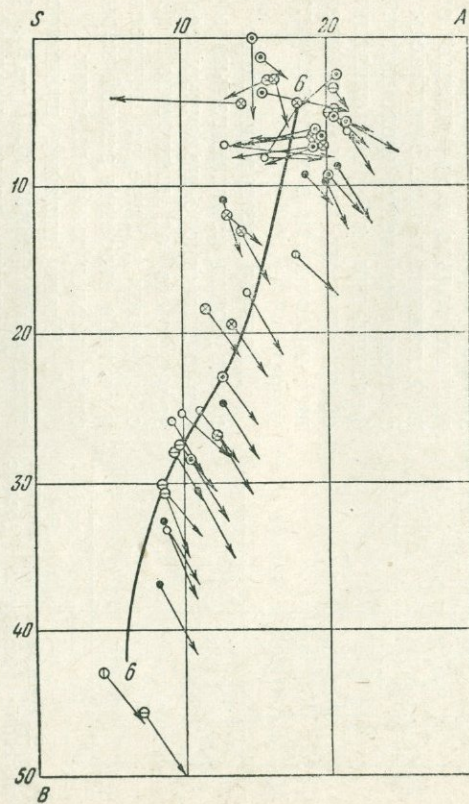


Рис. 7. Диаграмма химических составов
лав вулканов Оверни (Франция)
(по А. Н. Заварицкому)
Линия 6 соответствует линии 6 на рис. 1

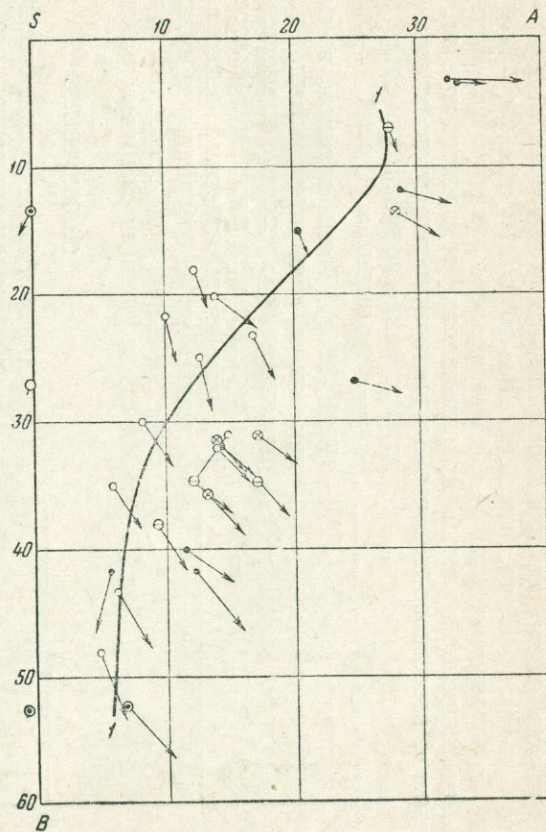


Рис. 8. Диаграмма химических составов лав
вулканов островов Зеленого Мыса
(по А. Н. Заварицкому)
Линия 1 соответствует линии 1 на рис. 1

мору. Есть все основания полагать, что специфический химизм островов Сен-Поль и Вознесения связан с их положением в области подводных океанических хребтов. Действительно, вулканы Исландии, являющейся надводной частью Атлантического подводного хребта, принадлежит к известково-щелочной серии континентального класса (рис. 9), хотя строение земной коры здесь океаническое — «гранитный» слой отсутствует

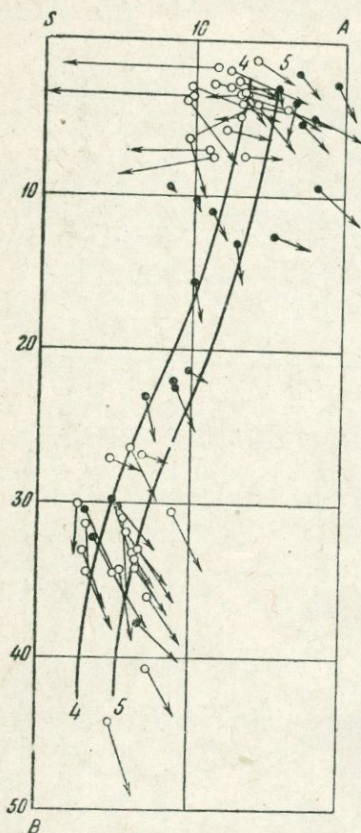


Рис. 9. Диаграмма химических составов третичных (белые кружки) и современных (черные кружки) лав вулканов Исландии (по А. Н. Заварицкому)

Линии 4 и 5 соответствуют линиям 4 и 5 на рис. 1

(Bath, 1960). Таким образом, во всех океанах намечается ясная связь подводных океанических хребтов с известково-щелочной серией континентального класса пород. Это, как и повышенный тепловой поток, сближает их с островными дугами, хотя строение коры под островными дугами и под океаническими хребтами различное.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все многообразие вулканических пород по своим петрохимическим особенностям укладывается в несколько серий, объединяемых только в два класса: океанический и континентальный. Эти классы отличаются темпом увеличения щелочности в ходе дифференциации и кристаллизации магмы; в обоих классах намечается увеличение общей щелочности в ходе геологического времени.

Характер географического распространения пород континентального класса (особенно известково-щелочных серий), их независимость от конкретной геологической обстановки и даже от мощности, а иногда и от типа строения земной коры позволяют сделать следующие выводы:

1. Очаги питания вулканов лежат за пределами земной коры — в верхней мантии. Вероятно, состав верхней мантии под океанами и континентами несколько различен и два класса пород отображают это различие.
2. Роль ассимиляции чуждого материала на пути магмы вверх, как правило, очень ограничена. Все различия пород обусловлены свойствами самой магмы; ведущим процессом является дифференциация магмы в вулканическом канале.

3. Появление известково-щелочных серий, по-видимому, свидетельствует о мощных процессах дифференциации вещества оболочки Земли. Если это действительно так, то в глубинах Земли под островными дугами и под океаническими хребтами идут в какой-то мере сходные процессы.

В результате процессов под островными дугами, вероятно, происходит переработка коры океанического типа в кору континентальную. В тех случаях, когда процессы дифференциации возобновляются под утолщенной континентальной корой, имеют место мощные излияния траппов.

Таким образом, петрохимия вулканических пород отображает про-

цессы, идущие в верхней мантии, и вулканизм может рассматриваться, в известной мере, как индикатор этих процессов.

Одной из интересных и важных задач было бы проведение по определенным профилям «петрохимических разрезов» с одновременным определением структуры земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Вейцман П. С., Гальперин Е. И., Зверев С. М., Косьминская И. П., Кракшина Р. М., Михота Г. Г. и Тулина Ю. В. Некоторые результаты изучения строения земной коры в области Курильской островной дуги и прилегающих участков Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
- Вембан Н. А. Пути дифференциации в траппах Деккана. Сб. «Геология и петрография трапповых формаций», ИЛ, 1950.
- Гапеева Г. М. О четвертичном вулканизме Куэнь-Луна и северо-западного Тибета. Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2, Изд-во АН СССР, 1955.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. Докл. АН СССР, т. 106, № 4, 1956.
- Горшков Г. С. Некоторые вопросы теории вулканологии. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. Сб. «Петрогр. провинции, изверж. и метам. горн. породы». Межд. геол. конгр., XXI сессия, докл. сов. геологов, проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гутенберг Б. и Рихтер К. Сейсмичность Земли. ИЛ, 1948.
- Деменицкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Труды Ин-та геол. Арктики, т. 115, 1961.
- Заварицкий А. Н. Лавы вулканов в окрестностях Мэргеня. Докл. АН СССР, т. 1, № 9, 1936.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1941.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1944; 2-е изд., 1950.
- Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. Сб. «Петрогр. провинции, изверж. и метам. горн. породы», межд. геол. конгр., XXI сессия, докл. Сов. геологов, Проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960.
- Оливер Дж., Юинг М. и Пресс Ф. Строение земной коры и дисперсия поверхностных волн. Сб. «Строение земной коры по сейсмическим данным», ИЛ, 1959.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Труды Арктич. ин-та, т. 43, 1936.
- Уокер Ф. и Польшерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. Сб. «Геология и петрография трапповых формаций», ИЛ, 1950.
- Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Аноийского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция. Труды Лаб. вулканологии, вып. 13, 1958.
- Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. Сб. «Геология и петрография трапповых формаций», ИЛ, 1950.
- Bandy M. C. Geology and petrology of Easter Island. Bull. Geod. Soc. Amer., v. 48, p. 1589-1610, 1937.
- Báth. Crustal structure of Iceland. J. Geoph. Res. v. 65, No 6, 1960.
- Becke F. Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Anden. Tschermak's Min. Petr. Mitt., Bd. 14, 1903.
- Burri C. R. Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., Bd. 6, H. 1, 1926.
- Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt. 1—10, Napoli.
- Chubb L. J. Petrography of the Marquesas Islands. Proc. 4th Pac. Sci. Congr., v. 2B, Batavia-Bandoeng, 1930.
- Gorshkov G. S. Petrochemistry of volcanic rocks in relation to the formation of island arcs. Ann. di Geofisica, v. 14, No 2, 1961.
- Hobbs W. H. Les guirlandes insulaires du pacifique et la formation des montagnes. Ann. de Géogr., t. 31, 485-495, 1922.
- Harker A. Natural history of the igneous rocks. London, 1909.
- Ishikawa T. and Katsui Y. Some consideration on the relation between the chemical character and the geographical position of the volcanic zones in Japan. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. 4, v. 10, No 1, 1959.
- Katsui Y. Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surrounding areas. Ibid., v. 11, No 1, 1961.
- Kawano Y., Yagi K. and Aoki K. Petrography and petrochemistry of the volcanic

- rocks of Quaternary volcanoes of Northeastern Japan. Sc. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3, v. 7, No 1, 1961.
- Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas. Am. J. Sci., 5th Ser., v. 25, No 147, 1933.
- Kosu S. and Seto K. The chemical and microscopical studies of some Korean rocks. Proc. 4th Pac. Sci. Congr., v. 2B, Batavia, 1930.
- Kuno H. Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. Bull. Geol. Soc. Am., v. 61, p. 957-1020, 1950.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volc., 2 Ser., t. 20, 1959.
- Lacroix A. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe. Mém. Acad. Sc. Paris, t. 59, 1928.
- Lacroix A. Nouvelles observations sur les laves des îles Marquises et de l'île Tubuai (Polynésie australe). C. R. Ac. Sc., t. 187, No 7, 1928.
- Macdonald G. A. Petrography of Iwo Jima. Bull. Geol. Soc. Am., v. 59, 1948.
- Macdonald G. A. Hawaiian petrographic province. Ibid., 60, No 10, 1949.
- Macdonald G. A. Dissimilarity of continental and oceanic rock types. J. Petrol., v. 1, pt 2, 1960.
- Macdonald G. A. Volcanology. Science, v. 133, No 3454, 1961.
- Marshall P. Ocean contours and earth movements in the SW Pacific. Rept. Australasian Assn. Adv. Sci., v. 12, 1910.
- Morimoto R., Hurita K. and Kasama T. Cenozoic volcanism in southeastern Japan with special reference to the history of the Setouchi (Inland Sea) geologic province. Int. Geol. Congr., XX Session, Volcanologia del Cenozoico, t. 1, Mexico, 1957.
- Powers H. A. Composition and origin of basaltic magma of the Hawaiian Islands. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 7, 77-107, 1955.
- Richards A. F. Geology, volcanology and bathymetry of Isla San Benedicto, Mexico. Unpubl. thesis. Univ. of California, 1957.
- Richardson C. Petrology of Galapagos Islands. Bernice P. Bishop Museum, Bull. 110, Honolulu, 1933.
- Smith W. C. and Chubb L. J. The petrography of the Austral of Tubuai Islands (Southern Pacific). Quart. Journ. Geol. Soc., London, v. 83, 1927.
- Tanakadate H. Volcanoes in the Mariana Islands in the Japanese Mandated South Seas. Bull. Volc., 2 Ser., t. 6, 1940.
- Tomita T. On the chemical composition of the Cenozoic alkaline suite of the Circum-Japan Sea region. J. Shanghai Sc. Inst., Sect. 2, v 1, 1935.
- Tsuboi K. Petrographical investigations of some volcanic rocks from the South Sea Islands, Palau, Yap and Saipan. Jap. J. Geol. Geogr., v. 9, No 3-4, 1932.
- Tsuya H. On the volcanism of the Huzi Volcanic Zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and the Southern Islands. Bull. Earthq. Res. Inst., v. 15, 1937.
- Washington H. S. The chemistry of the Pacific volcanoes. Proc., Ist. Pac. Sc. Congr., Honolulu, 1920.
- Willis B. and Washington H. S. San Felix and San Ambrosio: their geology and petrology. Bull. Geol. Soc. Am., v. 35, p. 365, 1924.
- Yagi K. Petrochemical studies on the alkaline rocks of the Morotu Sakhalin. 7-th Pac. Sc. Congr., v. 2, 1953.
- Yagi K. Petrochemistry of the alkalic rocks of the Ponape Island, Western Pacific Ocean. Int. Geol. Congr., XXI Session, Norden, Pt. 13, Copenhagen, 1960.

Г. М. ГАПЕЕВА

ВСЕГЕИ

533
СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ
ОСОБЕННОСТЕЙ МОЛОДОГО ВУЛКАНИЗМА

Петрохимические особенности молодого вулканизма играют в петрохимической характеристике горных пород особую роль, так как являются прототипом, по которому строятся дедуктивные выводы о процессах петрогенезиса, протекающих в земной коре в течение всего геологического периода ее развития. В значительной мере это объясняется их достоверностью. В отличие от более древних геологических образований, петрохимические особенности молодых вулканических пород устанавливаются не умозрительно, а эмпирически, непосредственным изучением конкретных вулканических комплексов, в большинстве случаев стратиграфически точно датированных, нередко исторических или даже современных.

16474
Последнее представляет наибольший интерес, так как позволяет установить последовательность тех явлений, совокупность которых и составляет процесс петрогенезиса. Именно поэтому результаты изучения петрохимических особенностей молодого вулканизма используются не только для обоснования теории вулканологии, но, в соответствии с принципами актуализма, и для значительно более широких выводов о направлении и характере общих процессов петрогенезиса, хотя это не всегда оказывается правильным.

Одним из наиболее широко распространенных примеров подобных умозаключений является прочно утвердившееся представление о будто бы имеющейся гравитационной и кристаллизационно-фракционной дифференциации глубинных магматических очагов. Оно основано на неоднократно отмечавшемся различии состава эруптивного материала, извергавшегося одновременно из одного и того же вулканического центра, но на разных гипсометрических уровнях наземной вулканической постройки (Набоко, 1960). Подкрепляемое данными экспериментальной петрографии это представление остается неизменным, хотя петрохимический анализ подобного материала (Пийп, 1956) так же, как и эндогенных продуктов вулканических аппаратов, действовавших в течение очень длительного времени, измеряемого геологическими периодами, что, например, отмечается для Соммы и Везувия (Заварицкий, 1939), не устанавливает значительного изменения их химизма и позволяет объяснить наблюдаемые колебания в составе изверженного материала дифференциацией силикатного расплава только в вулканическом канале, но не в магматическом очаге.

Более того, представлениями о дифференциации магматических очагов, непосредственно сообщающихся с дневной поверхностью, пользуются и для объяснения механизма возникновения так называемых мно-

гофазных интрузий, хотя образования, относимые к их дифференциатам, никогда не проникают выше верхнего яруса земной коры и, следовательно, сама кристаллизация их из силикатного расплава не может считаться доказанной.

Основанием для подобных отождествлений, несомненно, является сохраняемое подсознательно представление об остывающей Земле, магматические очаги в коре которой воспринимаются как инъекции первоначально гомогенного силикатного расплава, внедряющегося в нее из подкоревой части, где он сохраняется от протопланетного состояния.

Подобная интерпретация обосновывает и принимаемое всеми петрографическими классификациями объединение эффузивных порфировых пород с тождественными им по валовому составу полнокристаллическими образованиями; их структурно-минералогические различия рассматриваются лишь как функция от глубины застывания и последовательности кристаллизации дериватов единого магматического очага.

Таким образом, несмотря на то, что изучение кайнозойских вулканических центров всего земного шара, устанавливающее их общие петрохимические особенности, показывает отсутствие сколько-нибудь заметных направленных изменений состава эндогенных продуктов, извергаемых вулканами в течение всего периода их деятельности, представление о дифференциации питающих их магматических очагов остается неизменным. Степень этой дифференциации ставится в зависимость от изменения геотектонической позиции вулканически активных областей и используется в качестве критерия для суждения о режиме развития участков земной коры, слагаемых ископаемыми вулканогенными формациями, т. е. при палеотектонических реконструкциях.

Сопоставлением разрезов вулканогенных образований складчатых областей различного режима развития устанавливается геотектоническая схема, согласно которой накопление эруптивного материала начинается с так называемых спилито-кератофировых формаций, возникающих в начале заложения геосинклинальных борозд в период преобладания нисходящих движений; моменту инверсии и началу восходящих движений соответствует появление вулканогенных продуктов андезитового состава и завершению геосинклинального развития — образование дацитов, порфиров и различных щелочных лав, приуроченных к геоантиклинальным поднятиям и консолидированным складчатым областям (Пейве, 1945; Белоусов, 1954, 1962).

Изучение петрохимических особенностей молодого вулканизма позволяет внести коррективы в эту схему. Оно доказывает невозможность предполагаемого изменения химизма эффузивных пород, возникающих в одной и той же вулканической области и меняющихся по составу от наиболее основных до наиболее кислых и, далее, до щелочных типов вследствие дифференциации единого магматического очага, производными которого они считаются. Кроме того, это изучение доказывает отсутствие связи так называемых спилито-кератофировых формаций с нисходящими движениями земной коры, обуславливающими заложение и развитие геосинклинальных борозд и, наконец, заставляет пересмотреть вопрос о генезисе тех вулканогенных накоплений, которые в ископаемом состоянии обычно интерпретируются как излияния порфировых или даже альбитофировых лав.

Сопоставление петрохимических особенностей третичных, плейстоценовых, голоценовых и современных вулканогенных образований Камчатки, Курильских островов и Сахалина показывает отсутствие среди них разновидностей более основных, чем базальты и более щелочных, чем риолиты. Изменение химизма этих образований обнаруживает не направленность, а лишь определенную периодичность (Пийп, 1956). Появление кислого эруптивного материала не обозначает ни принци-

пильного изменения состава магматического расплава, подъем которого к дневной поверхности обуславливает вулканические проявления этой области, ни изменения ее геотектонической позиции. В течение всего периода вулканической активности подобные колебания химизма происходят неоднократно и повторяются закономерно. Более того, в различных вулканических центрах единой вулканической области и даже в сближенных аппаратах одного и того же вулканического центра могут, как это видно на примере Ключевской группы вулканов, одновременно происходить и перемежающиеся с эксплозивными выбросами излияния андезито-базальтов, и обуславливающие возникновение кальдер и накопление риолито-дацитовых игнимбритов катастрофические взрывы, и выдавливание андезито-дацитовых куполов, обелисков и лакколитов. Излияния порфировых лав при этом не фиксируются. Накопление кислого вулканического материала происходит лишь в пирокластической фации и связано с извержениями раскаленных агломератовых потоков (Пийп, 1944) и с катастрофическими взрывами, вызывающими образование кальдер (Горшков, 1957; 1960). Литификация и диагенез придают этим эксплозивным продуктам эффузивный облик, что и создает представление о присутствии в ископаемых вулканогенных формациях мощных толщ порфировых лав. Игнимбритовое происхождение последних, как показал А. Н. Заварицкий (1946), в подавляющем большинстве случаев может быть установлено соответствующими петрографическими исследованиями.

Геологический и геоморфологический анализ вулканогенных толщ Камчатки показывает, что их накопление происходило на фоне непрерывно восходящих движений. Обширные депрессии типа Центрально-Камчатской, которые покрыты излияниями щитовых вулканов, образовавшими лавовые плато, характеризуются не отрицательным направлением движений этого времени, а лишь их амплитудой. Согласно А. Е. Святловскому (1957) они имеют особенности, свойственные крупным грабенам, возникающим на вершинах куполообразных и сводовых поднятий, и, следовательно, должны рассматриваться как овалы оседания или срединные массивы, но не как геосинклинальные рвы. Этим казалось бы можно объяснить отсутствие в разрезе кайнозойских вулканогенных толщ Камчатки разновидностей спилитового типа, появление которых связывается с нисходящими движениями земной коры, испытываемыми ею в начальный период развития геосинклинальных борозд (Шатский, 1955). Однако они отсутствуют и в ее более древних вулканогенных толщах. По петрохимическим особенностям наиболее близка к спилитам лишь ирунейская свита сантон-кампана, залегающая в основании вулканогенного разреза Срединного хребта Камчатки. Но, по утверждению В. К. Ротмана, фациально-тектонический анализ показывает, что накопление слагающего ее вулканогенного материала происходило также в условиях восходящих, а не нисходящих движений.

В вулканогенной толще Курильских островов спилиты не установлены. Нет их и в кайнозойской вулканогенной толще Сахалина. Залегающие в основании последней шаровые и подушечные лавы маруямской свиты плиоцена сходны с ними только морфологически, их петрохимические особенности не обнаруживают ни тождества со спилитами, ни увеличения содержания натрия (Шилов, 1958) и наиболее близки базальтам и андезито-базальтам нормального известково-щелочного ряда. Фациально-тектонический анализ условий образования этой свиты показывает, что, несмотря на подводный характер излияния ее лавовых компонентов, она формировалась, в целом, на фоне общих устойчиво восходящих движений (Шилов, 1958).

Таким образом, петрохимические особенности молодого вулканизма Камчатки, Курильских островов и Сахалина, которые представляют

собой современные геосинклинали, испытывающие геантиклинальную стадию развития, заставляют либо изменить взгляды на геотектонические позиции этих структур, либо внести коррективы в представления о стратиграфической последовательности вулканогенного выполнения геосинклинальных призм, либо, наконец, пересмотреть вопрос о геологической обстановке и процессах петрогенезиса, обуславливающих возникновение спилито-кератофировых и порфировых формаций.

Еще большее стратиграфическое значение приобретают петрохимические особенности молодых вулканических образований при фациально-тектоническом анализе областей проявления так называемого континентального вулканизма. Эти особенности, характеризуясь определенными соотношениями главнейших порообразующих элементов (железа, магния, кальция, алюминия, кремния) и, главное, содержанием щелочей, значительно более высоким, чем в возникающих в тех же геологических структурах, но более древних трапповых формациях, могут служить критерием для отличия траппов от морфологически несколько сходных с ними наиболее ранних проявлений молодого внутриконтинентального вулканизма, представленных трещинными и щитовыми излияниями.

При этом, если общие особенности петрохимизма молодых внутриконтинентальных вулканических комплексов позволяют отличать их от более древних вулканических образований, т. е. определять их стратиграфическое положение в общем разрезе земной коры, то закономерность изменения этих особенностей, установленная сопоставлением результатов изучения различных областей проявления внутриконтинентального вулканизма, даст возможность определить относительное стратиграфическое положение его отдельных фаз. Это приобретает особое значение при пространственном смещении фаз, так как дает возможность установить их геологическую позицию в тех случаях, когда это нельзя сделать при помощи обычных стратиграфических методов.

Сопоставление результатов изучения внутриконтинентальных вулканических проявлений Центральной Азии (Гапеева, 1959) со сводками по внутриконтинентальному вулканизму Малоазиатской части Средиземноморского пояса (Burri und Niggli, 1945; 1949), Рейнского грабена (Söller, 1960; Frechen, 1961) и Оверни также, как и с давно известными описаниями внутриконтинентальных вулканических областей Африки, Австралии и Северной Америки, показывает, что, несмотря на краткость срока проявления, все они проходят стадию трещинных излияний базальтов несколько повышенной щелочности, сменяемую деятельностью щитовых вулканов, обуславливающих возникновение плато, сложенных базальтами отчетливо выраженного субщелочного состава. Далее возникают поднимающиеся непосредственно над этими плато, или территориально не связанные с ними, обособленные шлаковые конусы и экструзии голомеланократовых щелочных пород — разнообразных щелочных базальтоидов, нефелинитов, тефритов, фонолитов и трахитов. Эти вулканические постройки могут сопровождаться маломощными и короткими лавовыми языками, масса которых несоизмерима с мощными излияниями андезито-базальтов стратовулканов или накоплениями игнибритов.

Интересно, что ни в одном из разрезов вулканогенных толщ всего земного шара подобные образования ниже плиоцена достоверно не установлены. Эмпирические исследования показали, что подавляющее большинство плато субщелочных базальтов возникает в плиоцене; образование шлаковых конусов и субвулканов начинается в постплиоцене (точнее — в плейстоцене) и продолжается до настоящего времени. Таким образом, стратиграфическое положение каждой из фаз внутриконтинентальных вулканических проявлений еще более уточняется. Это

приобретает особое значение при необходимости разделения немых внешне сходных и пространственно сближенных вулканогенных образований, например, неогенового и четвертичного возраста.

Возможность использования петрохимических особенностей молодого вулканизма в качестве стратиграфического критерия может быть обоснована и с общих теоретических позиций о химической эволюции Земли (Виноградов, 1959). В геологический период развития Земли эта эволюция наиболее четко прослеживается по процессам петрогенезиса; в частности, по все возрастающему значению в них щелочей и других близких к ним по атомному строению легко подвижных элементов, которые, вследствие их концентрации в верхних частях сиалической оболочки Земли, принято называть литофильными.

Простой статистический подсчет показывает, что среди анализируемых горных пород всего мира подавляющее большинство щелочных разновидностей имеет кайнозойский возраст. Щелочные породы мезозойского возраста несравненно более редки и менее распространены, чем щелочные породы герцинского возраста. Докембрийские щелочные породы нигде достоверно не установлены: исследованиями последних лет с несомненностью доказывалось, что образования, описывавшиеся в старинной литературе как нефелиновые гнейсы, в действительности являются не нефелиновыми, а лишь нефелинизированными архейскими породами, возникшими под воздействием герцинского натрового метасоматоза.

Не менее любопытная особенность также, несомненно, обусловленная химической эволюцией Земли в геологический период ее развития, — закономерность изменения состояния, в котором литофильные компоненты поступают в доступные для геологических наблюдений верхние горизонты земной коры.

В докембрии они представлены только эманациями калия и, главным образом, натрия в сравнительно ограниченных количествах, вызываемыми лишь метасоматическими преобразованиями уже существующего твердого субстрата земной коры, что приводит к возникновению так называемых чарнокитовых и габбро-анортозитовых формаций.

С герцинским диастрофизмом связано резкое увеличение количества щелочных эманаций, отделяемых земными недрами, и качественное изменение их состава: к калию и натрию присоединяются литий, бериллий, редкоземельные элементы, ниобий, тантал и очень большое количество кремния.

Процессы петрогенезиса, вызываемые поступлением этих элементов, наиболее четко фиксируются в областях развития древних кристаллических толщ. Они вызывают появление разнообразных щелочных комплексов, главным образом, нефелиновых, что указывает на все еще преобладающее значение среди них натрия, а также образование литиевых и бериллиевых пегматитов, нередко сопровождаемых концентрацией редкоземельных элементов.

Однако, важнейшими путями проникновения литофильных элементов в верхние горизонты земной коры в это время являются так называемые интрузии центрального типа. Несмотря на укоренившуюся терминологию, эти образования вряд ли могут быть безоговорочно отнесены к интрузивным. Вероятно, их правильнее считать экструзиями, так как механизм их внедрения в верхние горизонты земной коры имеет характер не плутонический, а вулканический. Процессы щелочного метасоматоза, роль которых в формировании этих специфических, сложных, зонально концентрических структур никто уже не отрицает, генетически, по-видимому, наиболее близки к процессам поствулканического минералообразования, которые протекают и в настоящее время и могут изучаться в областях активного вулканизма.

С верхнего палеозоя, точнее с перми, и вплоть до мела в соотношениях щелочей, поступающих в верхние горизонты земной коры, происходит некоторое изменение. Оно выражается в увеличении количества калия, который становится преобладающим над натрием. Это приводит к возникновению уже не нефелиновых, а псевдолейцитовых разновидностей пород в образованиях, относимых к интрузиям центрального типа, отличающихся также и составом сопутствующей им полезной минерализации.

В вулканических образованиях мезо-кайнозоя содержание калия еще более возрастает. К нему присоединяются рубидий, стронций, щелочные и редкоземельные элементы, некоторые легкие металлы (как например, бор), сера и галоиды.

Усиленное отделение летучих элементов из подкоревой части Земли, обусловленное диссипацией ее вещества, активизирует вулканическую деятельность. В связи с этим количество вулканических аппаратов, через которые эндогенный материал поступает из подкоревой части Земли на ее поверхность, резко увеличивается, а химизм и физическое состояние материала изменяются. Вместо выбрасываемого в твердом или почти твердом состоянии при минимальном участии жидкой фазы агрегата бедных кремнием и кислородом, железо-магниевого соединения, подвергнувшегося в дальнейшем метасоматическим преобразованиям, на дневную поверхность поступает расплав, чрезвычайно обогащенный щелочами и в различной степени гомогенизированный. В нем реликты эндогенного подкорového материала сохраняются лишь в виде более или менее обильных включений, называемых оливинитовыми, в минералах же образующихся не метасоматически, а кристаллизующихся из расплава, все более возрастает содержание калия. Это обуславливает возникновение уже не псевдолейцитовых, а лейцитовых эктрузий и резкое увеличение содержания калиофиллитового компонента в их нефелиновых разновидностях.

Вулканические аппараты, доставляющие эти расплавы на дневную поверхность, могут возникать как в тех участках земной коры, где вулканическая деятельность еще не проявлялась, так и в областях развития более древних вулканических толщ. В этом случае петрохимические особенности молодого вулканизма явятся наиболее надежным критерием для отличия продуктов его проявлений от более древних вулканических образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолитиздат, 1954, 1962.
Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, 1959.
Гапеева Г. М. Характерные особенности проявления континентального вулканизма Центральной Азии. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
Горшков Г. С. Извержение сопки Безымянной. Бюлл. вулк. станции, № 26, 1957.
Горшков Г. С. Кальдера Заварицкого. Бюлл. Вулк. станции, № 30, 1960.
Заварицкий А. Н. Лавы и связанные с ними горные породы Соммы и Везувия и диаграмма, выражающая особенности их химического состава. Зап. Лен. горного ин-та, т. 12, в. 2, 1939.
Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолов Армении. Изв. АН АрмССР, естеств. науки, № 10, 1946.
Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. Сб. «Петрогр. провинции, изверж. и метам. горн. породы», Межд. геол. конгр., XXI сессия, докл. сов. геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
Пейве А. В. Глубинные разломы геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1945.
Пийп Б. И. О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержения этого вулкана. Бюлл. Вулк. станции, № 12, 1944.

- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Труды Лаб. вулканологии, в. 11, 1956.
- Святловский А. Е. О вулcano-тектонике Ключевской группы вулканов на Камчатке. Бюлл. Вулк. станции, № 26, 1957.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные породы и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», в. 2, 1955.
- Шилов В. Н. Новые данные о плиоценовом вулканизме Сахалина. Докл. АН СССР, т. 118, № 1, 1958.
- Шилов В. Н. и Калишевич О. К. К вопросу об условиях образования пород спилито-кератофировой формации. Докл. АН СССР, т. 122, № 5, 1958.
- Вигги G. und Niggli P. Die junge Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I Teil, 1945; II Teil, 1949.
- Frechen J. Einführung zu den Exkursionen der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in das Siebengebirge und die Vulkaneifel. Fortsch. Miner., Bd. 39, hf. 1, s. 161—185, 1961.
- Söllner K. Der Olivinnephelinit vom Teichelberg bei Groschlattengrün (Fichtelgebirge). N. Jahrb. Miner. Abh., Bd. 93, hf. 3, s. 324—388, 1960.

С. И. НАБОКО

Лаборатория вулканологии СО АН СССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛОДЫХ И СОВРЕМЕННЫХ ЛАВ КАМЧАТКИ

Петрохимические закономерности ассоциаций пород наиболее ярко выступают при изучении молодых и современных лав, поскольку они не подвергались последующим изменениям. Именно поэтому А. Н. Заварицкий при петрохимических сопоставлениях использовал молодые эффузивные породы, в том числе камчатские.

В последние годы количество химических анализов значительно возросло и мы сочли возможным сопоставить их. При этом выявились определенные закономерности, которым и посвящена настоящая статья.

Четвертичный эффузивный цикл Камчатской дуги во внутренней ее части начался с массовых излияний базальтов, в результате чего были созданы крупные пологие щитообразные лавовые нагорья.

В дальнейшем трещинный характер вулканизма сменился извержениями центрального типа с образованием свыше 200 вулканов.

Молодые и активные вулканы Камчатки приурочены к трем структурным зонам: Срединному Камчатскому хребту, Центрально-Камчатской депрессии и к Восточно-Камчатской зоне.

В южной части Срединного хребта, в древнем антиклинории, сложенном метаморфическими толщами, прорванными крупными интрузиями, вулканическая деятельность началась в доледниковое время и характеризовалась центральным типом извержений (вулканы Хангар, Левиңсон-Лессинга). В северной части Срединного хребта, сложенного более молодыми формациями, вулканическая деятельность протекала более интенсивно. Плотность вулканов в северной части Срединного хребта значительно больше, чем в южной. Вулканическая активность была связана с мощными глыбовыми движениями поднимающегося Срединного хребта, окаймленного опускающейся Центрально-Камчатской депрессией и Карагинским проливом. В связи с общим перемещением вулканизма на Камчатке к востоку и югу в Срединном Камчатском хребте к настоящему времени извержения прекратились и только вулкан Ичинский до сих пор является действующим (находится в сольфатарном состоянии).

В Центрально-Камчатской депрессии, примыкающей с востока к Срединному Камчатскому хребту, имеется 21 вулкан, из них 4 действующих. Центрально-Камчатская депрессия образовалась в конце третичного и начале четвертичного периода. В депрессии с доледнико-

вого времени развивается интенсивная вулканическая деятельность, продолжающаяся и в современную эпоху.

Характер извержений вулканов в депрессии в настоящее время различен. Базальтовые вулканы — Ключевская сопка и Толбачик — сходны с Этной и характеризуются эффузивными извержениями через вершинный и боковые кратеры.

Вулканы Шивелуч и Безымянный находятся на андезитовой стадии эволюции магмы и извержения их близки к типам Мон-Пеле (Шивелуч) и Катмай (Безымянный) с экструзиями и раскаленными лавинами.

К Восточно-Камчатской зоне, протягивающейся вдоль Тихоокеанского побережья, приурочено наибольшее количество действующих вулканов (21); большинство из них находится в длительном сольфатарном состоянии. Современные извержения вулканов характеризуются в большей своей части андезитовым составом лав и взрывным характером.

Четвертичные и современные лавы Камчатки по своим петрохимическим особенностям относятся к тихоокеанской известково-щелочной провинции, богаты известью, в них натрия преобладает над калием, и они часто пересыщены кремнеземом даже в серии основных разновидностей лав.

Петрохимические особенности камчатских лав отчасти подчиняются общим закономерностям, свойственным островным дугам, отчасти обуславливаются конкретными геологическими структурами, в которых развивается вулканизм и, главным образом, процессами дифференциации в вулканических каналах и периферических очагах. Это вызывает одновременное появление лав от базальтов до дацитов, однако, с общими для всех петрохимическими особенностями.

Петрохимические особенности ассоциации лав Камчатки, характерные и для других островных дуг, выражаются в увеличении общей щелочности лав в направлении к платформе и обусловлены, возможно, процессами, происходящими в подкоровом веществе. На диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого, рой точек, выражающих химизм ассоциации лав Восточно-Камчатской активной зоны, внешней оконечности дуги, занял крайнее левое положение (рис. 1), отражая более известковый характер лав (тип Пеле). Рой точек, выражающих химизм ассоциации лав Центрально-Камчатской депрессии, разместился вдоль вариационной кривой Лассен-Пик (рис. 2), отражая более щелочной характер их. Рой точек ассоциации лав Срединного хребта расположен вблизи вариационной линии Йеллоустонского парка, отражая крайне щелочной характер их в этой серии пород (рис. 3).

Таким образом, в лавах в направлении с востока на запад — от Восточно-Камчатской зоны к Срединному хребту — происходит неуклонное увеличение общей щелочности¹. Причем, если в Восточно-Камчатской активной зоне в серии лав от основных до кислых общее увеличение щелочности происходит при одновременном увеличении окиси натрия и окиси калия (рис. 4), то в лавах Срединного Камчатского хребта общее увеличение щелочности происходит в основном за счет калия при постоянном значении натрия (рис. 5). Характерно, что если вкрест дуги проявляются определенные закономерности изменения петрохимических свойств ассоциаций лав, то вдоль дуги они не наблюдаются. На протяжении всей дуги для каждой отдельной вулканической зоны петрохимические свойства лав близки.

¹ Активный же вулканизм перемещался во времени в обратном направлении.

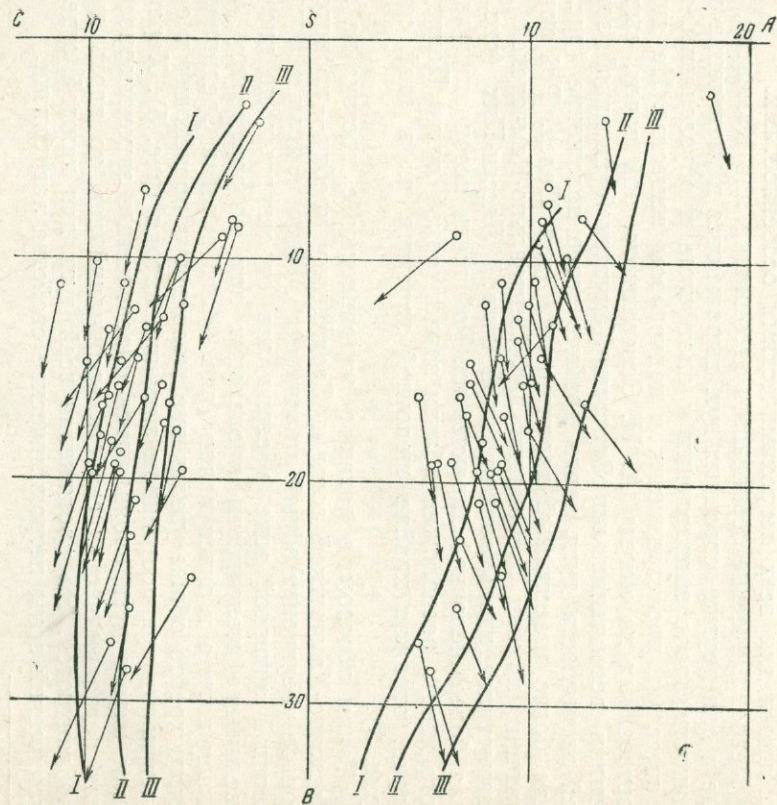


Рис. 1. Ассоциации лав Восточно-Камчатской активной зоны
 Вариационные кривые. I — тип Пеле, II — тип Лассен-Гук, III — тип Йеллоу-хотонского парва

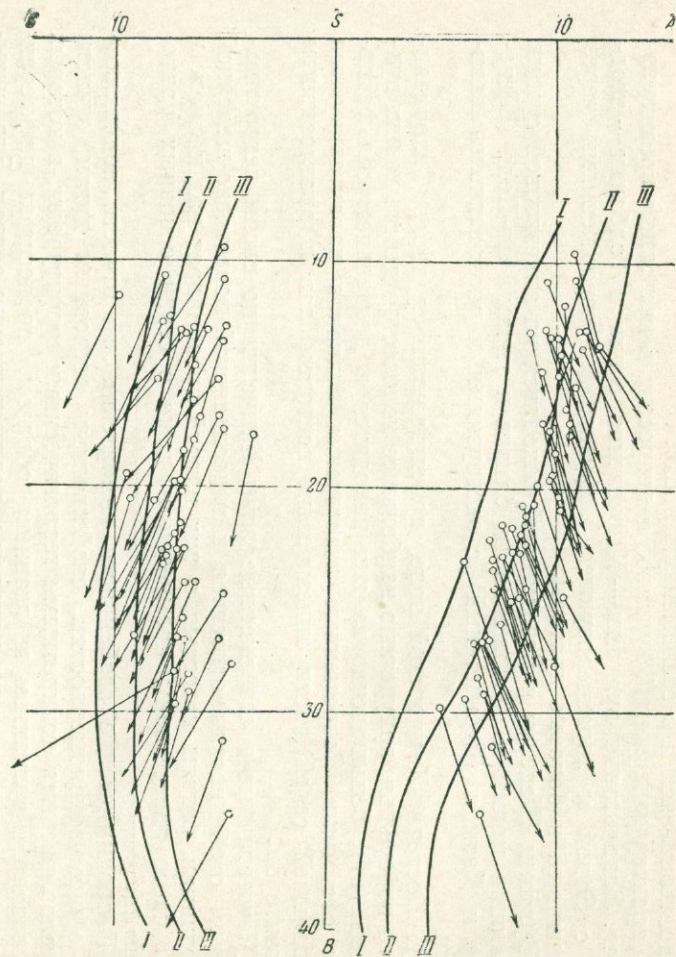


Рис. 2. Ассоциация лав Центральной Камчатской депрессии
 I, II и III — то же, что и на рис 1

Наравне с общими петрохимическими закономерностями, свойственными островным дугам, на примере Камчатки мы можем говорить и о некоторых петрохимических особенностях вулканизма в зависимости от геологических условий его проявления. В Центрально-Камчатской депрессии — межхребтовом грабене — в четвертичную (включая и современную) эпоху извергаются более основные лавы — от базальтов до андезитов (b от 35 до 10), что отражает, вероятно, начальный цикл орогенного поднятия.

В Восточно-Камчатской активной зоне проявляется вулканизм, типичный для орогенной области тихоокеанской провинции, крайнего известковистого ряда с преобладанием андезитов и развитием дацитов (b от 28 до 3).

Петрохимические особенности четвертичных вулканических пород Срединного хребта отражают длительный этап развития вулканизма в древней структуре антиклинория. На диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого, это проявляется в наибольшем разбросе роя векторов, который занимает положение широкой полосы от типа Йеллоустонского парка по Бурри до самого крайнего известковистого типа пород.

Разнообразие лав от базальтов до дацитов, как правило, имеющих одну и ту же фазу минералов (основные плагиоклазы, моноклинные и ромбические пироксены) обусловлено нормальным ходом дифференциации неконтаминированной магмы в каналах и периферических очагах вулканов центрального типа.

Все данные свидетельствуют о том, что большинство вулканов действовало длительное геологическое время. Имеется много примеров, когда вулкан, зародившись в конце третичного времени, действует через основной канал до настоящего времени. Все разнообразие пород, связанных с одним центром извержения вызвано дифференциацией (кристаллизационной, гравитационной, диффузионной), происходящей в канале или периферическом очаге вулкана в периоды между извержениями. Такой дифференциацией объясняется смена лав от более кислых к основным по мере развития извержения и поступления на поверхность все новых и новых порций лавы из более глубоких частей канала.

В ходе извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. состав пеплов (в основном ювенильных) менялся по ходу извержения от более кислых к более основным (Набоко, 1947). Такой же характер изменения состава лавы констатировался Б. И. Пийпом (1956) на примере

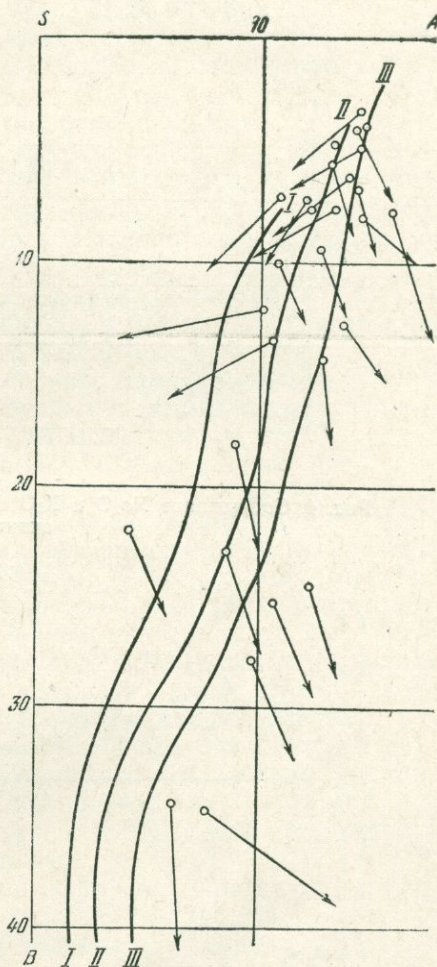


Рис. 3. Ассоциация лав Срединного Камчатского хребта

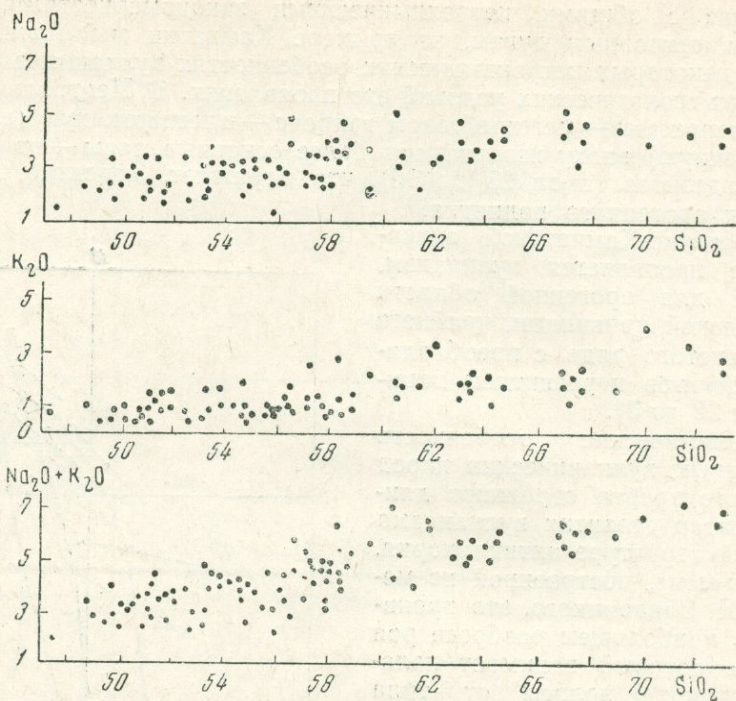


Рис. 4. Содержание Na_2O и K_2O в ассоциации лав Восточно-Камчатской активной зоны

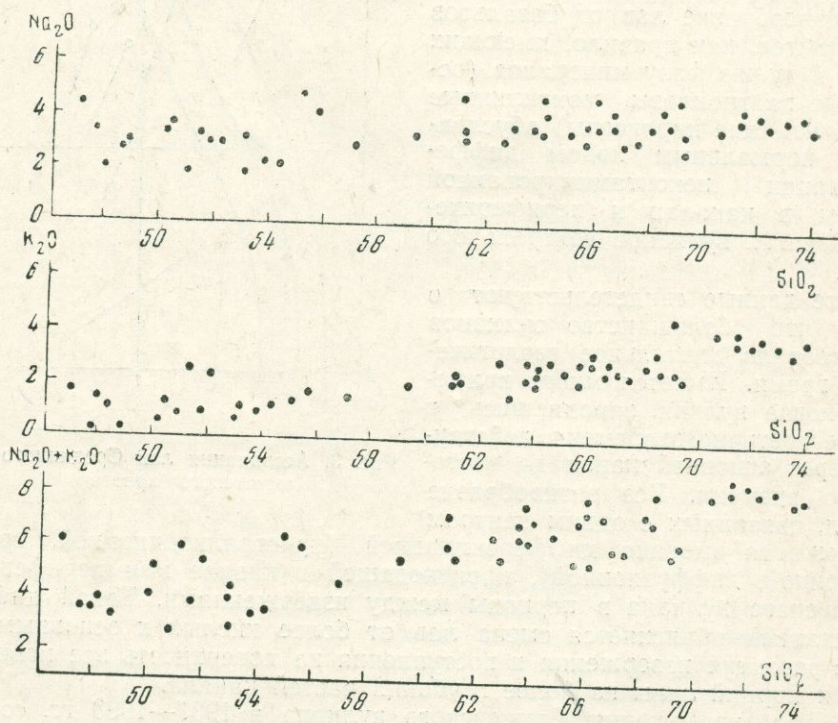


Рис. 5. Содержание Na_2O и K_2O в ассоциации лав Среднего Камчатского хребта

извержения побочного кратера Ключевского вулкана (им. Заварицкого) в 1945 г. В начале извержения из верхней части канала вытекала лава более легкая ($b=21,8$) и более кислая ($Q=+0,4$), а в конце — более тяжелая ($b=23,4$) и более основная ($Q=-1,8$).

В результате одновременного извержения на Ключевском вулкане нескольких побочных кратеров, находящихся на различных гипсометрических уровнях, как это было в 1938 и 1945 годах, одновременно лава поступала на поверхность из различных горизонтов канала. Особенности состава этих лав убедительно свидетельствуют о наличии в канале дифференциации магмы.

Лава верхних кратеров прорыва 1938 г. была более легкая ($b=21,6$) и более кислая ($Q=+20,5$), нижних кратеров — более тяжелая ($b=26,8$) и более основная ($Q=-1,3$). В 1945 г. ранние продукты извержения верхнего кратера были более кислые, чем первые порции лавы, излившиеся одновременно из нижнего кратера.

Лавы, изливающиеся из нижних кратеров прорыва 1938 г., имели в своем составе оливин, клинопироксен и плагиоклаз. В лавах, изливающихся из верхних кратеров, оливина было мало или он отсутствовал; в последнем случае одновременно с клинопироксеном наблюдался ортопироксен.

Состав самих минералов в лавах от верхних кратеров к нижним, судя по их оптическим свойствам, менялся в сторону обогащения оливина и пироксена железом.

Таким образом, в результате процессов дифференциации в канале вулкана состав продуктов одного извержения (Ключевского вулкана) колебался от базальта до андезито-базальта.

В длительную историю существования вулканического канала или периферического очага эволюция магмы идет от основной к кислой с обогащением последних дифференциатов более легкоплавкими силикатами и легколетучими компонентами. На примере ряда вулканов, таких как Шевелуч (Меняйлов, 1955), Хангар и Мутновский (Маренина, 1957), показано проявление в заключительную стадию деятельности сложных андезито-базальтовых вулканов экструзий более кислых лав — андезитов и дацитов. Появление роговообманковых разновидностей базальтов, андезитов и дацитов отражает особые условия становления пород в участках, обогащенных летучими компонентами, в частности, парами воды. Роговообманковыми базальтами сложены некки, нижние участки потоков, роговообманковыми андезитами и дацитами — куполы. На диаграмме А. Н. Заварицкого такие роговообманковые породы часто не выделяются среди пироксеновых лав, что отражает тождество их химических составов.

Некоторые особенности петрохимии эффузивных пород определяются специфическими условиями их кристаллизации. Кристаллизация, начавшаяся на глубине при высоких давлениях и температуре, прерывается в связи с быстрым подъемом магмы на поверхность Земли и продолжается в условиях резкого спада давления и температуры. Такое изменение термодинамических условий при становлении породы обуславливает образование неравновесного парагенезиса минералов вкрапленников и микролитов. В связи с этим в известково-щелочных лавах часто наблюдается резкое несоответствие модального и нормативного состава всех минералов. Минералы вкрапленников по сравнению с нормативным составом резко обогащены тугоплавкой фазой; плагиоклазы — кальцием, клинопироксены — кальцием и магнием, оливины и ортопироксены — магнием. Разница в модальном и нормативном составе вкрапленников плагиоклаза (обогащение их кальцием) увеличивается в лавах по мере увеличения их кислотности — от базальтов до дацитов.

При многочисленных замерах плагиоклазов на Федоровском столе и определении их составов по высокотемпературным кривым обнаруживается значительное обогащение плагиоклазов вкрапленников анортитовой молекулой в сравнении с составом плагиоклаза, вычисленного из химических анализов соответствующих лав (нормативов).

На диаграмме (рис. 6) нанесены нормативные составы плагиоклазов двухсот анализированных лав Камчатки и составы вкрапленников плагиоклазов тех же образцов, определенных оптическим путем. Неуклонное уменьшение основности плагиоклаза от № 90 до № 15 по мере увеличения содержания в лаве SiO_2 выражается в рое точек, образующих широкую полосу. Для основных лав полоса более широкая (раз-

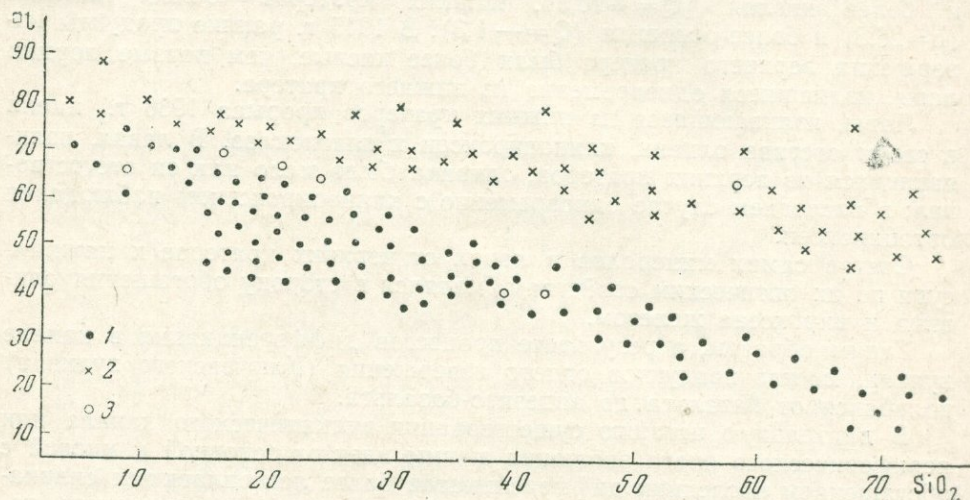


Рис. 6. Нормативный и модальный плагиоклаз в лавах Камчатки

1 — нормативный, 2 — модальный плагиоклаз вкрапленников, 3 — модальный плагиоклаз микролитов

ница в 30 номеров), для кислых более узкая (разница в 10 номеров). Кривая составов плагиоклаза, определенных оптическим путем, менее крутая и отражает изменение от № 90 до № 50.

Разница в составах модального и нормативного плагиоклаза возрастает по мере увеличения в лаве кремнезема: в основных лавах (базальтах) разница в номерах плагиоклаза от 5 до 25, в кислых — от 20 до 30.

В базальтах и андезито-базальтах состав микролитов плагиоклаза приближается к нормативному или даже они обеднены кальциевой молекулой. В дацитах и липаритах, наоборот, микролиты плагиоклаза чаще обогащены по сравнению с нормативом кальциевой молекулой, т. е. разница в составе вкрапленников и микролитов плагиоклаза в основных лавах больше, чем в кислых. Основные лавы более богаты вкрапленниками, чем кислые. А чем меньше вкрапленников, тем меньше обеднялся остаточный расплав кальцием, а следовательно, в поверхностных условиях кристаллизовались микролиты плагиоклаза, обогащенные, по сравнению с нормативом, кальциевой молекулой, как это и наблюдается в кислых лавах.

Состав цветных минералов также, как и плагиоклаза, в процессе кристаллизации расплава закономерно менялся. Эволюция оливина идет от магнезиальных разностей к более железистым. В интрателлурическую стадию кристаллизовался оливин, богатый более тугоплавким магнезиальным компонентом. В поверхностных условиях кристал-

лизовался оливин, обогащенный железистой молекулой (каймы вокруг вкрапленников и микролиты).

Таким образом, петрохимической особенностью эффузивных пород является резкое несоответствие модального и нормативного состава оливина. В оливинах камчатских лав, судя по химизму последних, содержание железистой молекулы, должно достигать 30—70%, а судя по углу оптических осей, оно колеблется от 0 до 25% ($2v$ от -89 до $+89^\circ$), т. е. оливин резко обогащен по сравнению с нормой магниевой молекулой. В микролитах оливина содержание железистой молекулы от 30 до 50% ($2v$ от -77 до -82°), т. е. близко к норме.

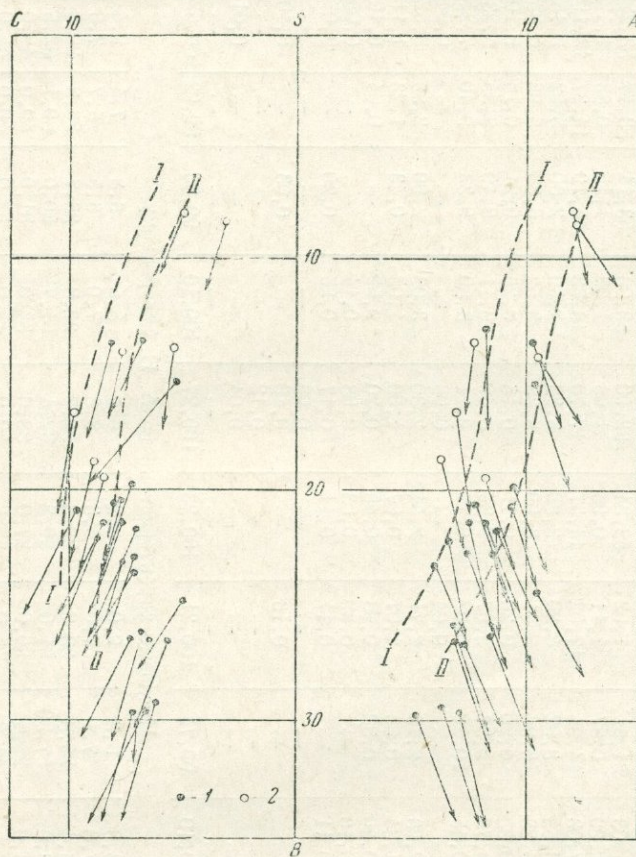


Рис. 7. Химические составы датированных лав Камчатки
1 — лавы Центрально-Камчатской депрессии, 2 — лавы Восточно-Камчатской активной зоны

Эволюция клинопироксена так же, как и оливина, в процессе кристаллизации происходит в сторону обогащения последней фазы кристаллизации железистой молекулой, т. е. при кристаллизации пироксенов в интрателлурическую стадию они оказываются обогащенными кальциевой молекулой, этим и вызвано несоответствие их нормативного и модального составов. Эволюция ортопироксенов, как и клинопироксенов, в ходе кристаллизации идет в сторону обогащения интрателлурических вкрапленников магнием (тугоплавким компонентом).

Указанная особенность несоответствия модального и нормативного составов основных минералов наиболее ярко проявляется в известково-щелочных лавах, особенно в их кислых разностях, бедных вкрапленниками.

Таблица

Химические составы датированных лав Камчатки

Компо- ненты	№ анализа															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	49,84	51,30	50,10	51,03	51,51	51,52	52,34	52,90	53,08	53,14	53,17	53,22	53,22	53,30	53,46	53,48
TiO ₂	0,95	1,65	1,03	1,00	0,57	1,11	0,95	1,06	1,08	1,15	0,88	1,12	0,80	1,09	1,01	0,93
Al ₂ O ₃	15,73	15,22	19,99	17,03	14,91	17,02	14,57	17,70	16,62	15,10	14,27	18,19	17,28	17,72	15,37	16,53
Fe ₂ O ₃	3,28	3,74	4,19	3,58	3,02	4,20	2,69	3,36	2,50	2,60	5,92	3,18	3,64	3,58	2,59	4,52
FeO	6,16	7,98	5,02	5,23	6,26	5,81	6,09	5,36	6,52	6,36	5,92	6,68	6,22	5,40	6,13	5,64
MnO	0,12	0,20	0,25	0,35	0,20	0,20	0,11	0,16	0,25	0,21	0,16	0,10	0,20	0,26	0,19	0,16
MgO	9,83	5,12	5,98	6,75	9,37	5,97	9,89	6,40	6,11	8,40	6,35	5,23	5,42	5,93	8,12	6,56
CaO	9,61	8,36	8,58	10,45	10,80	9,02	9,76	9,21	8,80	9,33	9,40	7,21	8,60	8,70	9,42	8,80
BaO	0,04	0,10	—	—	—	0,04	—	0,08	—	—	—	0,04	0,10	0,12	—	—
Na ₂ O	2,51	3,40	2,84	2,93	2,15	2,71	2,54	2,30	3,08	2,90	2,58	3,52	2,90	2,42	2,40	2,56
K ₂ O	1,17	2,15	1,52	1,34	0,63	1,07	0,67	1,00	1,08	0,43	1,23	1,11	1,20	1,40	1,10	1,46
H ₂ O ⁺	0,08	—	0,12	0,20	0,32	0,98	0,48	0,20	0,59	—	0,04	0,10	0,11	0,16	0,04	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,08	0,10	—	0,29	0,03	0,08	0,14	—	—	0,08	0,08	0,04	0,14	—
P ₂ O ₅	0,25	0,80	—	0,11	—	0,11	0,11	0,17	0,25	0,20	—	0,09	0,20	0,12	0,27	—
CO ₂	0,35	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₂	0,10	—	—	—	—	0,16	—	0,10	—	0,03	—	0,10	0,06	—	—	—
Cl	—	0,06	—	—	—	—	—	0,12	—	—	—	—	0,10	0,12	—	—
F	0,02	0,05	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	0,01	0,02	0,02	—	—
S	—	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,04	100,33	99,70	100,10	99,74	100,21	100,23	100,27	100,10	99,85	99,92	100,62	100,15	100,38	100,24	100,64
Параметры	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому															
a	7,1	10,5	8,7	8,3	5,3	9,0	6,2	6,6	8,5	6,8	7,4	9,4	8,3	7,5	6,8	7,8
c	6,8	4,9	9,7	7,3	7,1	7,0	6,3	8,8	7,0	6,5	5,7	7,6	7,6	8,3	6,7	7,2
b	29,6	24,8	20,9	26,4	29,8	23,0	29,3	22,2	22,8	26,7	26,8	20,5	21,8	21,2	26,0	23,6
s	56,2	59,8	60,7	53,0	57,80	61,0	59,2	62,4	61,7	60,0	60,1	62,5	62,3	63,0	60,5	61,4
f'	29,2	43,9	43,0	34,0	28,6	39,0	27,0	38,0	38,0	31,0	40,0	45,0	43,0	40,5	31,0	38,0
m'	54,9	34,8	52	46,5	51,9	43,0	55,2	50,0	45,0	52,0	40,0	44,0	43,0	47,8	52,0	47,0
c'	15,9	21,3	5	19,5	19,5	18,0	17,8	12,0	17,0	17,0	20,0	11,0	14,0	10,7	7,0	15,0
n'	75,4	71,4	74	77	85,0	71,0	85,0	77,0	81,0	92,0	76,0	82,0	78,0	72,2	76,0	72,0
t	1,4	2,4	1,5	1,5	0,8	1,0	1,3	2,0	1,6	1,6	1,2	2,0	1,0	1,5	1,4	1,2
φ	9,5	12,6	18	26	8,5	15,0	7,6	13	9,6	8,0	18,0	14,0	15,0	15,0	8,2	15,0
Q	-8,0	-6,4	-5,7	-5,9	-2,1	-3,0	-1,3	+2,8	-0,6	-0,1	-0,3	-1,4	+0,4	+2,7	-1,3	—

Компоненты	№ анализа														
	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	53,50	53,89	53,93	53,97	54,48	59,57	59,94	59,82	58,80	61,15	54,74	55,98	57,27	57,98	64,60
TiO ₂	0,78	0,92	1,14	0,72	1,10	0,51	0,88	0,57	0,66	0,72	0,72	0,73	0,96	—	0,90
Al ₂ O ₃	16,67	17,30	16,91	15,43	17,42	16,44	17,57	17,19	18,33	16,65	18,13	17,40	13,06	18,57	16,38
Fe ₂ O ₃	3,41	4,21	3,45	7,48	2,45	4,11	3,17	3,69	4,24	2,70	2,74	3,30	6,67	1,92	1,57
FeO	5,63	7,20	5,51	6,16	5,94	2,49	3,22	3,35	1,72	3,81	5,21	4,91	2,31	5,40	3,76
MnO	0,20	0,09	0,20	0,14	0,29	0,29	0,14	0,13	0,19	0,14	0,10	0,15	0,08	—	0,25
MgO	5,66	4,41	5,74	4,46	5,12	4,04	2,81	2,80	3,88	3,58	5,15	5,01	2,40	2,67	1,46
CaO	9,33	8,33	8,57	8,27	8,31	6,43	6,97	6,86	6,50	6,20	9,18	9,02	5,32	8,18	4,58
BaO	—	—	0,04	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	3,20	2,75	3,23	2,07	3,43	3,27	3,80	3,60	3,50	2,88	3,14	2,43	3,19	3,93	4,39
K ₂ O	1,06	1,11	1,07	0,94	1,19	2,72	1,32	1,30	1,45	1,60	0,70	0,65	0,12	0,92	1,66
H ₂ O ⁺	0,55	0,07	—	0,03	0,12	0,40	—	0,08	1,03	0,32	0,27	0,49	3,04	—	—
H ₂ O ⁻	0,08	0,02	—	0,04	—	—	—	—	0,08	—	0,04	0,31	1,07	—	—
P ₂ O ₅	0,23	0,08	0,27	0,24	0,32	—	—	0,18	—	—	—	—	1,07	—	—
CO ₂	—	0,03	—	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₂	—	0,06	0,07	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	0,03	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	1,87	—	—
F	—	0,04	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,49	—	—
Сумма	100,30	100,54	100,13	100,52	100,18	100,27	99,82	99,39	100,38	99,35	100,12	100,38	99,67	99,86	99,92
Параметры	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														
a	8,8	7,8	8,8	6,0	9,4	11,2	10,4	10,0	10,1	8,9	8,1	6,3	7,9	10,3	12,1
c	6,8	8,0	7,0	7,5	7,1	5,4	6,8	6,7	7,8	4,2	8,4	8,8	5,4	7,6	5,0
b	22,6	20,7	21,6	23,2	19,9	15,4	12,6	13,2	12,7	15,8	19,4	18,9	13,8	14,2	8,1
s	61,8	63,5	62,6	63,3	63,6	68,0	70,2	70,1	70,0	71,1	64,1	65,0	72,9	67,9	74,7
f'	37,0	51,6	39,0	54,8	40,0	40,2	47,0	49,4	44,0	39,0	38,4	41,3	32,5	49,0	62,7
m'	43,0	36,8	45,0	33,2	44,0	44,5	39,0	46,7	53,0	39,0	46,2	45,8	63,5	32,0	30,0
c'	20,0	11,6	16,0	12,0	16,0	15,4	14,0	13,8	3,9	22,0	15,4	12,9	4,0	19,0	7,3
n'	81,0	78,5	81,0	76,7	81,0	64,6	81,0	80,7	79,0	73,4	87,9	86,6	98,2	86,3	79,7
t	1,1	1,2	1,5	1,0	1,5	0,6	1,1	0,6	0,9	0,8	0,9	0,9	1,2	—	1,0
φ	12,7	17,5	13,0	28,3	10,0	23,0	22,0	25,58	17,3	15,0	12,2	15,4	45	11,8	16,6
Q	-0,8	+3,4	+0,6	+7,1	+1,3	+8,2	—	+3,52	—	+20,2	+3,6	+10,4	-5,4	+7,6	+20,3

Примечание. 1 — Плоский Толбачик, кратер Побочный, извержение 1941 г.; 2 — Плоский Толбачик, извержение 1941 г.; 3 — Ключевской, кратер Апахончич, извержение 1946 г.; 4 — Ключевской, кратер Билокай, извержение 1938 г.; 5 — Ключевской, кратер Киргурич, извержение 1932 г.; 6 — Ключевской, кратер Заварицкого, извержение 1945 г.; 7 — Ключевской, кратер Туйла, извержение 1932 г.; 8 — Ключевской, кратер Главный, извержение 1945 г.; 9 — Ключевской, кратер Билокай, извержение 1938 г.; 10 — Ключевской, кратер Билокай, извержение 1938 г.; 11 — Ключевской, кратер Тиранус, извержение 1938 г.; 12 — Ключевской, кратер Обручева, извержение 1945 г.; 13 — Ключевской, кратер Заварицкого, извержение 1945 г.; 14 — Ключевской, кратер Заварицкого, извержение 1945 г.; 15 — Ключевской, кратер Билокай, извержение 1938 г.; 16 — Ключевской, кратер Третий, извержение 1938 г.; 17 — Ключевской, кратер

Главный, извержение 1937 г.; 18 — Ключевской, кратер Белянкина, извержение 1953 г.; 19 — Ключевской, кратер Козей, извержение 1938 г.; 20 — Ключевской, кратер Былинкиной, извержение 1951 г.; 21 — Ключевской, кратер Главный, извержение 1937 г.; 22 — Шведуч, кратер Суслич, извержение 1956 г.; 23 — Безымянный, извержение 1955—1956 гг.; 24 — Безымянный, извержение 1955—1956 гг.; 25 — Безымянные; извержение 1955—1956 гг.; 26 — Безымянный, извержение 1955—1956 гг.; 27 — Авача, извержение 1909 г.; 28 — Авача, извержение 1946 г.; 29 — Корякский, извержение 1957 г.; 30 — Ксудач, пепел извержения 1907 г.; 31 — Карымский, извержение 1934—1935 гг.

* Анализы заимствованы из работы В. И. Влодавца и Б. И. Пийпа (1957); анализы 23—26 из работы Г. Е. Богоявленской (1960) и анализ 29 из работы А. Н. Сирина и К. М. Тимербаевой (1957).

Датированные лавы Камчатки, излившиеся за последние 35 лет, имеют состав от основных базальтов до дацитов (см. таблицу). В таблице приведены химические составы 31 образца датированных лав. В них проявляются те же закономерности, которые указаны нами для четвертичных лав Камчатки. Лавы, извергавшиеся в этот период из вулканов Центрально-Камчатской депрессии, характеризуются более основным составом (от основных базальтов до андезитов) по сравнению с лавами вулканов Восточной активной зоны, и имеют более щелочной характер, приближаясь к типу Лассен-Пик. Лавы, извергавшиеся из вулканов Восточной активной зоны, более кислые (от андезитов до дацитов) и более известковистые, чем даже пелейский тип (рис. 7).

В результате существования сложных геоструктурных условий, в которых развивается современный вулканизм, и проявления дифференциации в вулканических каналах и очагах в пределах Камчатской провинции одновременно извергаются лавы различного химического и петрографического состава — от базальтов до дацитов. Однако, большая часть вулканов Камчатки в современную эпоху извергает андезиты и андезито-базальты (Шевелуч, 1945—1950 гг.; Безымянный, 1955 г.; Авача, 1946 г.; Корьяка, 1957 г.; Ксудач, 1907 г.); значительно меньшая — основные лавы — базальты (Ключевская сопка, некоторые извержения; Толбачик, 1941 г.) и еще меньшая — кислые лавы — дациты (Карымский вулкан, 1934—1935 гг.). Это относится и к объемам изверженных лав. В современную эпоху на поверхность Земли поступает в наибольшем количестве магматический материал андезитового и андезито-базальтового, значительно меньше — базальтового и еще меньше дацитового составов.

ЛИТЕРАТУРА

- Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный на Камчатке и его агломератовый поток. Труды Лаб. вулканологии, вып. 18, 1960.
- Влодавец В. И., Пийп Б. И. Каталог действующих вулканов Камчатки. Бюлл. Вулк. станции, № 25, 1957.
- Маренина Т. Ю. Геолого-петрографический очерк Мутновского вулкана. Труды Лаб. вулканологии, вып. 12, 1956.
- Маренина Т. Ю. Вулкан Хангар в Среднем хребте Камчатки. Труды Лаб. вулканологии, вып. 17, 1959.
- Меняйлов А. А. Вулкан Шевелуч, его геологическое строение, состав и извержения. Труды Лаб. вулканологии, вып. 9, 1955.
- Набоко С. И. Извержение Билукая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. Труды Лаб. вулканологии и Камчат. вулк. станции, вып. 5, 1947.
- Спирин А. И., Тимербаева И. М. Извержение Корякского вулкана. Бюлл. Вулк. станции, № 28, 1957.
- Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Труды Лаб. вулканологии, вып. 11, 1947.

С. Е. АПРЕЛКОВ, А. Р. МАРЧЕНКО, В. С. ШЕЙМОВИЧ

Камчатское геологическое управление

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ

Одной из важнейших практических задач, стоящих перед геологами Камчатки, является стратиграфическое расчленение четвертичных вулканогенных толщ. В настоящее время изучены многие вулканы, однако история вулканизма освещена довольно слабо, о чем свидетельствуют ограниченное количество работ регионального характера по вулканизму Камчатки и отсутствие хорошо обоснованной стратиграфической схемы четвертичных вулканогенных отложений. Сведения о вулканизме значительной части территории полуострова базируются на данных мелкомасштабного геологического картирования.

Как известно, вулканическая деятельность на полуострове не прекращалась на протяжении всего четвертичного периода. На ранних этапах происходили излияния трещинного типа, обусловившие образование плато и щитовых вулканов. Они сменились вулканической деятельностью центрального типа, создавшей стратовулканы, шлаковые конусы и лавовые потоки и сопровождавшейся катастрофическими извержениями с образованием кальдер и других вулкано-тектонических депрессий. Надежные данные о времени образования четвертичных вулканогенных пород часто отсутствуют. В большинстве случаев определение возраста основано на геоморфологических данных и, в меньшей степени, на результатах палеомагнитного анализа.

Основные этапы четвертичного вулканизма Камчатки представляются в следующем виде.

1. Формирование платобазальтов и щитовых вулканов.
2. Образование стратовулканов и внедрение экструзий.
3. Дальнейшая эволюция стратовулканов, образование шлаковых конусов и лавовых полей.

Продукты вулканической деятельности разнообразны по составу и охватывают ряд пород от базальтов до липаритов включительно. Намечается последовательное изменение в процессе извержений химического состава лав от основных к кислым, однако эта особенность выдерживается не всегда: в некоторых стратовулканах известна обратная последовательность.

К наиболее древним четвертичным эффузивным образованиям относятся базальты и андезиты (формация платобазальтов по Ротману и Жегалову, 1960), слагающие плато и щитовые вулканы. Древними щитовыми вулканами являются вулканы Большая Ипелька, Кетепана и др. Платобазальты приурочены к внутренней вулканической дуге. Они прослеживаются широкой полосой вдоль западных и восточных

склонов Срединного Камчатского хребта, в приводораздельной его части, от рек Ивашка и Палана на севере до р. Ичи на юге. Отдельные покровы платобазальтов известны и значительно южнее, в бассейнах рек Быстрой, Банной и Саваны, на что указывают Ю. В. Жегалов, А. Ф. Марченко, Ю. В. Макаров и В. Н. Бондаренко, работавшие здесь в 1955—1957 гг. Очень трудно выделить древнечетвертичные платобазальты на участках, где они залегают на эффузивно-пирокластических отложениях алнейской серии. Часто те и другие ошибочно объединяют в один комплекс. Для формации платобазальтов характерно полное или почти полное отсутствие пирокластических отложений. Лавы представлены преимущественно оливиновыми базальтами, в верхних частях разреза иногда отмечаются авгитовые и двупироксеновые, реже, гиперстеновые андезиты. Максимальная мощность древнечетвертичных эффузивов, по данным наблюдений А. Ф. Марченко (1955 г.) по рекам Яковской, Уке и Халгинчеваям, составляет 500—600 м. Древнечетвертичный возраст платобазальтов подтверждается палеомагнитным анализом, произведенным в 1957 г. В. В. Кочегура.

В средне-верхнечетвертичное время основная роль принадлежит вулканизму центрального типа, который проявился как на восточном побережье Камчатки, так и в Срединном хребте. В северной части последнего расположена большая группа еще слабо изученных потухших стратовулканов, в строении которых принимают участие лавы различного состава. На их склонах часто встречаются экструзивные купола андезитов, дацитов и липаритов (вулканы Шишель, Алней, Малый Алней, Авача, Кошелевский и др.). Возраст подобных вулканических построек, во всяком случае многих из них, устанавливается довольно отчетливо по геоморфологическим признакам: они часто несут следы обработки ледниками второго оледенения (вулканы Вилючинский, Кошелевский, Алней, Хувхойтун и др.). На некоторых вулканах ледниковая экзарация выражена не столь отчетливо, что вызвано различными причинами: или вулкан во время оледенения находился в активном состоянии, или он расположен вдалеке от центров горнодолинного оледенения, как например, вулкан Авача. На вулканах, окруженных низменностями, существовали лишь звездчатые ледники, которые не производили существенного выпахивания.

Таким образом, отсутствие на некоторых стратовулканах трогов еще не является доказательством их послеледникового происхождения. В этом отношении показателен Вилючинский вулкан, основание которого подрезано молодыми троговыми долинами. На самом конусе вулкана трогов отсутствуют. Это обстоятельство дало возможность А. Е. Святловскому предполагать, что конус вулкана сформирован в послеледниковое время. Однако, в разрезах вулкана не установлено каких-либо длительных перерывов в накоплении отложений. По нашему мнению, большая часть стратовулканов образовалась в средне-верхнечетвертичное время. Некоторые из них (вулкан Ключевской) были заложены в начале четвертичного периода и действуют по настоящее время.

Лавы современных излияний стратовулканов и многочисленных одноактных вулканов датируются вполне определенно: потоки нередко лежат на современных аллювиальных террасах и заливают троговые долины.

В настоящей статье рассмотрены химические анализы трех разновозрастных групп четвертичных лав и сделана попытка найти характерные особенности химизма для каждой из них. Авторы располагают 44 химическими анализами, из которых 29 выполнены в химической лаборатории Камчатского геологического управления и 15 заимствованы из материалов А. Н. Заварицкого, В. К. Ротмана и др. Большин-

ство проанализированных образцов эффузивных пород четвертичного возраста принадлежит по классификации А. Н. Заварицкого к породам нормального ряда, насыщенным SiO_2 , к бедным и очень бедным щелочами (лишь 5 анализов представляют породы, пересыщенные алюминием).

Четвертичные лавы Камчатки являются типичными представителями эффузивов молодых орогенных областей Тихоокеанской провинции. По классификации Пика они относятся к щелочно-известковым и кальциевым эффузивам. Средний щелочно-известковый индекс для них равен 61%. По химизму лавы Камчатки имеют большое сходство с вулканическими породами типа Мон-Пеле — Лассен-Пика, Йеллоустонского парка и Катмай, но заметно отличаются от четвертичных лав Японии повышенным содержанием щелочей (рис. 1).

Характерным признаком молодых эффузивов Камчатки является довольно постоянное значение щелочности, что хорошо отражается на петрохимической диаграмме (рис. 2, таблица). Сумма щелочей для ряда базальт — липарит почти не выходит за пределы 4—5%. На диаграмме А. Н. Заварицкого рои векторов на плоскости *SAB* имеет вертикальное направление, что говорит о более или менее постоянном значении характеристики *a*. Такое же постоянство характерно и для соотношения щелочей, которое варьирует в пределах 70—80%. Для кислых эффузивов самое низкое значение *n* не опускается ниже 62%. Исключение составляют древнечетвертичные базальты северо-западной Камчатки (№ 40—43) и наиболее кислые разновидности современных пород (№ 12, 14), для которых *n* ниже 50%. Сравнение химических анализов эффузивных пород неогенового и четвертичного возраста показывает, что последние отличаются более высоким содержанием щелочей и пониженным содержанием алюминия.

Выше отмечались некоторые общие особенности четвертичных лав Камчатки; наряду с этим разновозрастные эффузивы обладают рядом специфических черт. Древнечетвертичные эффузивы дифференцированы наиболее слабо. Они представлены породами базальтового семейства. На вариационной диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 2) наиболее кислая порода этого типа ложится между андезитами и

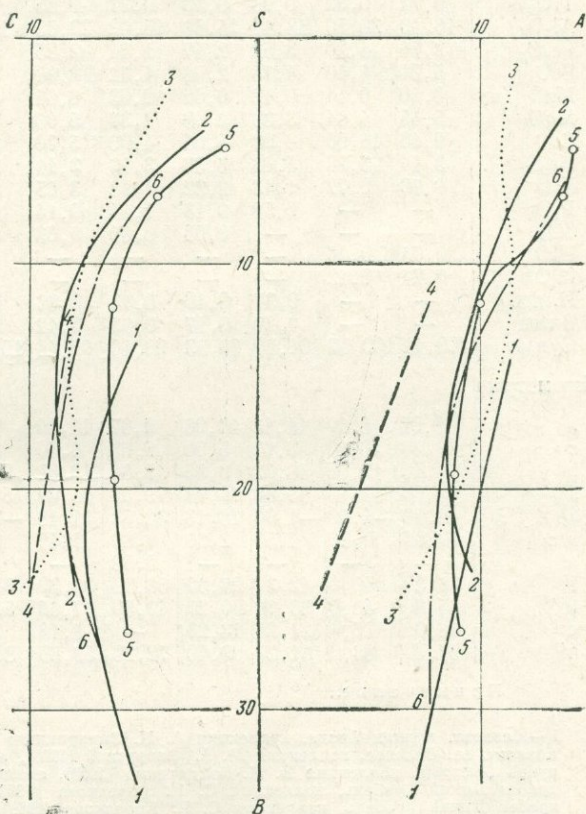


Рис. 1. Вариационные кривые четвертичных лав Камчатки и Японии

- 1 — древнечетвертичные, 2 — средне-верхнечетвертичные, 3 — современные, 4 — четвертичные базальтоиды Японии, 5 — средние (по Р. Дэли), 6 — аллейские (по данным В. Н. Бондаренко)

Химические составы некоторых

Компоненты	№ анализа											Σ
	1	2 (7)	3 (707)	4 (1468)	5 (1470)	6 (2476)	7 (331)	8 (890)	9 (894)	10 (1452)	11 (602)	
SiO ₂	54,74	50,86	55,04	65,60	68,74	55,60	50,66	52,03	50,04	49,06	55,02	71,24
TiO ₂	0,72	0,92	0,98	0,30	0,27	0,85	0,88	0,81	0,73	0,82	0,68	—
Al ₂ O ₃	18,13	20,50	18,16	15,86	15,02	20,65	18,68	19,06	19,29	22,65	17,71	15,53
Fe ₂ O ₃	2,74	4,20	3,52	2,47	1,44	2,25	4,74	2,56	4,71	2,02	1,39	0,30
FeO	5,21	4,10	4,78	2,08	1,72	2,06	5,32	6,78	5,35	7,20	6,68	—
MnO	0,10	0,14	0,12	0,06	0,03	0,04	0,10	0,10	0,14	0,06	0,05	—
MgO	5,15	4,64	3,88	2,08	1,37	5,03	7,29	6,52	6,02	6,57	6,67	0,80
CaO	9,18	11,05	8,08	5,04	4,00	5,70	8,93	8,50	8,88	8,83	8,15	3,54
Na ₂ O	3,14	3,26	4,08	3,33	3,16	3,10	2,86	2,82	3,21	1,12	3,24	1,98
K ₂ O	0,70	0,72	1,43	2,32	1,98	3,15	0,98	1,36	1,40	1,13	1,00	4,82
P ₂ O ₅	—	—	0,59	0,13	1,14	0,14	0,25	0,12	0,38	0,28	0,25	—
SO ₃	—	—	—	0,08	0,60	0,03	0,04	0,04	0,13	0,25	0,10	0,05
H ₂ O ⁻	0,04	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,27	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	0,37	0,18	0,13	0,86	0,10	—	—	0,42	—	3,16
Влага	—	—	0,20	0,17	0,63	0,42	0,10	0,18	0,11	0,17	0,12	0,53
Сумма	100,12	100,57	101,15	99,53	99,10	99,46	100,83	100,68	100,28	100,43	100,94	101,04
Параметры	Числовые характеристики											
a	8,08	8,60	11,13	10,98	9,67	11,89	7,78	8,46	7,03	4,28	8,55	11,44
c	8,36	10,10	6,67	5,39	5,63	8,40	8,82	8,66	9,77	11,19	7,54	4,27
b	19,40	19,90	18,23	6,85	5,82	13,02	24,04	22,12	23,98	25,59	21,11	2,62
s	64,09	61,40	63,89	76,71	79,37	66,67	59,35	60,75	59,21	58,94	62,80	81,67
Q	3,73	-4,50	-1,07	26,13	32,58	1,18	-5,67	-4,07	-5,40	-1,87	0,96	46,19
a/c	0,96	0,80	1,50	2,00	1,80	1,40	0,92	0,97	0,89	0,38	1,13	2,60
a'	—	—	—	—	9,52	—	—	—	—	19,78	—	36,80
f'	38,20	40,0	42,30	26,50	50,00	31,30	38,43	40,12	39,00	34,54	35,69	10,50
m'	45,80	40,0	36,70	60,20	40,50	67,60	52,31	50,47	43,69	45,68	53,38	52,70
c'	16,00	20,0	21,20	13,20	—	1,10	9,24	9,40	17,31	—	10,93	—
n'	97,90	83,0	81,20	69,40	72,20	59,80	80,00	75,00	70,00	60,00	82,00	38,50

Примечание.

Современные

1 — базальт, вулкан Авача, коллекция А. Н. Заварицкого (1931), аналитик Е. А. Свержницкий; 2 — базальт, оз. Седане, коллекция М. А. Фаворской (1960), аналитик Л. П. Царева; 3 — трахиандезит, ручей Быстрый, коллекция В. Н. Бондаренко (1958), аналитик А. Н. Ильных; 4 — андезито-дацит, хребт Дикий Гребень, коллекция С. Е. Апрелькова (1959), аналитик А. Н. Ильных; 5 — дацит, хребт Дикий Гребень, коллекция С. Е. Апрелькова (1959), аналитик А. Н. Ильных; 6 — базальт, г. Козыревка, коллекция В. Н. Бондаренко (1958), аналитик А. Н. Ильных; 7 — базальт, р. Малый Ключик, коллекция Г. Д. Гинсбург (1961), аналитик А. Н. Ильных; 8 — базальт, г. Ягодная,

Средне-верхнечетвертичные

16 — андезит, вулкан Вилучинский, коллекция С. Е. Апрелькова (1960), аналитик А. Н. Ильных; 17 — базальт, вулкан Вилучинский, коллекция С. Е. Апрелькова (1960), аналитик А. Н. Ильных; 18 — андезито-базальт, вулкан Авача, коллекция А. Н. Заварицкого (1931), аналитик Е. А. Свержницкий; 19 — дацит, хребт Камбальный, коллекция С. Е. Апрелькова (1959), аналитик А. Н. Ильных; 20 — андезит, вулк. Авача, коллекция А. Н. Заварицкого (1931), аналитик Е. А. Свержницкий; 21 —

андезито-базальтами, а преобладающее количество образцов лав (15) по петрохимическим характеристикам соответствует андезито-базальтам и базальтам с почти нормальным содержанием щелочей и анортитовой молекулы. На диаграмме, на плоскостях SAB и SCB, вариационная линия древнечетвертичных базальтов по сравнению с вариационными линиями более молодых пород занимает крайнее правое положение. Это свидетельствует о наибольшей щелочности древнечетвертичных базальтов, что вполне подтверждается низким значением щелочно-известкового индекса на диаграмме Пикока (рис. 3). Базальты Тигильского и Хайрюзовского районов отличаются повышенным содержанием калия и преобладанием его над натрием, что, по-видимому, объясняется принадлежностью их к иной структурно-фациаль-

четвертичных лав Камчатки

№ анализа											
13	14	15	16 (2576)	17 (1674)	18	19 (473)	20	21 (2523)	22 (1180)	23 (2406)	23а (959)
70,53	70,59	68,23	57,48	53,28	56,23	67,48	58,81	59,00	67,80	49,96	56,74
—	—	—	0,70	0,75	0,66	0,24	0,62	0,77	0,50	1,10	0,56
17,43	16,76	16,10	18,36	20,59	21,02	13,46	18,76	21,09	16,24	18,76	17,26
2,40	1,20	4,47	4,06	2,46	3,20	2,53	5,03	0,78	1,32	6,06	4,94
—	—	—	4,09	5,33	3,23	1,24	1,57	2,52	1,03	3,24	3,35
—	—	—	0,06	0,14	0,12	0,05	0,19	0,14	0,02	0,04	0,08
0,69	0,46	0,73	2,71	4,40	2,37	1,23	2,40	2,66	0,68	6,34	3,43
4,10	2,60	4,40	7,57	9,14	8,49	4,37	6,73	6,93	2,34	9,79	6,56
} 1,34	2,19	} 1,85	3,62	3,12	3,08	2,88	3,86	3,86	4,57	3,77	2,56
	4,75		1,42	0,95	0,74	2,04	0,80	1,28	2,57	0,61	2,36
—	—	—	0,05	0,05	—	0,16	—	0,36	—	—	0,45
0,32	0,06	0,22	0,05	—	0,27	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,31	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,31	—	—	—	—	—	—
3,20	3,07	3,37	0,05	0,59	—	3,13	—	—	—	—	0,86
0,29	0,46	0,63	0,12	0,45	—	2,15	—	—	—	—	0,31
100,00	102,14	100,00	100,22	100,16	99,79	99,08	100,20	99,39	97,07	99,82	99,17

по А. Н. Заварицкому

—	11,55	—	10,36	8,48	8,50	9,29	10,40	10,90	13,90	9,20	9,47
—	3,10	—	7,42	9,97	9,82	4,65	7,70	8,90	2,80	8,20	7,46
—	6,07	—	14,42	17,91	13,19	76,55	11,30	9,10	4,70	23,5	14,71
—	11,75	—	67,80	63,42	68,30	79,33	70,60	71,00	78,60	59,10	68,33
—	32,34	—	7,46	1,13	9,97	35,61	12,70	11,40	25,60	—8,4	10,27
—	3,80	—	1,39	0,85	0,86	2,00	1,40	1,11	5,00	1,10	1,30
—	72,20	—	—	—	16,40	—	—	12,70	35,00	—	—
—	15,40	—	53,40	40,50	49,80	53,80	55,10	37,30	44,00	33,00	52,20
—	12,10	—	32,60	42,60	33,80	32,30	37,40	50,00	23,00	47,00	41,50
—	—	—	14,00	16,90	—	13,90	7,50	—	—	17,00	6,30
—	40,90	—	79,00	83,30	86,20	69,20	87,50	88,10	64,00	86,00	52,03

лавы

коллекция Г. Д. Гинсбург (1961), аналитик А. Н. Ильных; 9 — базальт, г. Ягодная, коллекция Д. Гинсбург (1961), аналитик А. Н. Ильных; 10 — базальт, р. Правая Кимитина, коллекция Ю. А. Новоселова (1961), аналитик А. Н. Ильных; 11 — базальт, ключ Быстрый, коллекция С. Е. Апрелькова (1961), аналитик А. Н. Ильных; 12 — пемза, р. Озерная, коллекция А. А. Пятаде (1932), аналитик А. Н. Ильных; 13 — пемза, р. Озерная, коллекция А. А. Пятаде (1932), аналитик А. Н. Ильных; 14 — пемза, р. Озерная, коллекция А. А. Пятаде (1932), аналитик А. Н. Ильных; 15 — пумцит, р. Озерная, коллекция А. А. Пятаде (1932), аналитик А. Н. Ильных.

лавы

андезит, г. Малый Алней, коллекция Ю. А. Шарова (1957), аналитик А. Н. Ильных; 22 — липарит, р. Озерная, коллекция А. Ф. Марченко (1955), аналитик А. Н. Ильных; 23 — базальт, р. Озерная, коллекция А. Ф. Марченко (1955), аналитик А. Н. Ильных; 23а — андезит, бассейн р. Хлебной, коллекция Т. Ф. Мороз (1961), аналитик А. Н. Ильных.

ной зоне, для которой еще с миоцена известно проявление щелочных изверженных пород.

В связи с большим сходством петрографического состава и условий залегания древнечетвертичных и алнейских верхнемиоцен-плиоценовых лав необходимо отметить их следующие петрохимические особенности.

1. Породы алнейской серии по сравнению с древнечетвертичными представлены более широким рядом лав — от базальта до липарита.

2. Относительное расположение вариационных кривых и значения щелочно-известкового индекса свидетельствуют о более щелочном характере древнечетвертичных лав. Щелочно-известковый индекс для пород алнейской серии равен 60,8, для древнечетвертичных — 59,4.

3. Повышенное значение характеристики c указывает на более основной состав плагиоклазов древнечетвертичных базальтов.

4. Андезитовые разности алнейской серии отличаются более высоким содержанием окислов магния и алюминия: векторы андезитов

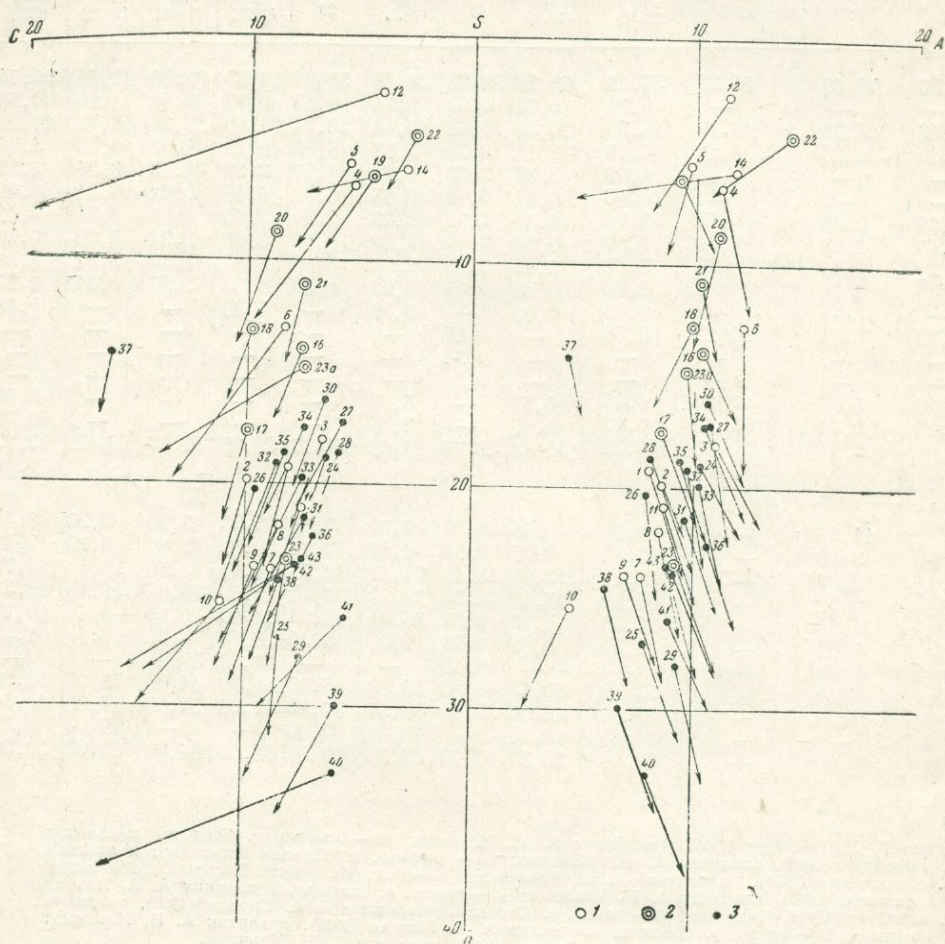


Рис. 2. Вариационная петрохимическая диаграмма лав Камчатки:
1 — современные, 2 — средне-верхнечетвертичные, 3 — древнечетвертичные

имеют почти вертикальное направление и довольно часто отклоняются в сторону грани SB .

Состав эффузивных образований средне-верхнечетвертичного и современного возрастов свидетельствует о глубокой дифференциации. Вариационные кривые этих пород охватывают полную серию дифференциатов от базальтов до липаритов. Крайние члены этого ряда средне-верхнечетвертичного возраста, по сравнению с современными, характеризуются большей щелочностью и повышенным содержанием анортитовой молекулы в плагиоклазах. В андезитовых разностях имеет место обратное соотношение. В частности, характеристика a для средне-верхнечетвертичных андезитов равна 9,2%, а для современных не превышает 8% (нижний предел 4,2%). Усредненным показателем содержания щелочей и окиси кальция для этих пород служит щелочно-

известковый индекс Пикока (см. рис. 3): для средне-верхнечетвертичных лав он равен 62, для современных — 63¹.

Приведенные данные позволяют наметить общую эволюцию четвертичного вулканизма Камчатки и подчеркнуть некоторые его петро-

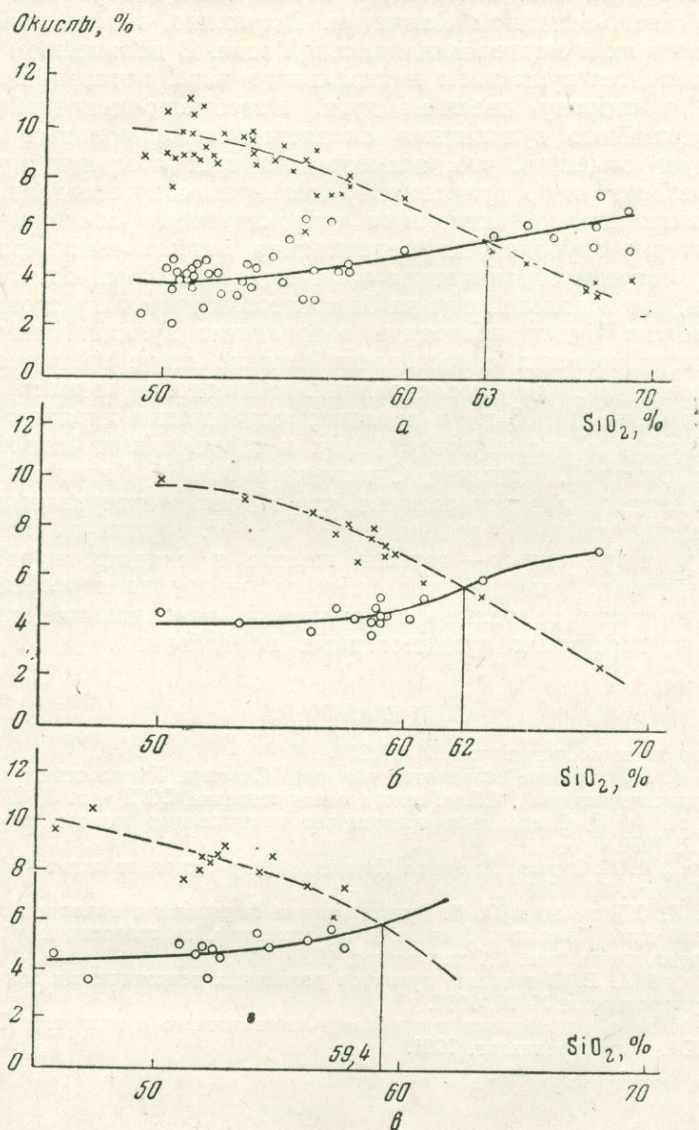


Рис. 3. Вариационные диаграммы для $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (сплошные линии) и CaO (пунктирные линии) для четвертичных лав Камчатки.

а — для современных лав, б — средне-верхнечетвертичных, в — древнечетвертичных

химические особенности. Зависимость химизма магм от тектонических условий, отмеченная многими исследователями (А. Н. Заварицкий,

¹ При построении диаграммы Пикока для современных лав были использованы анализы эффузивов, связанные с историческими извержениями (заимствованы из опубликованной литературы).

Т. Барт, Р. В. Ван Беммелен и др.), устанавливается вполне отчетливо для камчатских четвертичных лав. Излияния древнечетвертичных базальтов произошли вслед за завершением основных складкообразовательных движений, чем и обусловлен более ясно выраженный щелочной характер этих лав. Отмечается повышенное содержание калия в базальтах северо-западной Камчатки. Возможно, это связано с принадлежностью их к миогеосинклиальной зоне. В дальнейшем на Камчатке проявляется вулканизм центрального типа, который постепенно смещается в сторону внешней дуги. Известково-щелочной химизм древнечетвертичного вулканизма сменяется более молодым кальциевым. Следует отметить, что, несмотря на сравнительную кратковременность четвертичного вулканизма Камчатки, сопровождавшегося на более поздних этапах активными тектоническими движениями, для него характерна глубокая дифференциация магматических расплавов.

Мы рассмотрели ограниченное количество анализов, однако можно утверждать, что в дальнейшем на базе петрохимических методов исследований можно будет проводить корреляцию вулканогенных толщ. Для стратиграфических сопоставлений нужно шире привлекать спектроскопические методы исследования. Интересно привести данные В. Н. Бондаренко (1958 г.) о различии содержания характерных элементов примесей в древнечетвертичных и современных базальтах бассейнов рек Быстрой, Копылье, Сухарики и Малой Кимитиной. Путем массовых анализов лав установлено, что в древнечетвертичных базальтах группа железа представлена лишь Ti и V, группа скандия отсутствует, а в современных — группы железа и скандия представлены всеми элементами. Значение подобных работ трудно переоценить, так как они помогают разрешить затруднения, возникающие при сопоставлении четвертичных вулканогенных образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология, ИЛ, 1956.
- Власов Г. М. Приохотские складчатые области (Сахалин, Курильские о-ва, Камчатка и Корякское нагорье), Сб. «Геологическое строение СССР», т. 3, 1955.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г. Труды ЦНИГРИ, вып. 35, 1935.
- Ротман В. К., Жегалов Ю. В. Вулканогенные формации и эволюция вулканизма Внутренней дуги Камчатки. Мат-лы к I Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоок. рудн. пояса, вып. I, Владивосток, 1960.
- Святловский А. Е. О возрасте вулканов различных тектонических зон Камчатки. Бюлл. Вулк. станции, № 26, 1957.
- Устиев Е. К. Аноийский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. Госгеолтехиздат, 1961.

В. Н. БОНДАРЕНКО, М. Ю. ХОТИН

Камчатское геологическое управление

НЕОГЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ КАМЧАТКИ, ЕГО ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Эффузивно-пирокластические образования неогенового возраста приурочены на Камчатке к определенной зоне, которая непрерывной полосой протягивается почти в меридиональном направлении от Корякского нагорья на севере до мыса Лопатки на юге. Область интенсивного проявления неогенового вулканизма получила название Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны.

Исследованиями Ю. В. Жегалова (1954—1956 гг.), В. М. Никольского (1954 г.), Л. И. Лапшиной (1958 г.), Ю. А. Новоселова (1958 г.), М. И. Горяева (1957—1959 гг.), Я. Ш. Геворкяна (1959 г.), В. Н. Бондаренко (1958—1960 гг.), С. Е. Апрелькова (1958—1960 гг.), В. К. Ротмана (1957—1960 гг.), М. А. Фаворской (1959—1960 гг.) и других установлено, что толща эффузивно-пирокластических пород неогенового времени накопилась в результате проявления двух самостоятельных вулканических циклов. Первый из них охватывает период времени (предположительно?) с олигоцена по средний миоцен включительно и соответствует анавгайской серии в стратиграфической шкале Камчатки. Продукты деятельности второго вулканического цикла (алнейская серия) имеют верхнемиоцен-плиоценовый возраст. Алнейская и анавгайская серии разделены угловым несогласием, возникшим в результате проявления алеутской фазы складчатости, которая сопровождалась становлением интрузивных массивов поздней фазы миоценового комплекса.

Вулканическая деятельность конца палеогенового начала неогенового периода, т. е. первого цикла, ознаменовала возобновление осадконакопления на месте современной Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны после длительного перерыва, продолжавшегося в течение почти всего палеогена. Накопление эффузивов и пирокластических разностей происходило в субаэральных условиях режима вулканических островов (Власов, 1958). Характер образований этого вулканического цикла неодинаков для различных районов Камчатки. Для центральных районов (бассейны рек Копылье, Быстрой, Половинной и др.) типичен почти исключительно эффузивно-пирокластический состав серии. Южнее, а также восточнее и западнее, вулканогенные фации сменяются смешанными осадочно-вулканогенными и далее — осадочными.

Вулканогенная фация анавгайской серии представляет собой чередование лавовых потоков с покровами туфов и туфобрекчий. Среди лав преобладают авгитовые и двупироксеновые разности андезитов. Вместе с тем, устанавливается общее изменение состава эффузивов

по разрезу. В период формирования нижней части разреза серии продукты извержений имели базальтовый и андезитобазальтовый состав. Дальнейшая эволюция привела к накоплению мощных толщ андезитового состава. Для завершающего этапа вулканического цикла характерно преобладание кислых эффузивов: андезито-дацитов, дацитов, липаритов, их туфов, туфобрекчий и игнимбритов. Согласно наблюдениям В. К. Ротмана в бассейне р. Быстрой в 1959 г., В. Н. Бондаренко (1959—1960 гг.) и С. Е. Апрелькова (1960 г.) в южной части структурно-фациальной зоны, толща более кислых эффузивов (березовская свита) отделена от нижней части анавгайской серии (крапивинской свиты) угловым несогласием, которое является следствием проявления второй курильской фазы складчатости.

Характер накопления эффузивов и пирокластических образований первого вулканического цикла можно лишь предполагать: это — широкое развитие трещинных излияний в ранние этапы вулканизма с основным и довольно выдержанным составом продуктов. Дальнейшая эволюция происходила в сторону покисления продуктов извержений и формирования аппаратов центрального типа. Конечная стадия описываемого вулканического цикла характеризуется мощными эксплозиями и накоплением покровов игнимбритов, местами играющих значительную роль в разрезе.

После складкообразовательных движений алеутской фазы тектогенеза и небольшого перерыва вулканическая деятельность возобновилась с новой силой. Однако, резкая смена состава продуктов вулканизма (от липаритов до базальтов) и переход от аппаратов центрального типа к мощным трещинным излияниям свидетельствуют о начале нового вулканического цикла. Эволюция характера излияний и изменение состава продуктов вулканизма во времени в период накопления толщ второго вулканического цикла происходили, примерно, по тому же плану, что и для первого цикла: трещинные излияния, аппараты центрального типа, кальдерообразование (?), широкое развитие экструзий, при одновременном изменении состава вулканических пород от базальтов и андезито-базальтов до липаритов. В конце этого цикла особенно широко распространены экструзии и субвулканические тела кислого состава, закономерно завершающие этот период вулканической деятельности.

Слабая изученность Центральной Камчатки и недостаточные сборы фаунистических остатков не позволяют окончательно установить возрастные пределы формирования вулканических циклов.

В Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне олигоценый возраст нижней части анавгайской серии пока что обосновывается находкой *Platanus* sp. (Ю. В. Жегалов, 1954 г., определение М. И. Борсук). В большинстве случаев, особенно в южной части зоны, исследованиями С. Е. Апрелькова (1960—1961 гг.), В. Н. Бондаренко (1959—1960 гг.) и М. М. Лебедева (1958—1959 гг.) четко устанавливается, что интенсивная вулканическая деятельность наибольшее распространение получила в нижнем миоцене. Такие же данные появляются и для севера этой зоны — работы В. Г. Крымова и Ю. А. Новоселова (1958 г.). Кроме того, в бассейне р. Карымчины согласно данным В. Н. Бондаренко (1960 г.) туфы липаритов, завершающие первый цикл вулканизма, залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего миоцена и несогласно перекрываются покровами андезито-базальтов алнейской серии.

Таким образом, по мнению авторов, вулканическая деятельность первого цикла продолжалась в течение нижнего, среднего и частично верхнего миоцена.

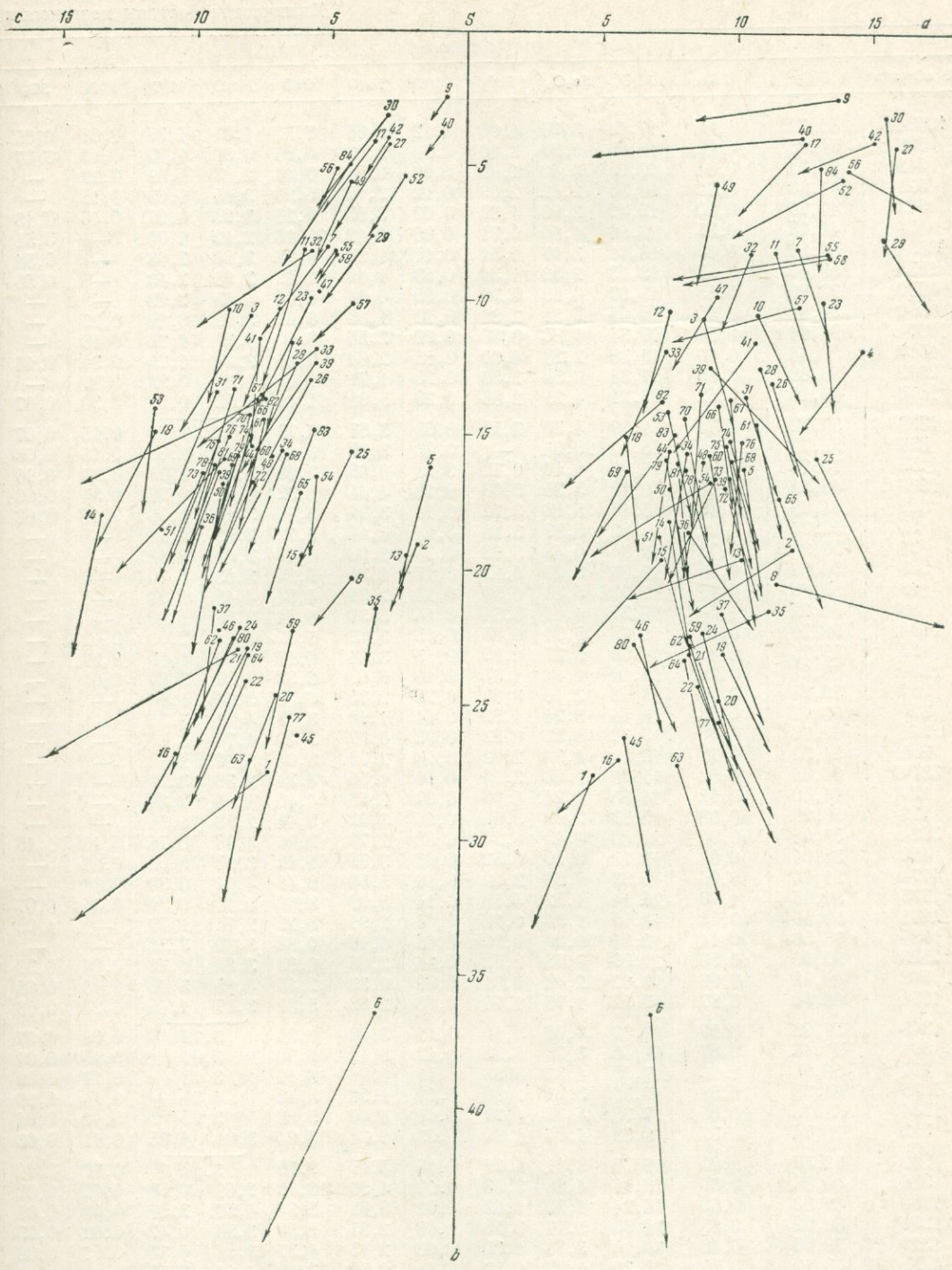


Рис. 1. Вариационная диаграмма для лав неогенового возраста

Компоненты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
1643-а	48,32	1,40	17,16	6,90	4,06	0,12	9,66	7,52	1,03	1,35	0,10	0,05
537	61,86	0,85	16,93	5,99	2,86	0,10	2,92	0,98	4,59	1,93	0,19	0,07
545	60,34	0,84	17,95	3,40	1,68	0,03	2,54	7,44	2,83	1,61	0,22	—
521	61,80	0,72	18,85	2,62	2,69	0,12	2,17	5,20	3,65	1,03	0,15	—
572	47,76	0,80	19,49	2,00	4,39	0,09	3,55	9,28	3,99	0,97	0,40	0,18
7р	40,28	0,36	8,56	1,89	0,71	0,05	1,42	24,18	2,12	1,00	—	0,51
1385-н	62,56	0,65	16,11	3,17	1,51	0,11	1,53	4,78	3,60	2,63	—	0,54
1535	53,40	0,53	13,23	2,82	1,38	0,53	1,69	12,62	2,98	2,43	—	0,56
1280	76,80	0,15	12,97	0,69	0,36	0,05	0,11	0,64	4,55	2,99	—	—
689-г	56,64	0,90	19,65	2,51	2,86	0,11	1,83	8,02	3,92	0,84	0,23	—
1087-а	64,64	0,50	17,34	1,80	0,96	0,09	2,55	6,00	4,31	1,29	0,18	—
1517	59,44	0,66	15,38	2,28	4,07	0,15	2,08	5,16	2,88	1,20	0,31	0,14
2362	58,88	0,80	17,34	6,58	2,56	0,20	1,71	1,65	4,35	0,84	0,87	—
1056	49,10	0,52	23,21	4,21	2,88	0,20	5,08	11,41	2,62	0,57	0,20	0,07
1328	56,72	0,84	21,37	4,30	3,55	0,08	3,63	4,73	3,58		0,15	0,07
659	52,72	0,30	25,72	20,04	—	0,06	3,09	9,15	2,14	1,02	0,15	0,06
1153	70,70	0,30	15,55	1,44	0,72	0,15	0,65	2,86	3,86	2,88	0,07	0,06
1535/1	49,52	1,24	19,62	5,35	5,06	0,18	4,44	9,32	1,86	0,94	0,33	0,09
869	54,06	0,65	18,16	5,13	3,72	0,16	3,70	8,70	3,16	1,58	0,41	0,02
53	50,24	1,04	17,92	5,87	3,18	0,14	6,14	9,72	2,92	1,16	—	—
24	50,36	0,78	16,84	0,48	8,98	0,20	6,08	9,40	2,00	3,42	—	—
553	50,08	0,96	17,86	3,06	6,22	0,17	6,34	9,84	3,03	1,30	—	—
68	59,60	0,96	17,72	5,46	0,58	0,14	2,31	4,84	4,48	1,98	—	—
98	50,22	1,06	18,37	4,61	6,14	0,14	5,31	8,44	2,98	1,400	—	—
119-д	58,76	0,54	15,78	5,81	0,86	0,13	3,89	6,12	4,49	2,09	0,12	—
121	58,74	0,42	16,55	5,27	0,69	0,13	3,24	6,17	3,74	1,88	0,27	—
128-а	66,54	0,26	16,14	1,44	1,44	0,10	0,96	2,33	4,57	3,94	0,05	—
312	59,24	0,52	16,62	2,16	3,88	0,20	2,75	6,32	3,64	1,66	—	—
320	63,72	0,52	16,54	3,24	1,52	0,04	1,18	3,88	4,78	3,26	—	—
321	69,76	0,30	15,32	1,52	0,52	0,02	0,62	2,00	4,70	3,64	—	—
351	54,32	0,77	19,84	4,33	2,92	0,10	2,78	8,04	3,40	1,39	—	—
381-б	61,84	0,52	15,88	2,08	3,05	0,06	1,30	4,34	2,36	3,20	—	—
127	64,50	0,52	14,83	1,24	4,60	0,07	2,58	4,40	1,83	2,28	—	—
129	56,98	0,68	15,83	2,02	5,64	0,14	3,92	5,14	2,58	1,34	—	—
392-а	57,04	0,84	20,60	4,43	4,21	0,08	2,70	2,66	4,78	0,74	0,16	1,15
459	53,04	0,64	19,73	0,99	6,52	0,06	3,70	11,12	3,03	0,95	0,28	—
417-а	51,04	1,04	19,33	6,98	2,22	0,18	5,50	9,48	4,04	0,38	0,66	—
1795	54,68	1,00	20,14	1,52	4,58	0,14	5,08	8,60	4,16	0,30	0,34	0,07
1271	59,40	0,34	13,96	1,34	0,72	0,05	2,91	8,22	2,71	1,77	—	1,06
1284	76,56	0,14	13,74	0,20	0,60	0,05	0,10	0,88	3,80	3,31	—	—
2523	59,00	0,50	21,09	0,78	2,52	0,14	2,66	6,93	3,86	1,28	0,04	0,36
562	68,62	0,62	16,67	2,48	0,34	0,02	0,32	2,45	4,85	3,18	0,15	0,08
1334	60,50	0,87	19,32	1,78	1,76	0,08	2,88	5,81	3,87	1,46	0,24	0,08
803	57,96	0,77	17,37	3,60	5,10	0,11	3,68	6,21	3,72		0,09	0,07
891	51,46	0,87	17,45	3,76	6,39	0,12	8,42	9,30	3,01	3,01	0,15	0,04
937	50,96	1,16	17,56	4,52	8,98	0,17	4,90	8,40	3,18	3,18	0,17	0,09
1038	64,38	0,58	17,36	3,27	2,80	0,07	1,50	5,12	4,71		0,14	0,19
1684	58,26	0,65	17,38	4,30	4,27	0,11	4,00	5,62	3,99	3,99	0,12	0,04
362	70,74	0,37	13,39	1,84	1,65	0,03	1,24	3,94	3,01 1,85		0,11	0,03
941	52,36	1,07	19,06	3,11	6,25	0,18	4,19	9,89	3,60		0,37	0,11
356	49,88	0,80	20,16	4,88	3,03	0,02	4,58	10,16	2,68	0,53	0,05	0,02
1180	67,80	0,50	16,24	1,32	1,03	0,02	0,68	2,34	4,57	2,57	0,08	0,01
1259	52,92	0,85	20,69	5,17	2,50	0,13	2,85	9,50	2,86	0,42	0,02	0,03
1329	59,06	0,48	20,10	3,76	1,30	0,02	2,83	4,37	3,91	0,30	0,03	0,08
6/№	63,12	0,37	20,30	1,93	0,87	0,11	0,50	3,88	4,14	2,72	—	—
1200	65,22	0,28	17,52	3,46	1,34	0,10	0,42	4,06	4,87	2,31	0,22	—
1506/1	64,38	0,03	19,14	2,70	1,80	0,09	0,69	3,44	3,34	3,47	0,22	0,06
17	63,12	0,37	20,30	1,93	0,87	0,11	0,50	3,88	4,14	2,72	—	—
38/а	55,40	0,72	15,65	3,20	4,78	0,11	6,46	8,50	3,28	0,77	—	—
46/е	57,12	0,80	17,44	4,66	3,04	0,11	4,04	7,20	3,23	1,08	—	—
47	56,80	0,78	18,38	3,54	3,76	0,14	3,47	7,00	4,04	0,90	—	—
68/в	49,28	1,02	18,55	4,18	6,51	0,17	5,16	9,32	2,87	1,04	—	—
134/е	48,24	0,70	17,13	7,70	1,56	0,26	7,93	10,00	3,17	0,57	0,16	—
136/д	51,58	0,70	17,44	7,47	1,55	0,33	6,40	9,23	2,82	1,19	0,25	0,16

вулканических пород Камчатки

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

П. п. п.	H ₂ O	Сумма	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	Q	a/c
5,74	2,84	99,35	4,98	7,12	27,55	58,32	2,40	36,70	61,20	—	52,40	— 3,25	0,50
—	1,12	99,27	12,17	1,16	19,18	67,29	36,40	39,40	24,20	—	51,10	— 9,28	10,50
—	2,36	98,88	8,89	7,97	10,61	72,16	—	44,30	42,90	12,80	72,80	— 19,04	1,10
—	0,96	99,00	9,72	6,42	11,66	72,03	25,60	42,30	32,10	—	84,30	— 18,29	1,50
—	1,00	99,34	13,16	1,20	16,20	69,65	—	45,50	47,00	7,50	85,50	— 11,57	10,90
19,32	—	100,40	7,11	3,08	36,40	53,40	—	7,36	85,06	7,57	75,50	— 10,44	2,30
2,72	0,55	99,91	12,26	5,10	8,01	74,45	—	51,00	33,60	12,40	67,10	— 19,46	2,40
8,58	1,56	100,75	10,66	4,09	20,44	65,33	—	22,10	15,50	62,40	65,70	— 4,73	2,60
—	0,21	99,37	13,71	0,71	2,47	83,15	52,60	39,50	7,90	—	69,60	— 38,13	19,30
3,92	—	99,59	10,80	8,74	10,44	70,17	—	51,40	32,40	16,20	87,00	— 9,85	1,20
6,08	—	99,66	11,40	5,98	8,18	74,33	—	31,10	51,10	16,80	83,10	— 19,99	1,90
—	—	100,03	7,56	6,82	10,37	73,96	0,80	62,10	37,10	—	72,30	— 27,27	1,10
5,14	—	100,92	10,38	2,05	19,50	67,61	42,80	42,50	14,70	—	88,00	— 12,91	5,00
1,15	—	101,22	7,06	13,38	18,14	61,28	—	38,80	51,80	9,40	88,40	— 4,80	0,50
0,82	—	99,84	7,32	5,98	19,45	67,20	28,10	38,70	33,20	—	—	— 13,83	1,20
2,78	0,84	99,16	5,81	10,51	26,89	56,89	21,40	60,43	18,46	—	75,50	— 8,45	0,55
1,68	0,86	100,42	12,57	3,44	4,18	79,84	25,81	48,39	25,81	—	66,60	— 31,07	3,60
1,28	0,95	99,23	5,59	11,39	15,00	59,90	—	53,03	41,66	5,30	75,00	— 1,28	0,52
0,67	0,70	100,12	9,60	7,90	18,10	64,40	—	46,30	36,00	17,70	75,00	— 1,70	1,10
1,78	0,26	100,58	9,50	6,80	24,70	59,00	—	37,80	42,50	19,70	47,10	— 7,80	1,40
0,92	0,76	100,01	8,40	8,20	23,20	60,20	—	36,50	46,20	17,30	79,00	— 4,60	1,00
0,86	0,56	100,28	8,70	7,90	24,20	59,20	—	36,60	45,30	18,10	77,60	— 6,90	1,10
1,06	1,00	100,13	13,20	5,70	10,00	71,10	—	55,30	40,50	4,20	77,50	— 10,10	2,3
1,22	—	99,89	8,90	8,30	22,20	60,60	—	46,50	42,30	11,20	76,20	— 4,20	1,1
0,89	0,40	99,82	13,00	4,10	15,70	67,20	—	36,80	42,00	21,20	77,00	— 4,30	3,20
0,83	0,90	99,12	11,30	5,70	13,00	70,00	—	41,90	43,10	15,00	75,20	— 11,70	2,00
0,74	0,07	98,58	15,90	2,90	4,20	77,00	4,90	57,40	37,70	—	64,00	— 19,30	5,50
2,50	0,62	100,03	10,90	6,20	12,40	70,50	—	46,90	38,80	14,30	77,20	— 13,00	1,80
0,78	0,86	100,32	15,40	3,50	7,60	73,50	—	56,40	26,40	17,20	69,00	— 12,70	4,40
0,88	0,36	99,94	15,50	2,90	3,10	79,00	—	64,50	33,30	2,20	66,40	— 24,60	6,50
1,18	1,14	100,21	10,30	9,10	13,50	67,10	—	52,20	37,50	10,30	78,60	— 4,50	1,10
4,93	0,86	100,42	10,50	5,70	8,20	75,60	10,70	60,70	28,60	—	52,17	— 24,50	1,80
2,93	0,55	100,33	7,40	5,50	11,80	75,30	15,30	47,00	37,70	—	55,10	— 30,30	1,30
5,17	0,87	100,31	8,20	6,70	15,60	69,50	6,90	40,20	44,90	—	74,10	— 15,40	1,20
—	0,17	99,39	11,34	3,14	21,46	64,00	43,40	35,70	20,90	—	90,50	— 2,24	3,60
—	0,27	100,06	8,35	9,63	18,54	64,24	—	39,90	35,60	24,40	82,50	— 1,39	0,90
—	0,16	97,03	9,62	9,12	21,52	60,45	—	39,90	44,40	15,70	95,62	— 8,17	1,65
—	0,55	100,61	9,83	8,98	16,53	64,80	—	35,60	53,80	10,60	95,70	— 0,80	1,10
7,76	—	100,24	9,09	5,50	12,46	72,78	—	15,90	42,30	41,80	70,90	— 22,05	1,60
—	—	99,45	12,43	0,99	3,82	82,52	76,30	18,60	5,10	—	61,50	— 29,43	12,50
1,10	—	100,31	10,78	7,52	11,56	70,04	30,70	28,80	40,50	—	83,50	— 11,10	1,40
0,71	—	100,46	15,23	2,91	4,07	74,92	28,30	60,00	11,70	—	69,60	— 19,34	5,20
1,03	—	99,68	11,07	7,30	9,58	72,88	11,80	35,60	52,60	—	80,10	— 14,79	1,50
0,56	—	99,24	7,63	7,85	15,58	68,90	5,40	53,40	41,20	—	—	— 14,75	0,97
—	—	100,97	6,01	8,75	26,16	59,25	—	35,80	54,30	9,90	—	— 2,44	0,70
0,28	0,44	100,37	6,59	8,94	22,29	61,24	—	55,80	36,90	7,30	—	— 1,30	0,70
0,36	—	100,58	9,28	6,44	9,69	74,74	15,88	57,80	26,40	—	—	— 27,33	1,40
0,90	—	99,03	8,85	6,97	15,92	68,27	6,60	50,20	43,20	—	—	— 11,86	1,30
0,98	—	99,18	9,22	4,37	5,60	80,80	7,40	56,90	36,70	—	92,50	— 38,80	2,10
0,76	—	100,95	7,67	8,96	16,94	65,42	—	54,40	45,30	10,30	—	— 7,55	0,80
2,92	3,44	99,71	7,26	11,16	18,60	62,97	—	41,10	45,90	12,90	89,70	— 0,27	0,65
0,92	0,18	98,08	13,90	2,89	5,43	77,56	40,50	37,90	21,50	—	74,80	— 24,64	4,80
2,94	0,58	100,88	7,52	11,43	14,14	67,04	—	54,25	37,23	8,51	92,00	— 7,48	0,65
4,76	1,41	100,00	9,16	5,41	16,68	68,68	44,16	27,08	28,75	—	95,45	— 13,70	1,69
1,83	0,06	99,83	13,42	4,81	8,32	73,82	58,12	31,63	10,23	—	69,79	— 15,62	2,79
0,78	0,77	101,35	14,18	4,86	5,14	75,65	—	83,78	13,51	2,70	74,47	— 8,25	2,92
1,40	0,81	101,57	12,36	4,17	10,17	73,22	48,32	40,27	11,41	—	59,66	— 17,63	2,96
1,83	0,06	99,83	13,30	4,90	8,20	73,60	57,40	32,20	10,40	—	69,80	— 15,70	2,70
0,56	0,80	100,23	8,40	6,20	22,30	63,10	—	32,90	48,80	18,30	86,40	— 3,20	1,35
1,04	0,58	100,34	9,00	7,60	15,60	67,80	—	45,70	45,30	9,00	81,30	— 10,00	1,20
0,58	0,40	99,79	10,70	7,40	14,50	67,40	—	48,10	41,70	10,20	86,90	— 6,00	1,45
0,94	0,73	99,76	8,30	8,90	22,70	60,10	—	46,10	40,60	13,30	80,20	— 5,30	0,90
1,97	1,10	100,49	8,00	7,80	27,10	57,10	—	31,70	51,00	17,30	90,50	— 9,60	1,00
0,85	0,25	99,97	8,20	7,90	23,20	60,70	—	36,30	48,10	15,60	77,80	— 2,90	1,00

Компоненты

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃
2471/г	54,88	0,66	17,00	5,76	2,08	0,30	3,92	7,03	4,28	1,21	0,03	—
2472/г	57,42	0,69	17,43	6,49	1,61	0,28	2,93	6,60	3,45	0,92	—	—
2473	57,38	0,66	17,67	6,37	0,69	0,14	3,62	0,39	3,45	1,22	0,15	—
2475	56,86	0,68	16,37	5,81	1,94	0,17	3,93	6,47	3,50	1,24	0,10	—
2476	57,50	0,70	18,53	6,14	1,00	0,14	3,62	6,60	2,23	0,62	0,11	—
2477/е	57,36	0,64	17,68	6,33	1,17	0,17	3,62	7,03	3,25	0,98	0,10	—
2478/е	56,24	0,68	19,12	6,42	0,89	0,17	3,50	6,63	3,46	1,04	0,10	—
2479/е	55,64	0,68	18,12	7,80	0,55	0,24	4,01	7,89	3,30	1,34	0,14	—
2480/е	54,64	0,78	17,43	8,00	0,55	0,21	3,52	7,67	3,19	1,26	0,12	—
2481/з	55,88	0,72	18,14	7,01	1,16	0,24	3,25	7,47	3,41	1,26	0,14	—
2482/з	53,08	0,78	19,17	7,15	1,44	0,21	3,74	6,97	3,17	1,29	0,14	—
2484/з	53,50	0,84	19,65	7,26	1,42	0,18	3,43	6,64	3,44	1,34	0,18	—
256/б	50,90	0,70	16,51	7,45	1,93	0,30	6,80	9,58	3,58	1,09	0,03	—
91	55,14	0,88	8,92	3,16	5,25	0,14	3,50	8,65	2,93	0,81	—	—
621	56,10	0,64	17,01	3,63	4,40	0,14	3,80	7,40	2,60	0,87	—	—
*	51,18	1,67	16,54	2,45	9,36	0,17	3,97	9,46	2,12	0,96	0,02	—
**	54,85	0,83	17,95	4,15	4,68	0,15	3,61	7,46	2,07	1,92	0,10	—
84005/а	58,42	0,43	18,59	2,60	2,19	0,05	2,43	5,60	1,31	2,70	0,20	—
1229/а	62,26	0,44	17,17	3,55	2,03	0,05	3,34	4,51	2,83	1,04	0,14	—
1721	67,88	0,32	16,03	1,60	1,91	0,04	1,14	3,57	4,13	2,65	0,15	0,06

Примечание.

Анализ с 1 по 34 включительно относится к породам анавагской серии, остальные — к алнейской

Примечания. Обр. 1643а — базальт, р. Тигиль, коллекция К. М. Севостьянова (1954), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 537 — андезит, Карагинский район, коллекция В. Т. Дьяченко (1953), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 545 — андезит, Карагинский район, коллекция В. Т. Дьяченко (1953), аналитик Новикова; обр. 521 — андезит, Карагинский район, коллекция В. Т. Дьяченко (1953), аналитик Новикова; обр. 572 — андезит, Карагинский район, коллекция В. Т. Дьяченко (1953), аналитик Новикова; обр. 7р — андезито-базальт, р. Гаванка, коллекция Е. П. Кленова (1953), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 1385и — трахибазальт, р. Аманна, коллекция Е. П. Кленова (1953), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 1535 — базальт, р. Тигиль, коллекция Е. П. Кленова (1953), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 1280 — туфобрекчия, р. Карага, коллекция Б. Т. Тишкова (1953), аналитик Новикова; обр. 689г — андезит, Карагинский район, коллекция Б. Т. Тишкова (1953), аналитик Новикова; обр. 1087а — туфобрекчия, Карагинский район, коллекция Б. Т. Тишкова (1953), аналитик Новикова; обр. 1517 — андезит, р. Половинная, коллекция Ю. А. Шарова (1957), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 2362 — алевроитовый туф, р. Половинная, коллекция Ю. А. Шарова (1957), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 1056 — базальт, р. Копылье, коллекция В. Н. Бондаренко (1958), аналитик Максименко; обр. 1328 — андезит, р. Половинная, коллекция Л. И. Лапшиной (1958), аналитик Г. Котова; обр. 659 — роговообманковый андезит, р. Левый Саван, коллекция Л. П. Грязнова (1956), аналитик Г. Котова; обр. 1153 — липарит, р. Левый Саван, коллекция Л. П. Грязнова (1956), аналитик Г. Котова; обр. 1535/1 — плагиобазальт, р. Ковач, коллекция Л. П. Грязнова (1956), аналитик Г. Котова; обр. 869 — андезит, р. Озерновская, коллекция Я. Ш. Геворкян (1956), аналитик Максименко; обр. 53 — базальт, перевал Оганчи, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик О. Г. Орбидан; обр. 24 — базальт, перевал Оганчи, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик О. Г. Орбидан; обр. 533 — базальт, перевал Оганчи, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Аксельева; обр. 98 — андезито-базальт, район Верхне-Камчатская, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Аксельева; обр. 119д — андезит, бассейн р. Элкевой, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Аксельева; обр. 121 — андезит, бассейн р. Элкевой, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Аксельева; обр. 128а — дацит, бассейн р. Элкевой, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Аксельева; обр. 312 — андезит, бассейн р. Копылье, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Е. Г. Иванова; обр. 320 — дацит, бассейн р. Копылье, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Е. Г. Иванова; обр. 321 — дацит, бассейн р. Копылье, коллекция В. К. Ротмана, аналитик Е. Г. Иванова; обр. 351 — андезит, бассейн р. Копылье, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Е. Г. Иванова; обр. 381 — андезито-дацит, бассейн р. Быстрой, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Е. Г. Иванова; обр. 127 — андезит, р. Быстрой, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик Е. Г. Иванова; обр. 129 — андезит, месторождение Чемпура, коллекция В. К. Ротмана (1953), аналитик Е. Г. Иванова; обр. 392а — андезит, Карагинский район, коллекция В. Т. Дьяченко (1953), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 459 — андезит, Карагинский район, коллекция В. Т. Дьяченко (1953), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 417а — базальт, Карагинский район, коллекция В. Т. Дьяченко (1953), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 179б — андезито-базальт, Карагинский р-н, коллекция В. Г. Дьяченко (1953), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 1271 — андезито-дацит, р. Тигиль, коллекция Е. П. Кленова (1953), аналитик В. Цыганкова; обр. 1284 — дацит, Карагинский район, коллекция В. Т. Тишковой (1953), аналитик В. Н. Цыганкова; обр. 2523 — андезит (экструзивный), р. Половинная, коллекция Ю. А. Шарова (1957), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 562 — андезит, р. Копылье, коллекция В. Н. Бондаренко (1958), аналитик А. Н. Ильиных; обр. 1334 — андезит, р. Копылье, коллекция В. Н. Бондаренко (1958), аналитик А. Н. Ильиных, обр. 803 — андезит, р. Половинная, коллекция Л. И. Лапши-

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

п. п. п.	H ₂ O	Сумма	a	c	b	s	a'	i'	m'	c'	n	Q	a/c
1,30	0,88	99,33	11,60	6,00	17,20	65,20	—	43,30	39,90	16,80	84,10	1,20	1,90
1,32	0,39	99,53	9,40	7,60	13,80	69,20	—	56,00	37,80	6,20	84,90	12,00	1,20
1,84	—	99,58	9,80	7,50	13,60	61,10	—	47,90	47,40	4,70	81,00	11,10	1,30
2,04	—	99,41	9,90	6,50	15,80	67,80	—	45,30	43,80	10,90	80,60	9,30	1,50
1,21	—	98,40	6,00	8,50	16,20	63,30	19,40	41,30	39,60	—	85,60	18,10	0,70
1,23	—	98,56	9,10	7,90	14,30	68,70	—	47,70	44,80	7,50	82,70	11,30	1,10
1,82	—	100,07	9,70	8,50	13,40	68,40	2,20	50,80	47,00	—	82,90	8,90	1,14
0,54	0,25	100,50	9,60	7,80	16,80	65,80	—	45,80	41,60	12,60	78,60	4,60	1,20
1,23	0,90	99,50	9,20	9,60	16,50	64,70	16,20	46,80	37,00	—	79,60	1,40	0,96
0,94	0,56	100,18	9,80	7,90	15,10	67,20	—	51,00	38,10	10,90	80,40	2,40	1,20
1,49	0,86	99,49	9,70	9,00	15,30	66,00	—	54,10	44,90	1,00	78,70	3,60	1,19
1,77	0,75	100,40	10,30	8,70	15,10	65,90	3,40	55,20	41,40	—	79,30	2,50	1,20
1,82	1,26	100,95	9,50	6,30	25,50	58,70	—	33,40	45,40	21,20	82,80	-7,90	1,50
0,54	0,30	100,09	8,10	9,20	16,20	66,50	—	50,20	38,30	11,50	84,00	7,60	0,88
2,04	1,68	100,31	7,50	8,40	15,80	68,30	—	49,70	43,00	7,30	81,60	13,20	0,90
—	1,47	99,96	6,40	8,40	22,60	62,60	—	51,00	33,00	16,00	75,00	4,00	0,75
—	1,44	100,03	7,90	8,80	16,00	67,30	—	53,00	42,00	5,00	63,00	10,00	0,90
5,84	2,02	102,38	7,33	7,33	13,70	71,54	34,22	33,69	32,08	—	42,00	21,19	1,00
2,64	1,62	101,62	7,83	5,50	14,94	71,52	28,90	33,49	37,61	—	79,81	22,09	1,42
1,18	—	100,66	13,01	4,31	5,06	77,67	—	62,20	37,80	—	70,00	24,96	3,00

ной (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 891 — базальт, р. Половинная, коллекция Л. И. Лапшиной (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 937 — базальт, р. Половинная, коллекция Л. И. Лапшиной (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 1038 — андезит, р. Половинная, коллекция Л. И. Лапшиной (1958), аналитик В. Цыганкова; обр. 1684 — андезит, р. Половинная, коллекция Л. И. Лапшиной (1958), аналитик В. Цыганкова; обр. 362 — илгнмбрит, Гольгинские горы, коллекция С. Е. Априлкова (1959), аналитик А. Н. Ильных; обр. 941 — андезито-базальт, р. Половинная, коллекция Л. И. Лапшиной (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 356 — базальт, р. Кутина, коллекция Л. И. Лапшиной (1958), аналитик В. Цыганкова; обр. 1180 — дацит, р. Озерновская, коллекция А. Ф. Марченко (1958), аналитик В. Цыганкова; обр. 1259 — андезит, р. Озерновская, коллекция А. Ф. Марченко (1955), аналитик А. Н. Ильных; обр. 1329 — андезит, р. Озерновская, коллекция А. Ф. Марченко (1955), аналитик А. Н. Ильных; обр. б/№ — дацит, г. Гиана, коллекция Я. Ш. Геворкян (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 1200 — дацит, р. Озерновская, коллекция Я. Ш. Геворкян (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 1506/1 — дацит, р. Озерновская, коллекция Я. Ш. Геворкян (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 17 — дацит, район перевала Оганчи, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик О. Г. Орбидан; обр. 38/а — базальт, р. Элькевой, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик О. Г. Орбидан; обр. 46е — андезито-базальт, р. Элькевой, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик О. Г. Орбидан; обр. 47 — базальт, р. Элькевой, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик О. Г. Орбидан; обр. 68/в — андезито-дацит, район перевала Оганчи, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик О. Г. Орбидан; обр. 134/е — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), аналитик О. Г. Орбидан; обр. 136/д — базальт, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализировано в лаборатории института Механообр; обр. 247г — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 247г — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2473 — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2475 — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2476 — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2477е — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2478е — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2479е — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2480е — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2481/з — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2482/ — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2484/з — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 2566 — андезит, р. Правый Кирганик, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; обр. 91 — андезито-базальт, г. Крерук, коллекция В. К. Ротмана (1960), анализ ин-та Механообр; * — базальт, р. Гольгина, коллекция, Б. И. Пийна (1947); ** — андезито-базальт, р. Озерная, коллекция Б. И. Пийна (1947); обр. 1005а — туф, о. Беринга, коллекция Ю. В. Жегалова (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 229а — андезит о. Беринга, коллекция Ю. В. Жегалова (1958), аналитик А. Н. Ильных; обр. 1721 — андезито-дацит, г. Козыревка, коллекция В. Н. Бондаренко (1958), аналитик А. Н. Ильных.

Время проявления второго цикла ограничивается плиоценом. Не исключено, что начало деятельности второго цикла относится к самому концу верхнего миоцена.

Резкая разграниченность вулканических циклов неогена Камчатки обусловила и их петрохимические особенности.

Приведенные ниже выводы по петрохимии неогенового вулканизма сделаны на основании 84 анализов, произведенных в лаборатории Камчатского геологического управления, а также заимствованных из отчета В. К. Ротмана за 1960 г. и из работы Б. И. Пийпа (1941).

Различные методы сравнения позволяют установить характерные петрохимические особенности для циклов неогенового вулканизма.

На вариационной диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого для пород первого вулканического цикла, четко выделяются две группы роев векторов, почти точно соответствующие двум стратиграфическим подразделениям анавгайской серии — крапивнинской и березовской свитам (см. рис. 1 и таблица). Эти две группы пород настолько резко разграничиваются по своему составу и особенностям, что в дальнейшем рассматриваются раздельно, несмотря на то, что принадлежат к одному вулканическому циклу.

Серия эффузивных пород, характеризующая начало вулканической деятельности, имеет довольно выдержанный состав от базальтов (типа океанитов) до андезитов. Породы, слагающие основание разреза анавгайской серии, имеют ряд присущих только им петрохимических особенностей. В первую очередь следует отметить резко пониженное, по сравнению со всеми другими сериями эффузивных пород Камчатки и среднемировыми значениями для тех же разностей пород, количество щелочей. Этим и обусловлено крайнее левое положение вариационной кривой составов лав крапивнинской свиты на плоскости *SAB*. Левее расположена лишь кривая лав Японии. При общем недостатке щелочей заметно большую роль играет калий по сравнению со среднемировыми типами пород. На это указывает значительное отклонение дополнительного вектора на плоскости *SCB* влево, кроме того, величина характеристики *n* в описываемой серии пород не превышает 76% и обычно составляет 60—65%.

Кроме пониженной щелочности, для пород характерно явно повышенное содержание аортитовой молекулы в полевых шпатах. Поэтому на плоскости *SCB* вариационная кривая, отражающая содержание полевошпатовой извести, проходит левее всех серий пород, кроме средних значений для лав Японии.

Заслуживает внимания и поведение дополнительного вектора на плоскости *SAB*, отражающего характер темноцветных компонентов. Частое отклонение этого вектора влево при широком развитии авгитовых, двупироксеновых и почти полном отсутствии биотитовых разностей среди пород крапивнинской свиты позволяет предполагать, что избыток Al_2O_3 , отраженный на диаграмме, может быть целиком отнесен за счет глинозема пелита — тонкодисперсного агрегата глинистого вещества, развивающегося по полевым шпатам вкрапленников или по основной массе.

Сравнительно небольшая длина векторов пород крапивнинской свиты в правой плоскости диаграммы свидетельствует о пониженной железистости темноцветных минералов по сравнению со средними разностями по Р. Дэли.

Таким образом, особенностями пород крапивнинской свиты являются меньшая щелочность, пониженная железистость темноцветных минералов, повышенное содержание полевошпатовой извести и относительное преобладание калия над натрием по сравнению со среднемировыми составами соответствующих пород.

Для завершающего этапа первого цикла вулканизма, который обособливается и стратиграфически (березовская свита), характерно широкое развитие кислых эффузивов; значительно меньшую роль в разрезе играют лавы среднего и основного состава. Поэтому вариационная кривая, отражающая средний состав пород свиты, начинается несколько выше среднемирового липарита и заканчивается возле среднемирового кварцевого базальта.

Кроме уменьшения основности продуктов, заключительный этап первого цикла неогенового вулканизма характеризуется ярко выраженной повышенной щелочностью пород по сравнению с крапивинской свитой и среднемировыми значениями соответствующих разностей. Лишь андезито-базальты описываемой серии пород по содержанию щелочных алюмосиликатов приближаются к среднемировым. Все это отражено на плоскости *SAB* диаграммы, где вариационная кривая составов пород березовской свиты проходит правее всех кривых для различных серий эффузивов Камчатки, включая среднемировую. В то же время породы березовской свиты отличаются от более древних и среднемировых заметно меньшим количеством полевошпатовой извести, содержание которой в породах характеризуется величиной *s*. Поэтому вариационная кривая березовской свиты на плоскости *SCB* расположена значительно правее кривой среднемировых значений. Повышенная щелочность пород березовской свиты при преобладании натрия над калием и при небольшом содержании полевошпатовой извести — все это прекрасно согласуется с петрографическими данными: для дацитов и липаритов свиты характерно преимущественное распространение натриевых полевых шпатов при резко подчиненном значении калиевых.

Вспомогательные векторы на плоскости *SAB* заметно отклонены вправо и, редко, влево. Отклонение вектора влево наблюдается лишь у биотитсодержащих пород кислого состава. Для средних и основных разностей характерно присутствие роговой обманки и пироксена, что согласуется с отклонением вектора вправо.

Петрохимические особенности пород березовской свиты сводятся к следующему: повышенное содержание щелочей почти во всех разностях, сравнительно небольшое количество полевошпатовой извести, особенно в разностях среднего состава, и увеличенное по сравнению со среднемировыми значениями отношение Na/K .

Второй, более молодой, неогеновый вулканический цикл довольно резко отличается по своим петрохимическим особенностям от описанного выше. Породы второго цикла (алнейская серия) представлены в подавляющем большинстве андезитовыми разностями с авгитом и гиперстеном в качестве темноцветных минералов. Поэтому на диаграмме наиболее крупный рой, включающий значительно более половины пород, приходится на область основных андезитов, приближающихся к кварцевым базальтам. Кислые и основные разности вулканических пород представлены меньшим количеством анализов. Однако, вариационная кривая отражает средний состав и петрохимические особенности пород алнейской серии.

Вариационная кривая для эффузивов второго цикла протягивается от липаритов до базальтов.

Почти все породы этой серии характеризуются недостатком щелочных алюмосиликатов; исключением являются липариты, количество щелочей в которых повышено даже по сравнению со среднемировыми значениями. На диаграмме это отражается в поведении вариационной кривой на плоскости *SAB*, которая располагается левее кривой березовских эффузивов и среднемировых значений, но несколько правее кривой крапивинской свиты. В области кислых эффузивов кривая

алнейской серии резко отклоняется вправо, в результате относительного увеличения в них щелочей.

На плоскости *SCB* вариационная кривая алнейской серии, отражающая содержание извести в полевых шпатах, проходит значительно левее кривой, соединяющей средние мировые значения по Р. Дэли. Это является следствием более основного характера плагиоклазов вкрапленников и основной массы эффузивов второго цикла.

Резкое преобладание натрия над калием (*n* достигает 97%) отражается в почти вертикальном положении дополнительного вектора на плоскости *SCB*. Дополнительные векторы на плоскости *SAB* довольно точно отражают изменение характера темноцветных минералов в породах по мере увеличения в них кремнекислоты. Если в области основных эффузивов вектор отклонен вправо, что соответствует авгитовым, авгит-плагиоклазовым и, в меньшей степени, двупироксеновым базальтам и андезито-базальтам, то основной рой, расположенный в средней части плоскости, имеет почти вертикальные векторы, характерные для двупироксеновых и гиперстенных андезитов. Дополнительные векторы кислых пород резко отклонены влево к оси *SB*, что объясняется присутствием в них заметного количества слюды.

Таким образом, лавы второго цикла неопенового вулканизма характеризуются повышенной щелочностью лав кислого состава, при значительно менее щелочном характере андезитов и базальтов по сравнению со среднемировыми разностями этих же пород.

Повышенное содержание анортитовой молекулы в полевых шпатах и резкое преобладание натрия над калием также отличает лавы второго цикла от среднемировых. Закономерная смена авгита в базальтах и андезито-базальтах авгитом и гиперстеном в андезитах и полное исчезновение пироксенов в более кислых породах при широком развитии биотита и, в меньшей степени, обыкновенной или базальтической роговой обманки, также могут отличать описываемую серию пород от более древних.

Выделение двух циклов неогенового вулканизма с двумя обособленными толщами в первом из них вполне подтверждается петрохимическими данными, приведенными выше.

В качестве иллюстрации этого вывода можно разобрать еще два типа вариационных диаграмм.

Вариационные диаграммы для суммы щелочей и извести, позволяющие определить щелочноземельный индекс, приведены на рис. 2. Здесь лавы березовской свиты резко отличаются от пород как алнейской серии, так и крапивинской свиты своей повышенной щелочностью. По классификации Пикока они попадают в группу известково-щелочных (индекс — 59,0) пород, в то время, как более древние лавы (крапивинская свита) относятся к группе известковых (индекс — 62,1).

Эффузивы позднеогенового цикла имеют индекс 60,8 и принадлежат группе известково-щелочных пород.

Известково-щелочные и известковые породы, по представлению Т. Барта (1956), весьма характерны для Тихоокеанской провинции.

На вариационных диаграммах Харкера (рис. 3) также заметны различия в химических особенностях пород первого и второго циклов неогенового вулканизма.

Для эффузивов алнейской серии (а) характерно ярко выраженное и на этой диаграмме резкое преобладание натрия над калием и CaO над суммой $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, особенно в основных породах, и очень слабое, почти незаметное возрастание натрия с увеличением кислотности пород.

Более древние лавы (б) всегда более железистые, так как сумма

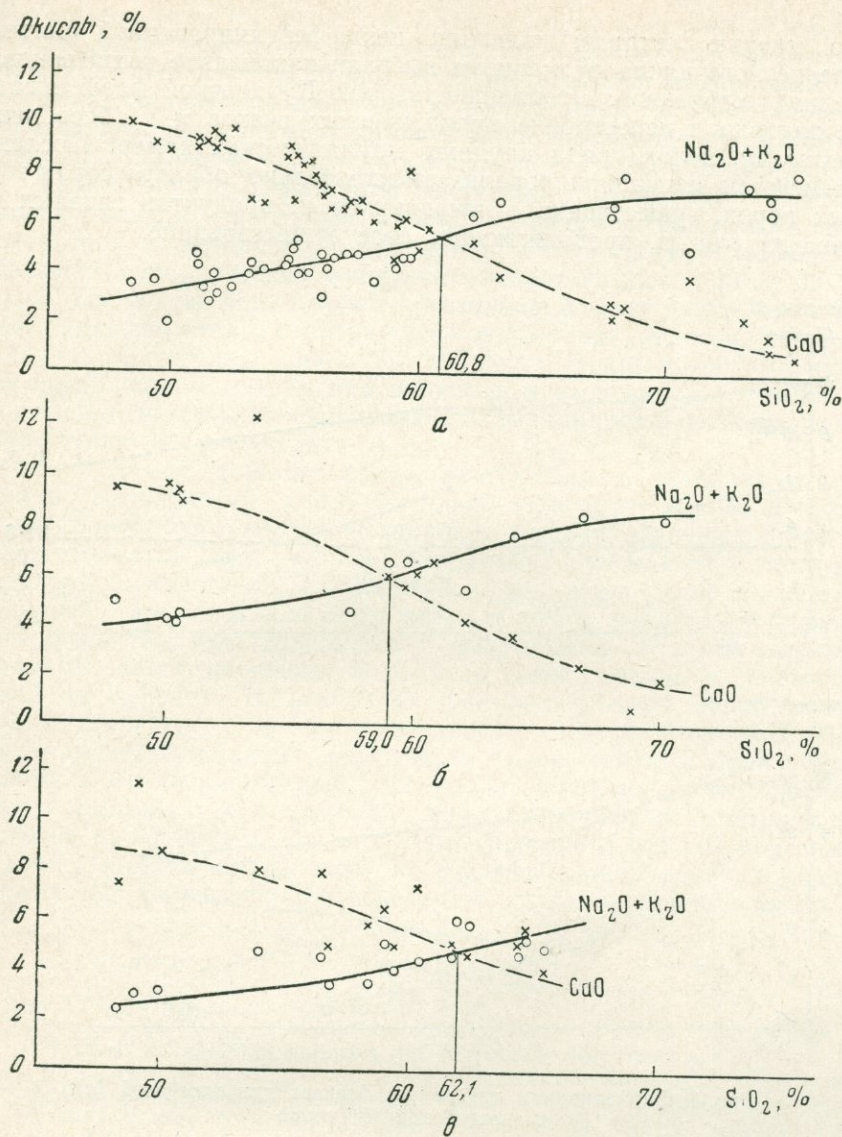


Рис. 2. Вариационные диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и CaO для пород крапивинской (а), березовской (б) и алнейской (в) свит

$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ всегда больше CaO , менее резко выражено преобладание натрия над калием, для кислых пород серии характерно возрастание более чем вдвое количества натрия и почти втрое — калия.

Рассмотрение вариационных кривых пород крапивинской и березовской свит, алнейской серии, средних эффузивов Камчатки, Японии и общемировых позволяет выявить общие особенности неогенового вулканизма полуострова.

1. В течение неогенового времени 2 раза вулканизм развивался по следующей схеме: излияния лав основного — среднего — кислого состава. Здесь уместно отметить противоречащую, на первый взгляд, конфигурацию вариационной кривой березовской свиты, которая протягивается почти параллельно кривой крапивинской свиты от андезитобазальтов до липаритов.

По мнению авторов, излияния недифференцированной магмы в начале первого цикла вулканизма вызвали накопление толщ основных и средних эффузивов. Проявление второй Курильской фазы складчатости привело к перестройке вулканических очагов и к обособлению, по-видимому, целого ряда крупных магматических камер. Последние в дальнейшем эволюционировали самостоятельно, образуя серии эффузивных пород, существенно отличающихся от продуктов главных вулканических очагов, продолжающих свое существование.

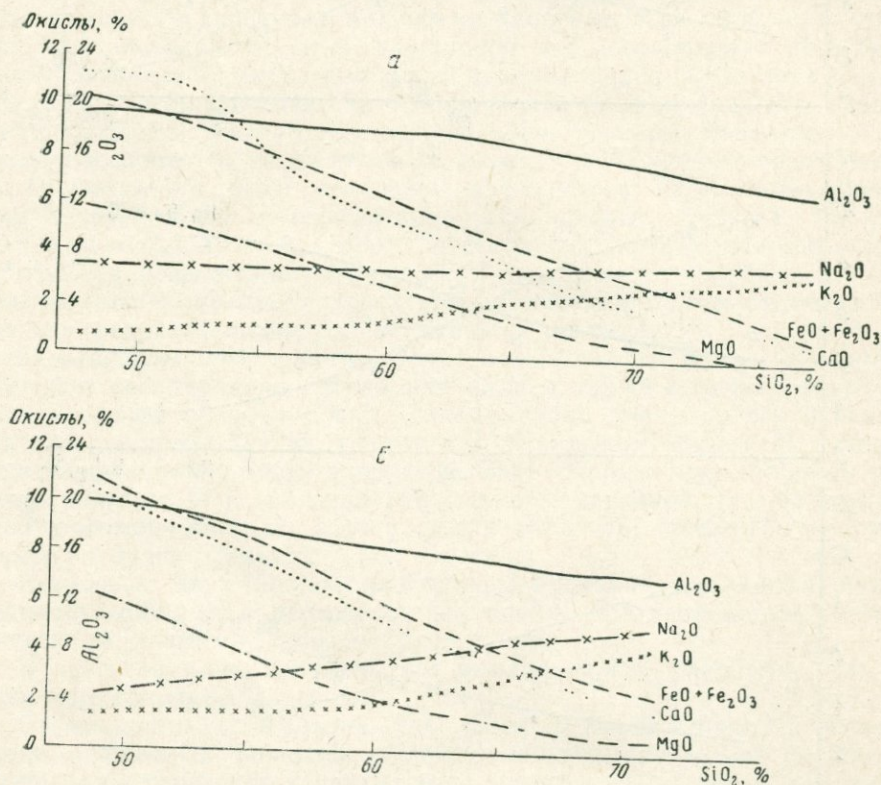


Рис. 3. Вариационные диаграммы Харкера для алнейской (а) и анавгайской (б) серий

Таким образом, по мнению авторов, породы березовской свиты принадлежат к своеобразной формации, развивавшейся параллельно с основным вулканизмом в течение среднего миоцена. Отсюда следует вывод, что не всегда кислые эффузивы залегают стратиграфически выше более основных — в некоторых областях они изливались одновременно.

Эволюция вулканизма в период проявления второго цикла продолжалась в течение небольшого промежутка времени и происходила последовательно от основных разностей к кислым, без каких-либо отклонений.

2. Лавы крупных вулканических очагов, давших начало основным сериям пород неогенового возраста, обладают всеми особенностями средних лав Камчатки. Небольшая щелочность и повышенное содержание полевошпатовой извести при резком преобладании натрия над калием характеризуют их как породы орогенных областей. По мнению Т. Барта (1956), об этом свидетельствует и щелочноземельный индекс.

Из общего ряда выпадает лишь серия пород березовской свиты, которая обладает повышенной щелочностью и небольшим количеством полевошпатовой извести. Более ярко выраженный кальциевый характер и резко пониженную щелочность имеют лавы Японии, вариационная кривая которых занимает крайнее левое положение на диаграмме. Однако, они ближе к камчатским лавам, чем к среднемировым.

Таким образом, продукты неогенового вулканизма Камчатки довольно близки к японским лавам и являются типичными для Тихоокеанской вулканической провинции. Лишь лавы березовской свиты ближе к вулканическим продуктам неорогенных областей.

3. Продукты четвертичного вулканизма отличаются от неогеновых лав довольно четко, особенно по содержанию щелочей, которое в последних значительно ниже, чем в первых. Общими чертами их является преобладание натрия над калием и повышенное количество извести в полевых шпатах по сравнению со среднемировыми значениями в соответствующих разностях.

4. К концу каждого цикла неогенового вулканизма приурочены этапы интенсивной гидротермально-метасоматической деятельности. Следствием этого являются широкие зоны измененных пород формации вторичных кварцитов и пропилитов. Отмечается отчетливая специфика металлогении, связанной с описанными выше вулканическими циклами. Для завершающего этапа первого цикла характерно широкое развитие зон пропилитов с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, часто несущими золотое, ртутное, медное и полиметаллическое оруденение. В некоторых районах (Асача, реки Половинная, Паужетка и др.) с зонами пропилитов и, иногда, вторичных кварцитов связаны месторождения серы, гипса, пирофиллита. Второй цикл вулканизма и поздненеогеновый этап гидротермальной деятельности имеют более скромную металлогению: зоны вторичных кварцитов сопровождаются проявлениями ртути и серы. Возможно, список полезных ископаемых второго цикла этим не исчерпывается; однако, в настоящее время нет указаний на связь с ним других рудопроявлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Власов Г. М. Прихотские складчатые области (Сахалин, Курильские острова, Камчатка и Корякское нагорье). Сб. «Геологическое строение СССР», т. 3, 1958.
- Воловикова И. М. Петрохимические особенности эффузивных пород центральной части южного склона Кураминского хребта (бассейн верховьев рек Уткем-Су и Карамазар-сай). Труды Ин-та геологии рудн. м-ний, петрогр., минерал. и геохимии, вып. 5, 1947.
- Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налычевой на Камчатке. СОПС АН СССР, Труды Камч. компл. эксп. 1936—1937 гг., вып. 2, 1941.
- Пийп Б. И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки. Труды вулк. станции, вып. 3, 1947.
- Полкова М. И., Кайдалова Е. Ф., Петровская Н. Ф., Климовская Т. В., Саврасов Н. П. Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, 1961.
- Устиев Е. К. Аноийский вулкан. Госгеолтехиздат, 1961.

В. К. РОТМАН

ВСЕГЕИ

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛАВ СРЕДИННОГО КАМЧАТСКОГО ХРЕБТА

Систематическое изучение геологического строения Срединного Камчатского хребта коренным образом изменило представление о Центральной Камчатке, как об области преимущественно четвертичного вулканизма. Работами камчатских геологов-съемщиков была доказана разновозрастность вулканических толщ, слагающих Срединный хребет и его предгорья. Это позволило Г. М. Власову (1956) наметить общую схему развития вулканизма Камчатки, выделив несколько основных этапов, характеризующихся изменением типа магматических проявлений и состава пород.

Эта схема с некоторыми изменениями и уточнениями в общем была подтверждена последующими тематическими работами автора в Срединном хребте в 1957—1961 гг. Результаты изучения состава вулканических и вулканогенно-осадочных пород, их стратиграфической последовательности, пространственного расположения и фациальных взаимопереходов позволяют уверенно говорить о следующих этапах вулканизма в области Срединного Камчатского хребта, начиная с позднего мела.

В поздне меловое время в наиболее прогнутой части молодого геосинклинального трога, располагавшегося на месте современной Камчатки (Wlasov, 1956), после накопления терригенно-осадочных толщ начинается сильный подводный вулканизм, связанный, очевидно, с инверсией тектонических движений — сменой режима опускания поднятиями. В результате накапливается мощная толща кремнистых пород с радиоляриями, вулканомиктовых песчаников и алевролитов, основных лав, спилитов и подводных туфов — ирунейская серия.

В самом конце позднего мела интенсивные тектонические и вулканические процессы вывели вершины подводных вулканов на дневную поверхность. В пределах Срединного хребта в это время образовалась цепь вулканических островов. С установлением островного режима вулканизма связано образование характерной ассоциации основных лав, грубых туфоконгломератов, прибрежных вулканомиктовых осадочных образований с фауной и флорой, которые выделяются в кирганикскую свиту, венчающую разрез верхнемеловых образований Срединного хребта.

Второй этап вулканизма отделен от первого камчатской фазой складчатости, происходившей в конце мелового и большей части палеогенового периодов. Вулканизм второго этапа тесно сопряжен с горообразовательными движениями, которые постепенно превратили цепь вулканических островов, существовавшую в пределах Центральной Камчатки в позднеолигоценное, нижне- и среднемиоценовое время в

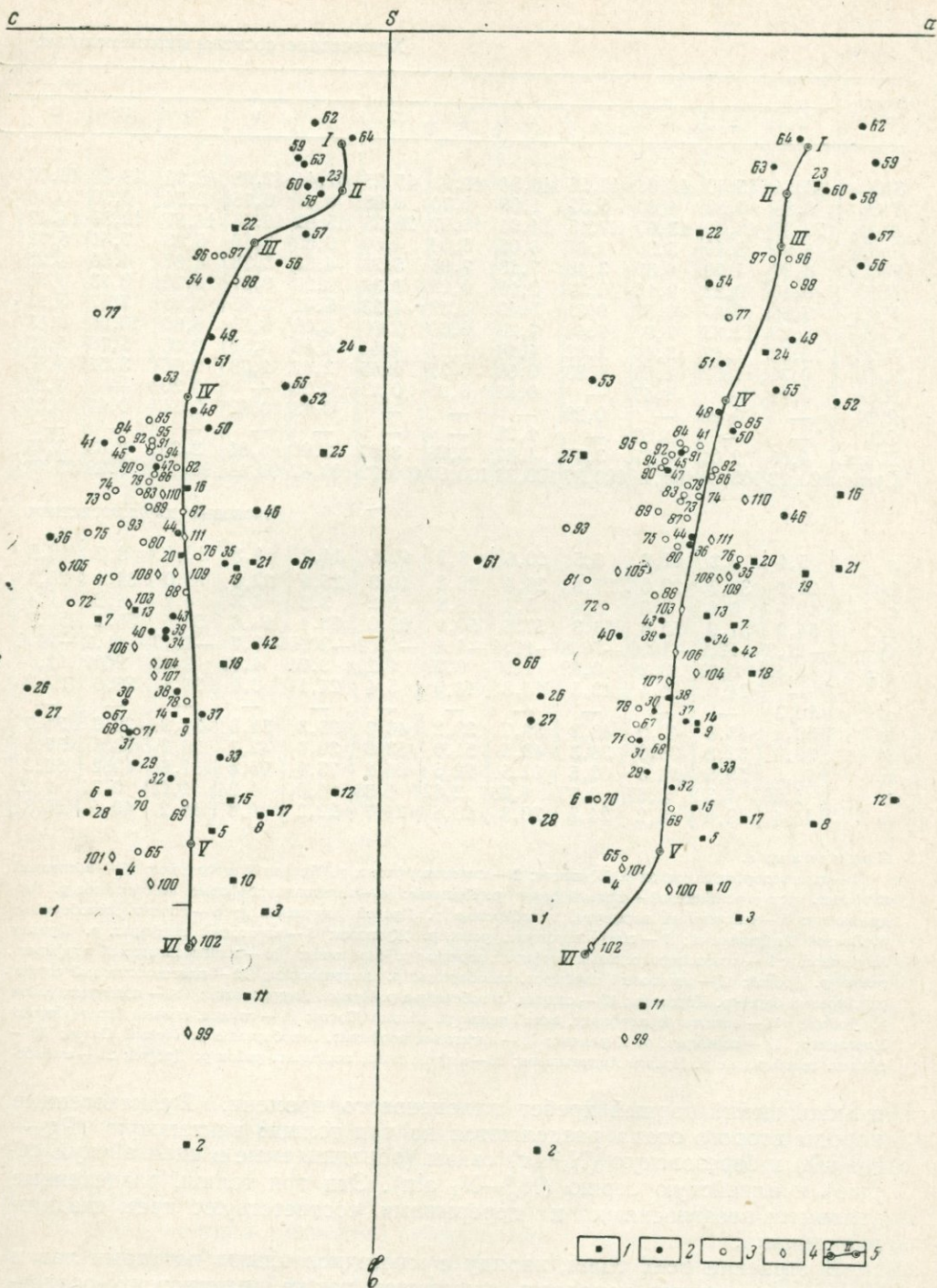


Рис. 1. Диаграмма химических составов лав Срединного хребта Камчатки по А. Н. Заварицкому

1 — верхнемеловые лавы, 2 — лавы анавайской серии, 3 — лавы алнейской серии, 4 — древнечетвертичные лавы, 5 — средние составы пород (по Дэли)

Химические составы верхнемеловых

Компо- ненты	№ ана											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	43,54	45,50	46,06	46,56	46,84	46,92	47,25	47,44	47,98	48,04	48,48	48,76
TiO ₂	0,88	0,80	1,00	0,52	1,09	1,70	0,88	0,61	0,75	0,74	0,50	0,76
Al ₂ O ₃	20,37	13,30	13,60	17,15	14,94	16,97	20,25	15,82	16,56	14,87	12,88	14,47
Fe ₂ O ₃	4,50	8,49	5,30	7,61	6,07	5,09	4,50	6,60	3,69	5,83	7,41	5,72
FeO	6,97	4,70	6,39	3,48	7,13	7,96	5,53	4,32	5,78	4,87	4,50	4,26
MnO	0,10	0,27	0,16	0,22	0,16	0,28	0,39	0,26	0,27	0,26	0,23	0,30
MgO	7,86	9,60	6,57	9,51	5,42	4,59	4,23	5,42	6,45	6,15	7,57	5,23
CaO	8,20	12,35	7,70	7,44	7,20	9,60	7,60	8,00	5,89	9,69	10,50	6,63
Na ₂ O	1,59	1,47	3,44	2,02	4,18	2,67	4,44	4,60	3,59	2,96	1,70	5,10
K ₂ O	0,75	1,52	2,55	1,83	0,58	0,37	0,45	2,47	1,78	2,76	3,52	3,80
H ₂ O	0,81	—	1,47	—	0,63	0,66	0,13	0,29	—	0,30	—	0,25
P ₂ O ₅	—	0,29	—	0,26	—	—	—	0,63	0,82	0,31	0,47	0,37
CO ₂	—	—	1,53	—	1,25	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	4,65	2,01	4,37	3,77	4,82	3,96	3,07	2,96	5,84	2,38	2,53	3,37
Сумма	100,22	100,30	100,14	100,37	100,31	100,77	100,72	99,42	99,40	99,16	100,29	99,02

Числовые характеристики

a	5,1	5,3	11,8	7,5	10,6	6,9	11,5	14,2	11,3	10,8	8,7	16,8
b	29,1	36,7	29,0	27,8	26,4	25,2	19,3	25,9	22,8	28,0	31,9	25,1
c	10,9	6,1	3,6	8,4	5,4	8,8	9,2	3,8	6,3	4,7	4,2	1,4
s	54,9	51,9	55,6	56,3	57,6	59,1	60,0	56,1	59,6	56,5	55,2	56,7
Q	-11,3	-12,9	-16,0	-10,8	-11,4	-4,4	-12,2	-20,0	-9,7	-13,3	-11,2	-21,6
a/c	0,46	0,87	3,28	0,89	1,97	0,79	1,25	3,74	1,79	2,30	2,07	12,0
c'	—	24,0	21,4	13,5	14,8	14,9	5,4	24,1	6,1	26,1	26,6	27,2
a'	10,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
m'	50,1	43,8	40,0	48,2	36,7	33,2	40,7	36,3	51,6	37,9	39,9	35,7
f'	39,6	32,2	38,6	38,3	48,5	51,9	53,9	39,6	42,3	36,0	33,5	37,1
n	76,5	59,5	66,3	62,5	92,5	92,5	94,2	73,7	75,4	61,6	42,2	67,2
t	1,50	1,30	1,67	0,77	1,76	2,62	1,38	1,00	1,24	1,11	0,74	1,22
φ	14,4	19,6	16,2	24,8	20,8	18,6	21,7	22,2	14,8	18,2	19,5	19,8

Примечание.

1 — плагиопорфирит, район р. Жупанки; 2 — плагиопорфирит, р. Правая Андриановка; 3 — авгитовый порфирит, устье р. Элковой — правый берег р. Копыль; 4 — авгитовый порфирит, левобережье р. Андриановки; 5 — спилитовый порфирит, левобережье р. Правой Андриановки; 6 — спилит, левобережье р. Правой Андриановки; 7 — плагиопорфирит, район р. Жупанки; 8 — авгитовый порфирит, р. Правая Андриановка; 9 — плагиопротоксенитовый порфирит, верховье р. Чирельчик; 10 — плагиоавгитовый порфирит, район р. Доброй; 11 — авгитовый порфирит, левобережье р. Андриановки; 12 — плагиоавгитовый порфирит, правый берег р. Кирганик; 13 — спилит, левобережье р. Правой Андриановки; 14 — порфирит, район р. Доброй; 15 — авгитовый порфирит, левобережье р. Левый Сокоц; 16 — спилит, правый берег Левого Кирганика; 17 — порфирит, р. Кирганик; 18 — авгитовый порфирит, левобережье р. Левый Сокоц; 19 — спилит, левобережье р. Правой Андриановки; 20 — амфиболовый порфирит, район р. Доброй; 21 — амфибо-

вулканический горный хребет плиоценового времени. Вулканогенные породы второго этапа разделяются на три толщи: вактанскую (Pg₃—N₁¹ wk) и березовскую (N₁² br) свиты (объединяемые в анавайскую серию) и алнейскую серию (N₁³—N₂ aln). Эти три толщи, разделенные углами несогласиями и перерывами, соответствуют трем стадиям вулканизма.

В строении всех толщ, наряду с многочисленными потоками лав и пирокластическими породами, участвуют также вулканогенно-осадочные породы. Именно последние наиболее четко отражают физико-географические условия вулканизма и позволяют говорить о росте вулканического хребта в течение неогенового периода.

Второй этап по преобладающему составу лав можно с полным основанием назвать андезитовым. Для среднемиоценового и верхнемиоцен-плиоценового времени характерна закономерная смена, более ос-

Таблица 1

лав Центральной Камчатки

лиза												
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
49,11	50,06	50,96	51,0	51,20	52,42	53,20	53,88	54,20	68,10	70,53	71,09	72,0
1,02	1,20	0,67	0,98	0,70	0,80	1,20	0,70	0,53	0,50	0,07	0,09	0,07
18,01	16,89	14,67	19,06	14,16	16,17	16,61	17,91	17,00	15,20	14,0	16,37	14,25
4,80	4,92	4,66	0,79	6,43	3,86	3,31	5,08	2,36	0,16	0,16	0,79	1,93
4,72	5,14	4,35	4,55	4,00	4,87	5,97	3,43	5,68	3,69	2,84	1,58	1,50
0,15	0,18	0,18	0,19	0,19	0,20	0,25	0,17	0,16	0,08	0,08	0,10	0,06
3,55	5,48	5,89	2,87	6,59	5,50	2,79	4,30	3,76	1,35	0,79	0,79	1,94
9,26	7,92	9,33	7,88	7,00	6,58	6,60	6,26	5,88	3,98	2,40	0,62	1,71
4,31	2,61	2,94	5,19	2,72	5,11	4,74	3,44	4,19	3,93	4,75	4,67	1,90
0,22	2,78	2,50	1,59	4,04	0,47	2,03	2,76	3,67	0,95	2,62	1,92	1,81
0,47	0,36	—	0,44	—	—	0,50	0,26	0,20	0,50	0,16	0,03	—
—	—	0,62	—	0,37	0,66	—	—	—	—	—	—	0,08
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,72	2,45	1,88	6,06	2,44	2,44	3,36	1,88	2,84	2,26	2,36	1,21	1,51
100,34	99,99	98,65	100,60	99,84	99,08	100,56	100,07	100,47	100,70	100,76	99,26	98,76

по А. Н. Заварицкому

10,6	10,3	10,3	14,9	11,9	12,1	13,8	12,1	14,9	10,2	14,0	12,4	6,5
19,0	22,6	25,4	15,0	25,8	20,9	17,6	17,2	17,4	6,5	4,9	10,4	13,8
8,0	6,7	4,8	6,4	3,5	5,1	4,7	6,5	4,2	4,9	2,1	0,7	1,9
62,4	60,4	59,5	63,7	58,8	61,9	63,9	64,2	63,5	78,4	79,0	76,5	77,8
-3,7	-6,5	-6,3	-8,8	-9,7	-5,5	-4,5	-2,3	-7,0	31,5	27,9	27,5	40,7
1,33	1,53	2,15	2,34	3,40	2,38	2,94	1,86	3,55	2,08	6,7	17,7	3,41
21,53	14,8	26,8	27,1	19,3	15,4	20,9	8,7	18,1	—	15,1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	8,4	—	67,4	55,9
32,11	42,9	40,0	35,0	43,5	45,6	27,7	44,4	37,5	35,8	27,4	12,3	22,5
46,35	42,3	33,2	37,9	37,2	39,0	51,4	46,9	44,4	55,8	57,5	20,3	21,6
97,18	58,3	63,8	83,2	50,6	94,9	78,5	65,4	63,8	85,9	73,2	79,1	62,0
1,56	1,77	1,05	1,51	1,04	1,13	1,67	0,99	0,66	0,52	0,08	0,08	0,0
21,9	18,9	15,9	4,93	21,15	16,1	16,8	26,6	11,7	1,05	2,74	6,2	11,38

ловый порфирит, район р. Ичи; 22 — альбитизированный дацит, правый берег Левого Кирганика; 23 — кварцевый кератофир, р. Правая Андриановка; 24 — кварцевый кератофир, левый берег р. Андриановки; 25 — альбитофир, р. Кирганик.

Анализы производились в химической лаборатории ВСЕГЕИ (химики-аналитики: Аксельрод, Иванова, Орбидан, Акельева, Филатова); в лаборатории Архангельской геологической экспедиции (химики-аналитики: Баранова, Борухович, Косая, Амигеева, Миронова, Виноградова, Ритт) и в институте «Механобр».

Использованы данные анализов, произведенных А. Ф. Марченко (анализ 99), М. Б. Голубовским и Э. Н. Эрлихом (анализы 101 и 102) и Б. Н. Бондаренко (анализы 109 и 110).

новных лав начала каждой стадии вулканизма все более кислыми разностями к ее концу. Наиболее отчетливо намечается последовательность изменений состава пород от базальта через андезит до липарито-дацита.

Второй этап отличается высокой эксплозивностью вулканизма. К концу неогена относится образование главных масс пирокластических и эпикластических вулканогенных пород, в отложениях которых принимали участие пирокластические и грязевые потоки.

Катастрофические взрывы типа Пеле и Безымянного, деятельность грязевых потоков, сносивших массу материала на предгорную равнину, и другие эродирующие агенты привели в конце концов к почти полной денудации хребта.

Выровненный характер рельефа подчеркивается полого залегающими в ряде мест полями игнимбритов, извержение которых завершило затухающий вулканизм плиоцена.

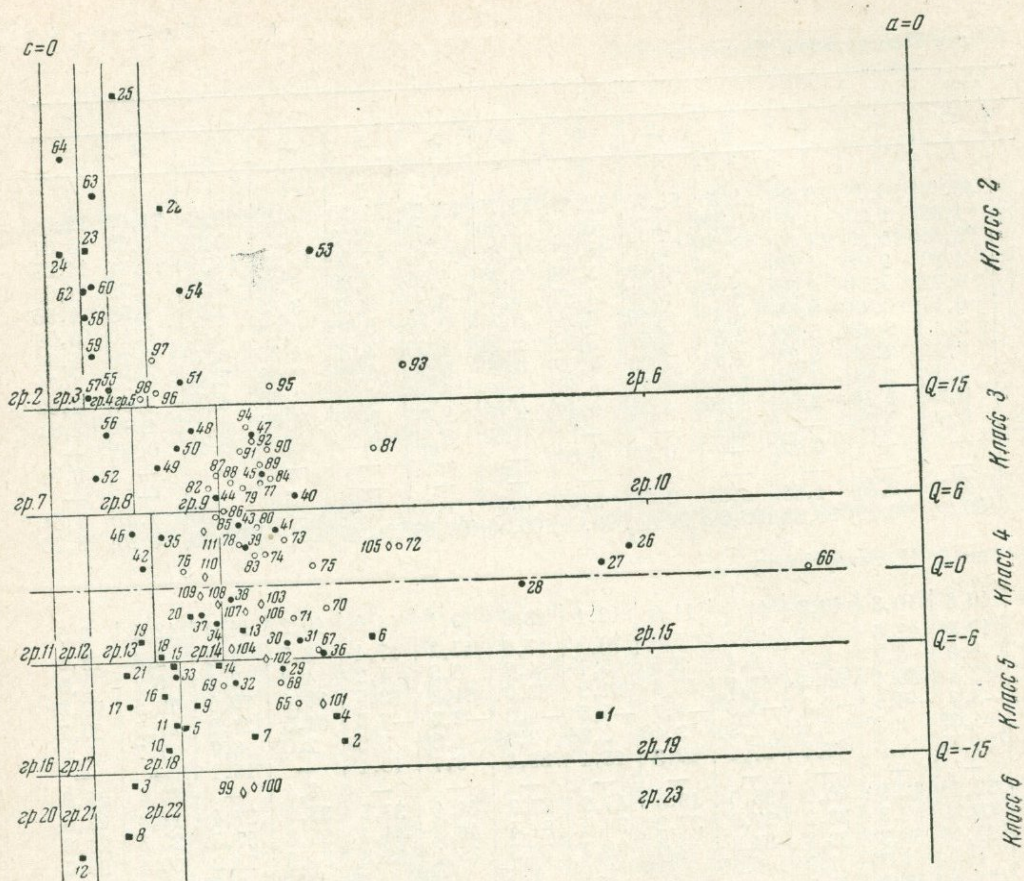


Рис. 2. Графическая схема классификации химических составов лав Срединного хребта Камчатки

Условные обозначения те же, что и на рис. 1

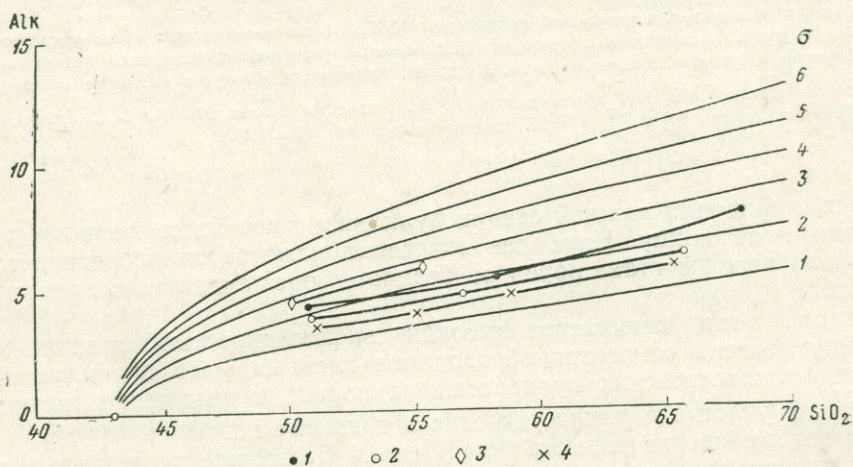


Рис. 3. Диаграмма А. Ритманна для химических составов лав Камчатки
 1 — лавы анавайской серии, 2 — лавы алнейской серии, 3 — древнечетвертичные лавы Срединного хребта, 4 — лавы Восточно-Камчатской активной зоны

Химические составы лав анавгайской серии Срединного Камчатского хребта

Таблица 2

Компо- ненты	№ анализа																			
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	
SiO ₂	47,30	49,24	49,52	50,08	50,22	50,24	50,36	50,98	61,64	52,02	52,08	52,39	52,70	53,24	54,06	54,32	54,76	54,80	55,66	
TiO ₂	0,82	0,68	0,87	0,96	1,06	1,04	0,78	0,77	0,68	0,82	0,81	0,72	0,95	1,09	0,86	0,77	0,52	0,97	1,23	
Al ₂ O ₃	18,82	18,74	17,07	17,86	18,37	17,92	16,84	15,55	17,38	14,74	18,59	15,68	16,43	16,52	16,05	19,84	14,25	16,38	16,56	
Fe ₂ O ₃	2,80	3,26	3,64	3,06	4,61	5,87	0,48	4,20	3,78	3,59	2,77	5,11	2,80	4,97	2,80	4,33	4,82	4,66	2,95	
FeO	7,27	5,73	8,04	6,22	6,14	3,18	8,98	4,75	4,52	2,78	5,60	4,45	5,45	4,19	6,85	2,92	1,16	4,33	6,99	
MnO	0,19	0,21	0,19	0,17	0,14	0,14	0,20	0,09	0,10	0,11	0,06	0,08	0,14	0,14	0,12	0,10	0,37	0,15	0,23	
MgO	4,63	5,60	5,91	6,34	5,31	6,14	6,08	6,69	5,60	1,90	4,00	4,52	5,95	4,86	5,03	2,78	3,83	4,33	2,78	
CaO	10,14	10,67	10,63	9,84	8,44	9,72	9,40	7,51	6,68	9,29	8,53	9,41	8,19	7,51	7,07	8,04	9,38	7,93	6,58	
Na ₂ O	1,87	1,88	2,02	3,03	2,98	2,92	2,00	3,10	2,90	2,25	3,22	3,35	3,41	3,29	2,95	3,40	3,75	3,18	3,80	
K ₂ O	0,36	0,19	0,24	1,30	1,40	1,16	3,42	2,61	2,50	3,85	1,65	1,55	1,12	0,96	0,65	1,39	1,04	1,26	0,80	
H ₂ O	0,30	—	—	0,56	—	0,76	0,26	0,66	1,06	—	—	—	0,32	0,82	0,30	1,14	0,79	0,86	0,34	
P ₂ O ₅	—	—	0,19	—	—	—	—	—	—	0,70	—	—	—	—	—	—	0,13	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
П. п. п.	5,61	3,90	1,00	0,86	1,22	0,92	1,78	3,09	2,62	7,79	2,62	2,71	2,65	2,41	3,34	1,48	4,43	1,29	2,08	
Сумма	100,11	100,10	99,32	100,28	99,89	100,01	100,58	100,00	100,10	99,84	100,93	99,97	100,11	100,00	100,08	100,21	100,23	100,14	100,00	
Параметры	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																			
a	5,2	4,9	5,0	8,7	8,9	8,4	9,5	10,9	10,6	11,5	10,0	9,9	9,4	9,1	7,7	10,3	11,5	9,1	10,0	
b	21,8	22,6	25,9	24,2	22,2	23,2	24,7	24,0	19,8	17,4	16,6	22,6	21,8	19,7	19,7	13,5	20,1	19,2	16,5	
c	11,5	11,1	9,5	7,9	8,3	8,2	6,8	5,2	7,0	5,1	10,8	5,8	6,6	7,0	7,5	9,1	4,1	6,8	6,6	
s	61,5	61,4	59,6	59,2	60,6	60,2	59,0	59,9	62,6	66,0	62,6	61,7	62,6	64,2	65,1	67,1	64,3	64,9	66,9	
Q	1,1	2,4	-0,3	-6,9	-4,9	-4,6	-7,8	-7,2	-3,0	3,9	-5,6	-2,2	-1,0	3,2	7,3	4,5	1,5	4,8	7,2	
a/c	0,45	0,43	0,53	1,10	1,08	1,02	1,39	2,10	1,52	2,26	0,93	1,71	1,42	1,30	1,02	1,13	2,81	1,34	1,52	
c'	10,9	13,2	15,6	18,1	11,2	17,3	19,7	17,4	8,4	42,4	—	26,2	16,6	13,0	7,9	10,3	38,4	16,8	11,2	
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,0	—	—	—	—	—	—	—	—	
m'	40,5	45,9	40,1	45,3	42,3	46,2	42,5	48,1	50,7	20,4	42,5	34,6	47,4	43,3	45,0	37,5	33,2	39,4	29,7	
f'	48,6	40,9	44,3	36,6	46,5	36,5	37,8	34,5	40,9	37,2	48,5	39,2	36,0	43,7	47,1	52,2	28,4	43,8	59,1	
n	89,7	93,9	92,9	77,6	76,2	79,0	47,1	65,1	63,5	47,1	74,9	76,6	82,1	83,4	87,9	78,6	73,8	79,3	87,3	
t	1,25	1,08	1,32	1,42	1,53	1,53	1,18	1,18	1,03	1,14	1,14	1,02	1,37	1,55	1,10	1,10	0,65	1,30	1,60	
φ	12,0	13,5	12,6	10,9	18,6	22,4	1,69	15,1	17,5	19,9	14,6	19,7	10,9	22,0	12,2	29,9	21,0	21,2	15,9	

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	№ анализа																			
	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	55,85	58,76	58,94	59,24	59,60	59,74	60,54	61,46	61,48	61,84	62,13	63,72	66,38	66,54	68,51	68,64	69,19	69,76	69,90	71,22
TiO ₂	0,91	0,54	0,63	0,52	0,96	0,42	0,56	0,66	0,55	0,52	0,60	0,52	0,50	0,26	0,60	0,64	0,26	0,30	0,40	0,11
Al ₂ O ₃	18,12	15,78	17,38	16,62	17,72	16,55	16,23	14,88	15,66	15,88	14,01	16,54	15,90	16,14	14,82	15,03	16,23	15,32	13,74	12,44
Fe ₂ O ₃	4,02	5,81	3,26	2,16	5,56	5,27	3,55	4,91	4,78	2,08	1,77	3,24	2,82	1,44	2,65	2,38	1,50	1,52	0,57	0,31
FeO	3,12	0,80	4,05	3,88	0,58	0,69	2,50	0,31	0,97	3,05	3,95	1,52	0,81	1,44	1,43	1,50	0,19	0,82	2,44	1,39
MnO	0,15	0,13	0,19	0,12	0,14	0,13	0,14	0,08	0,11	0,06	0,13	0,04	0,07	0,10	0,09	0,09	0,07	0,02	0,07	0,05
MgO	3,52	3,89	3,49	2,75	2,31	3,24	2,12	3,21	3,13	1,30	2,16	1,18	1,32	0,96	0,76	0,67	2,08	0,62	0,63	0,43
CaO	6,60	6,12	6,89	6,32	4,84	6,17	5,50	3,87	5,81	4,34	4,45	3,88	1,62	2,33	2,27	2,11	2,38	2,00	2,27	0,96
Na ₂ O	3,86	4,49	3,26	3,64	4,48	3,74	2,92	2,93	2,19	2,36	4,30	4,78	5,02	4,57	5,40	5,10	1,12	4,70	3,25	3,42
K ₂ O	0,41	2,09	1,18	1,66	1,98	1,88	2,83	5,63	1,15	3,20	2,15	3,26	3,43	3,94	2,40	2,24	0,56	3,64	3,70	4,00
H ₂ O	—	0,40	0,46	0,62	1,00	0,19	1,94	—	—	0,86	—	0,86	—	0,07	—	—	—	0,36	—	0,84
P ₂ O ₅	0,32	0,12	—	—	—	0,27	—	0,68	0,60	—	—	—	0,34	0,05	—	—	0,08	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,54	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,60	0,89	0,70	2,50	1,06	0,83	0,98	1,12	2,91	2,39	4,37	0,78	1,42	0,74	0,96	1,43	6,21	0,88	2,90	5,22
Сумма	99,48	99,82	100,43	100,03	100,13	99,12	99,81	99,74	99,34	100,42	100,02	100,32	99,63	98,58	99,89	99,83	99,87	99,94	99,87	100,39
Параметры	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																			
a	9,7	13,0	9,2	10,9	13,2	11,3	11,0	14,7	6,8	10,5	12,7	15,4	15,8	15,9	15,1	14,3	3,1	15,5	12,6	13,4
b	12,7	15,7	14,3	12,4	10,0	13,0	10,8	12,0	11,4	8,2	11,6	7,6	6,6	4,2	5,3	5,1	17,3	3,1	4,4	3,5
c	8,2	4,1	7,4	6,2	5,7	5,7	5,8	2,6	7,4	5,7	3,2	3,5	2,6	2,9	2,2	2,6	2,8	2,4	2,7	1,2
s	68,4	67,2	69,1	70,5	71,1	70,0	72,4	70,7	74,4	75,6	72,5	73,5	75,0	77,0	77,4	78,0	76,8	79,0	80,3	81,9
Q	9,2	4,3	12,4	13,0	10,1	11,7	17,0	9,4	27,8	24,5	16,4	12,7	15,8	19,3	22,4	24,8	44,6	24,6	32,7	35,8
a/c	1,18	3,17	1,24	1,76	2,32	1,98	1,90	5,65	0,93	1,84	3,97	4,40	6,08	5,50	6,86	5,50	1,11	6,50	4,66	11,20
c'	3,2	21,2	8,3	14,3	4,2	15,0	10,6	17,7	—	—	20,4	17,2	—	—	8,9	—	—	2,2	—	—
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	3,8	10,7	—	—	19,4	4,9	—	10,5	71,5	—	9,4	33,3
m'	46,3	42,0	42,6	38,8	40,5	43,1	35,1	45,1	46,9	28,6	32,3	26,4	33,6	37,7	22,8	21,0	20,0	33,3	25,0	21,6
f'	50,5	36,8	49,1	46,9	55,3	41,9	54,3	37,2	49,3	60,7	47,3	56,4	47,0	57,4	68,3	68,5	8,5	64,5	65,6	45,1
n	94,0	77,0	80,2	77,2	77,5	75,2	60,7	44,2	73,7	52,7	75,4	69,0	69,0	64,0	77,7	77,8	76,6	66,4	57,5	56,7
t	1,08	0,72	0,82	0,60	1,20	0,50	0,69	0,87	0,68	0,58	0,77	0,56	0,54	0,36	0,70	0,70	0,35	0,34	0,43	0,08
φ	26,6	31,2	20,1	15,4	48,2	35,5	29,8	34,3	38,0	23,2	13,2	37,3	34,7	29,5	41,8	39,5	6,9	40,0	10,9	7,8

Примечания. 26 — пропилитизированный базальт, г. Погодайка; 27 — авгитовый базальт, г. Погодайка; 28 — базальт, сильно ожелезненный, р. Анавай; 29 — пироксеновый базальт, район перевала Оганчи; 30 — базальт, район Верхне-Камчатск; 31 — пироксеновый базальт, район перевала Оганчи; 32 — пироксеновый базальт, район перевала Оганчи; 33 — пироксеновый базальт, р. Быстрая (40 км); 34 — измененный базальт, р. Быстрая (40 км); 35 — карбонатизированный биотитовый дацит, район р. Кагнисин; 36 — двуироксеновый базальт, район р. Копылье; 37 — авгитовый базальт, район р. Копылье; 38 — пропилитизированный базальт, район рек Ландыги и Сухарики; 39 — андезит-базальт, перевал из р. Сухарики в р. Быструю; 40 — пропилитизированный андезит-базальт, район г. Погодайка; 41 — пироксеновый андезит, р. Копылье выше р. Широной; 42 — амфиболовый андезит, бассейн р. Элковой; 43 — двуироксеновый андезит, район рек Ландыги и Сухарики; 44 — плагиоандезит, район р. Погодайка; 45 — плагиоандезит, реки Быстрая — Вактан-

Ганальский; 46 — амфиболовый андезит, бассейн р. Элковой; 47 — андезит, левобережье р. Быстрой; 48 — андезит, бассейн р. Элковой — правый берег р. Копылье; 49 — амфиболовый андезит, перевал Оганчи; 50 — амфиболовый андезит, район Ичи; 51 — пропилитизированный андезит, правобережье р. Копылье; 52 — пироксен-амфиболовый андезит, левобережье р. Лутоус; 53 — андезит-дацит, район р. Агликч; 54 — андезит-дацит, правый берег р. Быстрой; 55 — андезит-дацит, перевал из р. Сухарики в р. Быструю; 56 — дацит, правый берег р. Копылье; 57 — амфиболовый дацит, район р. Лутоус; 58 — биотитовый дацит, район р. Ичи; 59 — липарито-дацит, водораздел рек Ландыги и Сухарики; 60 — обсидиан, водораздел рек Ландыги и Сухарики; 61 — измененная порода, район р. Кагнисин; 62 — биотитовый липарито-дацит, правый берег р. Копылье; 63 — липарито-дацит, перевал из р. Сухарики в р. Быструю; 64 — обсидиан, водораздел рек Ландыги и Сухарики.

Третий этап вулканизма был связан с начавшимся воздыманием складчатой области Срединного хребта в начале четвертичного периода. К этому времени относятся массовые излияния легко подвижных лав по расколам, образовавшимся в сводовой части поднятия. В течение этого этапа вулканизма излияния преобладали над эксплозиями. Также характерен однообразный базальтовый и аднезито-базальтовый состав лав. Дальнейшая эволюция вулканизма в четвертичный период, связанная с образованием щитовидных вулканов и отдельных стратовулканов, нами не рассматривается.

Таким образом, мы видим, что в истории вулканизма Центральной Камчатки проявились все стадии развития вулканической дуги — от геосинклинальной через орогеническую и до послескладчатой. Это позволяет связать петрохимические различия лав отдельных этапов вулканизма с тектоническими условиями магмообразования.

Такой попытке способствуют два обстоятельства: отсутствие глубоких преобразований пород, свойственных более древним складчатым областям, и отсутствие длительных перерывов между отдельными этапами. С целью изучения химического состава пород слабо изученной области Срединного хребта было выполнено 107 силикатных анализов. Для этих анализов были рассчитаны числовые характеристики и построена диаграмма А. Н. Заварицкого (рис. 1, табл. 1—4). Подавляющее большинство из 25 анализов верхнемеловых лав представлено фигуративными точками, располагающимися в плоскости *ASB* справа от кривой средних составов пород по Дэли, что говорит об их повышенной щелочности. Соответствующее сравнение показывает, что эти точки располагаются вдоль вариационной кривой, характеризующей средние спилиты мира (В. А. Заварицкий, 1946). Так же, как обычные спилиты, верхнемеловые лавы обеднены анортитовой известью и характеризуются в большинстве случаев повышенным содержанием Na_2O . Нанесение результатов химических анализов на графическую схему классификации пород, основанную на производных параметрах *Q* и *a/c* (рис. 2), позволяет выявить еще одну интересную особенность этих пород, а именно — то, что фигуративные точки их составов концентрируются в левом нижнем углу схемы, в классах ненасыщенных или слабо насыщенных кремнеземом пород. В резко подчиненном количестве среди верхнемеловых лав присутствуют кислые разновидности, изредка представленные кварцевыми кератофирами, а чаще — в той или иной степени альбитизированными дацитами. Они образуют редкие потоки среди основных пород в верхней

части кирганикской свиты или дайки. Обращает внимание отсутствие переходных разностей между этими двумя группами пород, что обычно принимается за доказательство существования двух магм. Можно думать, следовательно, что в конце первого этапа вулканизма существовал небольшой очаг кислой магмы.

Лавы второго и третьего этапов относятся к тихоокеанскому типу пород с известково-щелочным индексом, близким к 60, а по содержанию кремнезема — к классам насыщенных и пересыщенных пород, за исключением четвертичных лав, которые выделяются своим менее насыщенным характером. Лавы Центральной Камчатки близки к известным известково-щелочным ассоциациям Тихоокеанского пояса и отличаются от океанических островных ассоциаций в первую очередь тем, что сумма алюмощелочных окислов сохраняется у них постоянной во время дифференциации (Steiner, 1958). На диаграмме А. Н. Заваришского намечается некоторое различие пород различных серий по характеристике σ . Как известно, наиболее важным показателем изменения тектонического режима магмообразования является поведение щелочей. Поэтому для выявления различий внутри этой большой группы пород нами был построен график (рис. 3), на котором по оси абсцисс откладывалось содержание SiO_2 , а по оси ординат — суммарное количество $\text{Alk} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (в весовых %) для средних составов основных типов пород анавгайской и алнейской серий и древнечетвертичных лав. При этом мы воспользовались предложенной А. Риттманном (Rittmann, 1957) классификацией вулканических пород, основанной на

их разделении по индексу $\sigma = \frac{\text{Alk}^2}{\text{SiO}_2 - 43}$.

В отличие от определения известково-щелочного индекса Пикока, требующего большого количества анализов и предусматривающего постоянство индекса для всей серии пород, индекс Риттманна может быть вычислен для ограниченного числа анализов и может отражать изменение характера пород от основного к кислому концу серий. Применение этого индекса основано на том, что на графике $\text{Alk} - \text{SiO}_2$ вариационные кривые большинства серий вулканических пород, образовавшихся в результате кристаллизационной дифференциации, близки к горизонтальным параболом и сходятся в фокусе с $\text{Alk} = 0$ и $\text{SiO}_2 = 43$. Такие параболы могут быть выражены уравнением $\text{Alk}^2 = \sigma (\text{SiO}_2 - 43)$.

Расположение вариационной кривой на графике между соответствующими граничными параболом позволяет отнести данную серию пород к тому или иному типу по классификации Риттманна.

В табл. 5 приводятся средние значения $\text{Alk} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 (в вес. %) для основных типов лав Среднего хребта. На диаграмму Риттманна (см. рис. 3), кроме данных табл. 5, нанесены также средние значения соответствующих величин для средних типов лав Восточно-Камчатской активной зоны по данным, приведенным С. И. Набоко (1960).

Из рассмотрения диаграммы можно сделать вывод, что изменение состава вулканических пород второго этапа идет в сторону уменьшения их общей щелочности. Породы от серии к серии приобретают все более четко выраженный известковый характер ($\sigma = 1,94$ для анавгайской и $\sigma = 1,68$ для алнейской серий), так что алнейские лавы относятся к крайнему тихоокеанскому типу Риттманна. На границе неогенового и четвертичного периодов происходит скачок в обратную сторону — общая щелочность древнечетвертичных пород повышается. Древнечетвертичные лавы относятся к среднетихоокеанскому типу Риттманна с индексом 2,5—2,7.

Наиболее резко принадлежность к тихоокеанской провинции проявляется в составе лав Восточно-Камчатской активной зоны, индекс Риттманна для которых составляет около 1,40. Таким образом, они близки к лавам алнейской серии и отличаются от древнечетвертичных

Химические составы лав алнейской серии Срединного Камчатского хребта

Таблица 3

Компо- ненты	№ анализа																
	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81
SiO ₂	48,24	48,91	49,28	49,3	50,9	51,36	51,58	52,12	53,08	53,50	54,64	54,88	55,30	55,40	55,60	55,64	55,76
TiO ₂	0,70	0,61	1,02	0,82	0,70	0,96	0,70	0,86	0,78	0,84	0,78	0,66	0,80	0,72	0,70	0,68	0,85
Al ₂ O ₃	17,13	21,29	18,55	18,38	16,51	16,63	17,44	19,32	19,17	19,65	17,43	17,00	20,67	15,65	17,62	18,12	17,21
Fe ₂ O ₃	7,70	3,91	4,18	5,67	7,45	3,74	7,47	3,28	7,15	7,26	8,00	5,76	3,77	3,20	6,55	7,80	2,34
FeO	1,56	4,74	6,51	4,18	1,93	6,07	1,55	7,41	1,44	1,42	0,55	2,08	1,53	4,78	1,28	0,55	6,27
MnO	0,26	0,18	0,17	0,31	0,30	0,18	0,33	0,21	0,21	0,18	0,21	0,30	0,13	0,11	0,18	0,24	0,23
MgO	7,93	4,91	5,16	5,41	6,80	7,49	6,40	3,21	3,74	3,43	3,52	3,92	1,89	6,46	3,38	4,01	4,28
CaO	10,0	12,26	9,32	9,67	9,58	8,82	9,23	9,51	6,97	6,64	7,67	7,03	7,00	8,50	6,90	7,89	8,30
Na ₂ O	3,17	1,66	2,87	2,95	3,58	2,51	2,82	2,90	3,17	3,44	3,19	4,28	3,45	3,28	3,56	3,30	2,29
K ₂ O	0,57	0,30	1,04	1,60	1,09	1,06	1,19	0,30	1,29	1,34	1,26	1,21	1,76	0,77	1,00	1,34	0,89
H ₂ O	1,10	—	0,72	0,21	1,26	—	0,25	—	0,86	0,75	0,90	0,88	—	0,80	—	0,25	—
P ₂ O ₅	0,16	0,14	—	0,18	0,03	0,42	0,16	0,29	0,14	0,18	0,12	0,03	0,42	—	0,11	0,14	0,22
П. п. п.	1,97	0,74	0,94	0,76	1,82	0,61	0,85	0,74	1,49	1,77	1,23	1,30	2,19	—	0,54	0,88	—
Сумма	100,49	99,65	99,76	99,44	101,95	99,85	99,97	100,15	99,49	100,40	99,50	99,33	99,91	100,23	99,29	100,50	99,52
Параметры	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																
a	8,00	4,40	8,3	9,2	9,5	7,1	8,2	7,3	9,7	10,3	9,2	11,6	11,2	8,4	9,9	9,6	6,7
b	27,1	20,7	22,7	23,1	25,5	25,2	23,2	18,8	15,3	15,1	16,5	17,2	9,3	22,2	14,8	16,8	17,9
c	7,8	13,5	8,9	8,3	6,3	7,7	7,9	10,1	9,0	8,7	9,6	6,0	9,4	6,3	7,6	7,8	8,7
s	57,1	61,4	60,1	59,4	58,7	60,0	60,7	63,8	66,0	65,9	64,7	65,2	70,1	63,1	67,7	65,8	66,7
Q	-9,6	0,5	-5,3	-7,9	-7,9	-1,9	-2,9	2,9	3,6	2,5	1,4	1,2	8,4	3,1	8,0	4,6	11,3
a/c	1,03	0,33	0,94	1,11	1,50	0,92	1,04	0,72	1,08	1,18	0,96	1,93	1,19	1,33	1,30	1,22	0,77
c'	17,3	14,1	13,3	17,3	21,2	12,3	15,6	11,7	1,0	—	—	16,8	—	18,3	8,8	12,6	10,3
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
m'	51,0	43,6	40,6	41,5	45,4	51,0	48,1	30,7	44,9	41,4	37,0	39,9	38,0	48,8	40,9	41,6	42,3
f	31,7	42,3	46,1	41,2	33,4	36,7	36,3	57,6	54,1	55,2	46,8	43,3	56,4	32,9	50,3	45,8	47,4
n	90,5	89,9	80,2	73,5	82,8	77,7	77,8	94,0	78,7	79,3	79,6	84,1	75,1	86,4	83,8	78,6	78,8
t	1,11	0,97	1,56	1,20	1,02	1,38	1,04	1,25	1,12	1,11	1,09	0,87	1,07	0,97	0,96	0,96	1,07
φ	24,9	17,3	16,5	22,0	25,0	12,9	28,1	16,3	43,4	44,3	42,6	29,6	37,9	12,2	39,9	41,2	11,5

Таблица 3 (окончание)

Компо- ненты	№ анализа																
	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98
SiO ₂	55,82	55,88	56,24	56,60	56,80	56,86	56,92	57,12	57,36	57,38	57,42	57,50	58,40	58,94	61,93	62,65	63,12
TiO ₂	0,51	0,72	0,68	0,71	0,78	0,68	0,75	0,80	0,64	0,66	0,69	0,70	0,75	0,71	0,51	0,47	0,37
Al ₂ O ₃	16,89	18,14	19,12	19,06	18,38	16,37	15,99	17,44	17,68	17,67	17,43	18,53	17,01	16,88	18,40	17,95	20,30
Fe ₂ O ₃	3,63	7,01	6,42	1,71	3,54	5,81	2,83	4,66	6,33	6,37	6,49	6,14	4,29	3,52	3,64	3,00	1,93
FeO	1,71	1,16	0,89	4,72	3,76	1,94	4,83	3,04	1,17	0,69	1,61	1,00	3,59	4,49	0,74	1,22	0,87
MnO	0,06	0,24	0,17	0,09	0,14	0,17	0,16	0,11	0,17	0,14	0,28	0,14	0,13	0,14	0,11	0,15	0,11
MgO	3,51	3,25	3,50	2,42	3,47	3,93	4,65	4,04	3,62	3,62	2,93	3,62	2,99	3,23	1,17	0,76	0,50
CaO	7,46	7,47	6,63	7,60	7,00	6,47	7,73	7,20	7,03	6,39	6,60	6,60	6,70	5,99	4,44	4,16	3,88
Na ₂ O	3,27	3,41	3,46	3,44	4,04	3,50	2,28	3,23	3,25	3,45	3,45	2,23	2,70	2,39	3,83	3,53	4,14
K ₂ O	2,02	1,26	1,04	2,38	0,90	1,24	2,61	1,08	0,98	1,22	0,92	0,62	2,01	1,98	2,87	2,95	2,72
H ₂ O	0,39	0,56	—	0,42	0,40	—	—	0,58	—	—	0,39	—	—	—	—	—	0,06
P ₂ O ₅	—	0,14	0,10	—	—	0,10	0,48	—	0,10	0,15	Сл.	0,11	0,27	0,24	0,48	0,38	—
П. п. п.	3,88	0,94	1,82	1,20	0,58	2,04	0,48	1,04	1,23	1,84	1,32	1,21	0,52	0,98	1,52	2,19	1,83
Сумма	99,15	100,18	100,07	100,35	99,79	99,11	99,71	100,34	99,56	99,58	99,53	98,40	99,36	99,49	99,61	99,41	99,83
Параметры	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																
a	10,8	9,8	9,7	11,5	10,7	9,9	8,9	9,0	9,1	9,8	9,4	6,0	9,2	8,5	13,1	12,6	13,3
b	14,3	15,1	13,4	12,8	14,5	15,8	18,4	15,6	14,3	13,6	13,8	16,2	14,0	13,5	7,4	7,4	8,2
c	6,7	7,9	8,5	7,6	7,4	6,5	6,4	7,6	7,9	7,5	7,6	8,5	7,3	7,5	5,6	6,3	4,9
s	68,2	67,2	68,4	68,1	67,4	67,8	66,3	67,8	68,7	69,1	69,2	69,3	69,5	70,5	73,9	74,7	73,6
Q	8,1	2,4	8,9	5,6	6,0	9,3	8,4	10,0	11,3	11,1	12,0	18,1	13,3	16,5	16,0	18,9	15,7
a/c	1,60	1,24	1,14	1,52	1,45	1,52	1,39	1,19	1,15	1,31	1,23	0,70	1,26	1,13	2,34	2,38	2,72
c'	20,9	10,9	—	16,8	10,2	10,9	17,3	9,0	7,5	4,7	6,2	—	9,1	0,5	—	—	—
a'	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—	19,1	—	—	17,5	27,9	57,4
m'	44,4	38,1	47,0	33,7	41,7	43,8	43,6	45,5	44,8	47,4	37,8	39,6	37,4	42,1	27,2	17,3	10,4
f	34,7	51,0	50,8	49,5	48,1	45,3	39,1	45,7	44,7	47,9	56,0	41,3	53,5	57,4	55,3	54,8	32,2
n	71,6	80,4	82,9	69,0	86,9	80,6	56,6	81,3	82,7	81,0	84,9	85,6	67,7	65,0	66,9	64,2	69,8
t	0,60	0,96	0,95	0,95	1,05	0,94	1,04	1,04	0,83	0,83	0,93	0,93	1,02	0,91	0,58	0,57	0,47
φ	23,5	41,8	43,2	12,4	21,8	32,3	13,2	26,2	38,8	41,6	42,5	34,2	27,3	23,2	44,7	36,6	20,8

Примечания. 65 — пироксеновый базальт, верховье р. Правый Киргалик; 66 — автитовый долерит, верховье р. Анавай, гора Хинара; 67 — долерит, перевал Оганчи; 68 — базальт, район р. Ичи, гора Хинара; 69 — пироксеновый базальт, истоки р. Правый Киргалик; 70 — оливиновый базальт, район с. Эссо, восток р. Укчун; 71 — базальт, верховье р. Правый Киргалик; 72 — долерит, район р. Кахчун; 73 — двупироксеновый андезит-базальт, верховье р. Правый Киргалик; 74—76 — двупироксеновый андезит-базальт, реки Правый Киргалик; 77 — андезит, район г. Илукки (к югу от Начкинского совхоза); 78 — двупироксеновый андезит, бассейны р. Элкеной; 79 — андезит, верховье р. Правый Киргалик; 80 — двупироксеновый андезит, бассейны р. Анавай; 81 — двупироксеновый андезит, район пос. Снежный; 82 —

андезит, район р. Элкеной; 83—84 — двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Киргалик; 85 — андезит, район р. Хинара; 86 — двупироксеновый андезит, правый берег р. Правой Андриановки; 78 — андезит, верховье р. Правый Киргалик; 88 — андезит, верховье р. Анавай — г. Крерук; 89 — двупироксеновый андезит, бассейны р. Элкеной; 90 — двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Киргалик; 91 — андезит, верховье р. Правый Киргалик; 92 — двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Киргалик; 93 — андезит, верховье р. Анавай — гора Крерук; 94 — двупироксеновый андезит, верховье р. Анавай — гора Крерук; 95 — долерит, верховье р. Анавай — гора Крерук; 96 — плагиоандезит, район г. Илукки (к югу от Начкинского совхоза); 97 — андезит-дацит; 98 — биотитовый лларитог-дацит, левобережье р. Правой Андриановки.

лав Срединного хребта более известковым характером. Все отмеченные особенности химизма проявляются и в минеральном составе пород, несмотря на их большое петрографическое сходство. Действительно, рассматривая только минералы-вкрапленники эффузивных пород, можно установить, что для верхнемеловых порфиритов и спилитов характерна ассоциация альбит (олигоклаз) — клинопироксен, для андезитов третичных серий — ассоциация плагиоклаз (андезин — лабрадор) — клинопироксен — гиперстен и для древнечетвертичных лав плагиоклаз (лабрадор — битовнит) — оливин. Наиболее показательным минералом этих ассоциаций является клинопироксен, имеющий большое петрогенетическое значение для кристаллизации базальтовых магм и устойчивый к процессам изменения.

Нами, совместно с Е. М. Заблоцким, были изучены оптические свойства клинопироксенов примерно в 120 шлифах. Кроме того, определялись показатели преломления в иммерсионных жидкостях для порошка пироксена (17 замеров). При сравнении полученных данных было установлено, что для верхнемеловых клинопироксенов значения угла оптических осей $2v$ выше, чем для третичных клинопироксенов, и достигают $+62^\circ$, изредка опускаясь до $+55^\circ$ (среднее значение для 44 замеров $57,7^\circ$). В пироксенах анавайской серии наибольшее из определенных значений $2v$ достигает $+56^\circ$, а наименьшее $+51^\circ$ (среднее $54,3^\circ$ для 40 замеров). Примерно те же величины $2v$ характерны для алнейской серии. В среднем угол оптических осей алнейских клинопироксенов равен $54,1^\circ$.

При определении химического состава клинопироксенов была использована диаграмма М. М. Веселовской (1950). Фигуративные точки верхнемеловых пироксенов на этой диаграмме обрисовывают поле с более высоким содержанием кальция по сравнению с полем третичных пироксенов, отличающихся повышенной железистостью. По диаграмме Х. Хесса * (1949) средний состав верхнемеловых пироксенов может быть представлен как $Ca_{48-60}Mg_{45-25}Fe_{7-15}$, а третичных — как $Ca_{41-45}Mg_{30-41}Fe_{29-14}$.

Некоторый интерес представляет, по-видимому, исследование ромбических пироксенов третичных лав. Так, произведенное в небольшом количестве шлифов определение угла оптических осей ортопироксенов показало несколько большую железистость пироксенов алнейской серии по сравнению с анавайской.

Таким образом, кристаллизация пироксенов из магмы первого (геосинклинального) этапа вулканизма подчиняется правилу, установленному для

* Е. М. Заблоцкий (1962) ставит под сомнение возможность применения этой диаграммы для эффузивных пород.

Химические составы древнечетвертичных лав Срединного хребта

Компо- ненты	№ анализа												
	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111
SiO ₂	45,96	45,98	47,48	49,94	51,90	52,00	52,12	52,56	52,74	54,24	55,04	55,60	56,30
TiO ₂	0,62	1,06	1,30	0,94	0,94	0,64	0,94	0,39	0,65	0,84	0,98	0,85	1,00
Al ₂ O ₃	15,16	17,38	18,47	14,46	18,57	18,18	19,78	19,45	17,58	18,72	18,16	20,65	17,40
Fe ₂ O ₃	7,73	3,94	6,53	7,68	4,29	3,78	3,80	1,99	4,26	2,45	3,52	2,25	3,56
FeO	4,97	5,64	3,84	4,50	4,95	4,75	6,24	6,09	4,54	5,82	4,78	2,06	4,45
MnO	0,17	0,26	0,26	0,19	0,11	0,14	0,18	0,13	0,11	0,13	0,12	0,04	0,12
MgO	8,67	8,34	8,41	8,48	4,26	5,41	3,17	5,44	5,40	4,05	3,88	5,03	3,65
CaO	10,68	9,17	10,50	9,00	8,18	8,60	9,33	8,70	8,84	8,00	8,08	5,70	7,44
Na ₂ O	1,40	3,20	3,43	2,48	3,18	3,45	2,99	3,13	3,15	3,62	4,08	3,10	3,82
K ₂ O	3,40	1,43	0,21	1,33	1,51	1,61	0,45	1,74	1,53	1,90	1,43	3,15	1,44
H ₂ O	0,45	0,49	—	0,07	0,51	—	—	0,40	0,59	0,21	4,20	0,42	0,60
P ₂ O ₅	0,68	0,24	0,09	0,37	—	—	0,36	—	—	—	0,59	0,14	—
П. п. п.	0,38	1,65	0,29	0,21	1,11	0,96	0,62	0,80	0,89	0,30	0,37	0,86	0,63
Сумма	100,47	98,78	100,29	99,65	99,51	99,93	99,98	99,82	100,29	100,28	101,15	99,46	100,41
Пара- метры	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
a	8,1	9,5	8,0	7,0	9,8	10,3	7,7	9,6	9,4	11,0	11,3	11,8	10,7
b	33,0	28,1	27,3	30,0	18,8	20,9	17,6	20,2	21,2	17,8	17,7	15,2	16,5
c	6,1	7,4	8,7	6,0	8,2	7,4	10,4	9,6	7,4	7,3	6,7	7,2	6,5
s	52,8	55,0	56,0	57,0	63,2	61,4	64,3	62,2	62,0	63,9	64,3	65,8	66,3
Q	-16,7	-16,4	-9,4	-6,0	-1,4	-5,2	-2,8	-2,8	-2,2	-1,5	-0,7	0,8	4,4
a/c	1,30	1,29	0,92	1,20	1,20	1,40	0,74	1,20	1,30	1,51	1,68	1,64	1,63
c'	21,5	14,8	16,1	16,0	12,3	16,1	10,4	14,7	16,9	15,5	18,7	—	16,4
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15,7	—
ч'	44,5	52,2	53,1	47,6	40,2	45,0	32,3	46,8	44,2	39,7	37,5	57,9	38,0
p	39,0	77,1	96,5	76,0	76,5	76,7	91,4	73,5	76,1	74,6	80,9	59,9	80,0
f	34,0	33,0	54,6	36,4	47,5	38,9	57,3	38,5	38,9	44,8	43,8	26,4	45,6
t	1,03	1,67	1,98	1,42	1,30	0,90	1,37	0,60	1,00	1,10	1,40	1,07	1,37
φ	19,9	12,3	20,2	21,6	20,7	16,1	19,9	8,4	17,8	12,3	17,2	13,0	19,0

Примечания.

99 — оливиновый базальт, плато в северной части Срединного хребта; 100 — оливиновый базальт, район р. Правой Андриановки; 101 — оливиновый базальт, плато в северной части Срединного хребта; 102 — оливиновый базальт, плато в северной части Срединного хребта; 103 — оливиновый базальт, бассейн р. Озерной, Камчатка; 104 — авгитовый долерит, бассейн р. Озерной Камчатки; 105 — плагиобазальт, верховье р. Кахтун; 106 — авгитовый базальт, бассейн р. Озерной Камчатки; 107 — авгитовый базальт, бассейн р. Озерной Камчатки; 108 — плагиобазальт, бассейн р. Озерной Камчатки; 109—110 — базальт, верховья р. Копылье; 111 — афировый базальт, верховья р. Копылье.

кристаллизации недосыщенной базальтовой магмы (Poldervaart and Hess, 1951).

Среди ферромагнезиальных минералов недосыщенных пород базальтового состава обычно отсутствует ортопироксен, а клинопироксен представлен авгитом с повышенным содержанием кальция. В то же вре-

Таблица 5

Породы	Анавайская серия		Аллепская серия		Древнечетвертичные лавы	
	SiO ₂	Alk	SiO ₂	Alk	SiO ₂	Alk
Базальт	50,74	4,25	50,82	3,88	50,08	4,40
Андезито-базальт и андезит	58,20	5,25	57,09	4,61	55,40	5,57
Липарито-дацит	68,08	7,86	65,87	6,26	—	—

ма ассоциация минералов-вкрапленников третичных лав объясняется насыщенным составом магмы, из которой магнезиальный авгит, становясь все более железистым, кристаллизуется совместно с ортопироксеном и плагиоклазом. Появление оливина, как минерала, характерного для древнечетвертичных лав, отражает изменение химизма магмы — ее ненасыщенность кремнеземом — и соответствует начальной стадии ее дифференциации. Таким образом, петрохимическая эволюция магмы Центральной Камчатки может быть представлена табл. 6.

Таблица 6

Этап	Индекс Риттманна	Характер магмы	Дифференциация
I Геосинклинальный	5,00 *	Ненасыщенный, слабо насыщенный	Слабая (в конце этапа появляется небольшое количество кислых лав)
II Орогенический	1,94 1,68	Насыщенный, пересыщенный	От базальтов до липарито-дацитов в пределах отдельных стадий
III Послескладчатый	2,70	Ненасыщенный, слабо насыщенный	Слабая

* Повышенная щелочность пород этапа подводного вулканизма может не иметь прямой связи с первичным составом магмы.

В наиболее общей форме эта эволюция заключается в насыщении базальтовой магмы кремнеземом и в приближении ее к самому крайнему тихоокеанскому типу магмы. Такой ход развития нарушается повышением щелочности древнечетвертичных базальтов. К четвертичному времени относится смещение оси активной (орогенической) вулканической зоны на восток, в сторону глубоководной впадины (Wlasov, 1956). Таким образом, затухающий вулканизм Срединного хребта происходил в тылу этой зоны, и изменение химизма магмы отражает эту тектоническую обстановку. Аналогичное увеличение щелочности вулканических пород в районах островных дуг в сторону платформы устанавливается многими исследователями (Rittmann, 1953; Купо, 1959; Barth, 1956; Набоко, 1960; Горшков, 1960).

Тесная связь состава магмы в пределах Центральной Камчатки с характером тектонического режима этого региона как будто бы подтверждает гипотезу об образовании известково-щелочной серии пород в пределах орогенических поясов за счет ассимиляции первичной базальтовой магмой сиалических пород (Купо, 1959) или «выжимок» из геосинклинальных осадков (Уотерс, 1957). Однако решение «проблемы андезитов» требует учета всех имеющихся геофизических и петрохимических данных.

Если можно подтвердить указанные выше гипотезы найти в таких районах, как Камчатка, Япония, Каскадные горы Америки, то как быть с островными дугами типа Алеутской и Курильской, где уже само появление необходимого количества сиалического материала требует объяснения? В этой связи интересны данные о геофизических исследованиях в области Антильских островов и Карибского моря (Офисер и др., 1960; Юинг и др., 1960), а также Восточно-Тихоокеанского поднятия (Menard, 1960), которые показывают глубокое преобразование верхней мантии в перечисленных районах. Более полное изучение строения коры и мантии Земли в зонах, переходных от океана к мате-

рику, должно пролить свет и на образование андезитов, и может оказаться, что именно преобразование вещества мантии вызывает целый ряд вторичных явлений, в том числе и развитие островных дуг с их андезитовым вулканизмом.

ЛИТЕРАТУРА

- Веселовская М. М. Химико-минералогические исследования в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Труды ИГН АН СССР, петрогр. серия, вып. 86, 1950.
- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. Сб. «Петрогр. провинции, изверж. и метам. горн. породы». Докл. сов. геологов на XXI сессии Межд. геол. конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале. Труды ИГН АН СССР, петрогр. серия, вып. 71, 1946.
- Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки. Сб. «Петрогр. провинции, изверж. и метам. горн. породы». Докл. сов. геологов на XXI сессии Межд. геол. конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Офисер К. Б. и др. Геофизические исследования в восточной части Карибского моря. Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». ИЛ, 1960.
- Уотерс А. К. Вулканические породы и тектонический цикл. Сб. «Земная кора», ИЛ, 1957.
- Юинг Дж. И. и др. Геофизические исследования в восточной части Карибского моря. Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники», ИЛ, 1960.
- Barth T. Geology and petrology of the Pribilof Islands, Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull., 1028 F, 1956.
- Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Pt I, Am. Mineral., vol. 34, 1949.
- Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcanol. ser. II, t. XX, 1959.
- Menard H. W. The East Pacific Rise. Science, v. 132, No 3441, 1960.
- Poldervaart A. and Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. Journ. of Geol., t. 59, No 5, 1951.
- Rittmann A. Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. Bull. volcanol., ser. II, t. XIV, 1953.
- Rittmann A. On the serial character of igneous rocks. The Egypt. Jour. of geol., t. 1, No 1, 1957.
- Steiner A. Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoe lava and its Xenoliths. N. Z. Jour. of Geol. and Geophys., t. 1, No. 2, 1958.
- Wlasov G. M. Vulcanologia del Cenozoico (Secundo Tomo). Congr. Geol. Intern., XX ses., Mexico, 1956.

Т. Ю. МАРЕНИНА

Лаборатория вулканологии СО АН СССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАВ ИЧИНСКОГО ВУЛКАНА НА КАМЧАТКЕ

Камчатка пережила несколько эпох геосинклинальной эволюции в течение допалеозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя, когда накапливались мощные геосинклинальные толщи и образовывались складчатые орогенные пояса. Формирование Охотско-Камчатского геосинклинального пояса, сопровождавшееся вулканической деятельностью, закончилось в конце неогена образованием орогена Срединного Камчатского хребта. Вулканическая деятельность в это время носила здесь субаэральный характер. Образование вулканов совпадает с четвертичными поднятиями их фундамента.

Примерами вулканов центрального типа, извержения которых происходили на фоне верхнеплейстоценового оледенения, затухая и вновь возобновляясь в периоды между отдельными стадиями его, являются вулканы Срединного хребта Хангар и Ичинский. Один из этих вулканов — Хангар — расположен в зоне развития древнейших кристаллических пород Камчатки, другой — на стыке разновозрастных формаций: древней, представленной сильно метаморфизованными породами, кайнозойской и верхнемезозойской (порфириты). Оба вулкана имеют почти один и тот же возраст, устанавливаемый путем выявления соотношений между скульптурными ледниковыми формами и ледниковыми отложениями и продуктами извержений вулканов.

Эти данные о возрасте подкрепляются определением абсолютного возраста остатков древесины березы из рыхлых лемзовых отложений Хангара, равного, по определению А. Л. Деверс, 6460 ± 135 лет. Следовательно, заключительные извержения данных вулканов Срединного хребта произошли всего лишь 6,5 тыс. лет тому назад.

Ичинский вулкан образовался в несколько этапов. Вначале сформировался древний вулкан, сложенный излияниями двупироксеновых и роговообманково-пироксеновых андезитов. Эти излияния сменились андезито-дацитами, дацитами и, в незначительном объеме, риолитами. На вариационной диаграмме (рис. 1, таблица) видно, что химический состав наиболее типичной лавы доледникового периода (андезито-дацит соммы Ичи) является наиболее известково-щелочным среди лав Ичинского вулкана. Фигуративная точка типичной лавы древнего вулкана расположена между наиболее известковистыми вариационными линиями пород Мартиники и Лассен-Пик.

Формирование древнего вулкана заканчивается образованием кальдеры, сопровождающимся серией раскаленных лавин. Дифференциация привела к возникновению кислой магмы, обильно насыщенной га-

Таблица

Химические составы пород Ичинского вулкана и его подножки

Компоненты	№ образца																					
	216	47	81	103	71 (1954 г.)	116	50—а	73	94	205	228	111	68	118	69	170	71 (1957 г.)	277	89 чер- ный	89 крас- ный	99	272
SiO ₂	68,12	71,87	70,56	72,98	68,98	66,86	55,66	61,14	59,18	62,51	63,59	63,64	66,47	71,37	65,88	64,00	66,28	64,10	62,78	62,78	71,38	54,55
TiO ₂	0,46	0,29	0,41	0,17	0,42	0,50	0,96	0,73	0,96	0,77	0,70	0,69	0,56	0,36	0,78	0,64	0,53	0,53	0,65	0,58	0,29	1,34
Al ₂ O ₃	15,90	14,01—	14,30	14,01	12,75	12,80	16,17	14,12	17,21	15,71	15,61	15,59	15,32	12,73	16,43	16,25	14,05	15,96	13,48	13,56	14,29	16,65
Fe ₂ O ₃	2,00	2,56	1,27	1,72	1,44	4,89	5,06	4,67	2,60	3,20	3,14	2,98	2,85	1,66	1,45	3,18	3,68	3,68	3,56	4,73	2,51	2,75
FeO	1,15	0,22	1,72	1,01	1,39	1,72	3,78	3,56	3,96	2,21	2,49	2,52	1,93	1,90	1,83	2,00	1,95	1,62	2,85	1,15	0,28	5,32
MnO	0,11	0,08	0,03	0,09	0,11	0,06	0,13	0,11	0,11	0,11	0,10	0,07	0,10	0,06	0,08	0,18	0,10	0,08	0,07	0,07	0,11	0,13
MgO	1,03	0,53	1,13	0,50	2,85	1,74	4,46	2,59	3,07	1,86	2,30	1,85	1,40	0,43	1,41	1,92	1,73	2,40	2,25	2,24	0,44	5,72
CaO	3,22	1,97	1,20	0,60	1,26	3,54	7,38	5,83	6,54	4,45	4,76	4,48	3,28	1,20	3,30	4,58	3,62	4,84	4,51	4,50	1,21	7,47
Na ₂ O	4,13	4,64	3,87	4,42	4,98	3,31	3,54	3,47	3,43	3,37	3,86	3,87	4,52	4,39	4,99	4,31	4,54	4,08	3,80	3,78	4,69	4,00
K ₂ O	3,14	3,93	4,24	3,98	4,77	2,71	1,56	2,29	2,04	3,00	2,44	3,03	2,75	4,30	3,07	2,72	3,03	2,77	2,86	2,67	3,95	1,34
H ₂ O ⁻	0,07	0,12	0,65	0,02	0,12	0,22	0,53	0,51	0,09	0,75	0,05	0,16	0,12	0,20	0,16	0,10	0,16	0,01	0,08	0,06	0,15	0,15
H ₂ O ⁺	0,13	0,21	—	0,68	0,19	1,04	0,99	0,42	0,11	1,51	0,37	0,57	0,53	1,80	0,45	0,41	0,53	0,36	0,08	0,25	0,37	0,43
P ₂ O ₅	0,11	0,04	—	—	—	—	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,16	0,11	—	—	0,12	0,17	0,15	1,55	2,32	0,04	0,47
S	0,03	—	—	0,03	0,05	0,03	—	—	0,02	0,01	0,02	—	—	—	—	—	—	—	0,15	0,07	—	0,08
Cl	—	—	0,05	0,02	0,09	0,03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	0,05	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	99,60	100,47	99,43	100,23	99,45	99,51	100,38	99,61	99,49	99,63	99,59	99,55	99,46	100,40	99,88	100,41	100,37	100,58	90,67	99,50	99,71	100,4

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	13,5	15,2	14,4	14,7	16,3	11,1	10,1	10,9	10,6	12,2	12,1	12,7	13,9	15,5	15,4	13,3	14,2	12,9	12,6	12,5	15,7	10,8
b	3,9	1,4	1,4	0,7	0,9	2,9	5,9	3,9	6,5	4,7	4,0	3,9	3,2	0,5	3,2	4,2	9,0	4,1	2,7	2,9	1,4	5,7
c	4,6	4,1	5,9	5,6	7,6	9,9	18,9	14,9	13,1	9,1	10,3	11,1	6,9	4,7	6,2	9,4	2,2	10,3	12,5	11,6	3,3	20,5
s	78,0	79,3	78,3	79,0	75,2	76,1	65,1	70,3	69,8	74,0	73,6	72,3	76,0	79,3	75,2	73,1	74,6	72,7	72,2	73,0	79,6	63,0
a'	—	—	24,7	29,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,1	—
f	60,3	58,0	44,9	53,3	20,7	58,2	43,2	49,7	46,8	55,4	49,0	44,8	54,5	68,0	49,0	51,4	44,8	45,1	47,2	44,9	75,5	36,3
m'	36,8	19,3	30,4	13,8	60,3	28,8	39,9	29,6	40,9	35,4	37,7	42,4	34,6	13,9	38,0	34,0	31,3	38,6	30,8	32,9	20,4	47,0
c'	2,9	22,7	—	—	19,0	13,0	16,9	20,7	12,3	9,2	13,3	12,8	10,9	18,1	13,0	14,6	23,9	16,3	22,0	22,2	—	16,7
n	66,7	64,3	68,3	62,8	61,4	64,6	76,7	70,0	72,4	63,2	72,0	65,9	71,6	60,6	71,0	70,4	69,5	68,7	66,3	67,7	64,4	82,0
t	0,5	0,3	0,4	0,2	0,4	0,5	1,3	0,8	1,1	0,9	0,8	0,8	0,6	0,4	0,9	0,7	0,5	0,5	0,7	0,7	0,3	0,7
φ	35,3	51,6	27,9	39,0	3,4	41,1	23,4	26,5	17,0	30,7	25,1	22,1	27,1	30,6	19,6	29,0	34,3	30,0	25,3	34,7	65,3	11,3
Q	+25,1	+26,8	+26,4	+27,9	+16,9	+27,1	+4,1	+14,9	+11,9	+18,9	+19,0	+15,3	+21,0	+27,1	+16,4	+15,4	+11,6	+15,5	+16,5	+18,1	+26,4	+1,3

Примечания. Древние экструзии на дне тектоно-вулканической депрессии: 216 — риолито-дацит древнего экструзивного купола (г. Гигиден) в северо-восточном подножье Ичинского вулкана. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 47 — такситовый риолит восточного склона западной экструзии из группы М. Паялана. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 81 — риолит экструзивного купола к юго-востоку от Черлука. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко, 103 — риолито-дацит экструзивного купола в подножье Ю. Черлука. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко; 71 — риолит экструзивного купола на западном берегу озера к западу от Черлука. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко. **Сомма Ичинского вулкана:** 116 — андезито-дацит соммы Ичинского вулкана. Восточный склон вулкана, р. Бабав. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко. **Молодой вулканический конус в северной части соммы:** 50а — андезито-базальт молодого вулканического конуса (северо-восточный склон). Лава, залегающая ниже залежи спехихских туфов с высотной отметкой 21157 м. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 73 — основной андезит северо-восточного склона молодого вулканического конуса. Кар в истоках р. Гигиден выше фумаролы 1957 г. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 94 — андезит северного склона молодого вулканического конуса, останец с отметкой 3038 м (истоки левой составляющей р. Голдовит). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 205 — андезито-дацит из верхней части молодого вулканического конуса выше фумарольного поля на северном склоне вулкана. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г.

Аналитик В. П. Энман. **Вершинный конус Ичинского вулкана:** 228 — андезито-дацит из вершинного конуса Ичинского вулкана, высота 3200 м. Коллекция Н. В. Огородова, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 111 — андезито-дацит из южного подножья вершинного конуса Ичинского вулкана, верховья р. Правый Кетанан. Коллекция А. А. Самохина, 1954 г. Аналитик В. Г. Сильниченко. **Образования, связанные с молодыми экструзивными куполами и толщами спехихских туфов:** 68 — дацит из толщи туфов и туфобрекший с отметкой 1935 м (северо-восточный склон вулкана). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 118 — риолит из западной части толщи туфов и туфобрекший с высотной отметкой 1936 м (северо-восточный склон вулкана). Гребень над долиной р. Гигиден. Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 69 — дацит из южной части толщи туфов и туфобрекший (северо-восточный склон вулкана) с отметкой 2480 м (северный склон вулкана, верховья р. Голдовит). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 71 — андезито-дацит из верхней части самого восточного молодого потока кислой лавы (восточный склон вулкана). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман; 277 — андезито-дацит, молодой поток р. Нюлканди. Коллекция Т. Ю. Марениной, 1958 г. Аналитик В. П. Рябичкина; 89 черная — такситовый андезит (черные «полоски» из толщи спехихских туфов, р. Кетанан (восточный склон вулкана). Коллекция Т. Ю. Марениной, 1958 г. Аналитик Е. П. Рябичкина; 89 красный — то же (красные «полоски»). Дайки: 99 — риолит из дайки в верховьях р. Голдовит (северный склон вулкана). Коллекция А. Е. Святловского, 1957 г. Аналитик В. П. Энман.

зами, эксплозивность которой возросла с увеличением ее кислотности. Извержения этого чрезвычайно бурного периода вулканической деятельности характеризуются образованием на склонах вулкана толщ спехихских туфов дацито-риолитового состава.

Состав продуктов послеледникового периода вулканической деятельности, проявившейся после образования соммы вулкана, характеризует ясно выраженный гомодромный тип дифференциации. Формирование молодого вулканического конуса в северной части вулкана начинается излияниями оливиновых базальтов и выбросами их туфов и постепенно в ходе извержений сменяется последовательно андезито-базальтами, основными авгитовыми андезитами и андезито-дацитами, слагающими верхние части этого вулканического конуса. Во время последних извержений, почти одновременно с ними, в южной части соммы возник вершинный конус Ичинского вулкана, сложенный лавами того же состава, несколько более щелочными.

После длительного затишья, когда эрозия уже успела значительно разрушить молодой вулканический конус в сомме, новые извержения начинаются выжиманием экструзивных куполов в высокогорной части вулкана по краю кальдеры соммы на всем ее протяжении. Рост куполов сопровождается образованием потоков вязкой кислой лавы, а также даек кислого состава. Вулканические продукты этого периода заметно более щелочные, а лавы потоков и даек характеризуются кислым составом и являются наиболее кислыми продуктами деятельности вулкана. Поле их распространения расположено между линиями Лассен-Пик и Йеллоустонского парка, отдельные же фигуративные точки ложатся правее вариационной кривой Йеллоустонского парка.

Лавы Ичинского вулкана характеризуют деятельность дифференцированного магматического очага. Продукты извержений каждого периода деятельности имеют сначала более основной состав, а затем постепенно становятся кислыми. Наблюдается некоторое повышение щелочности продуктов в течение вулканической

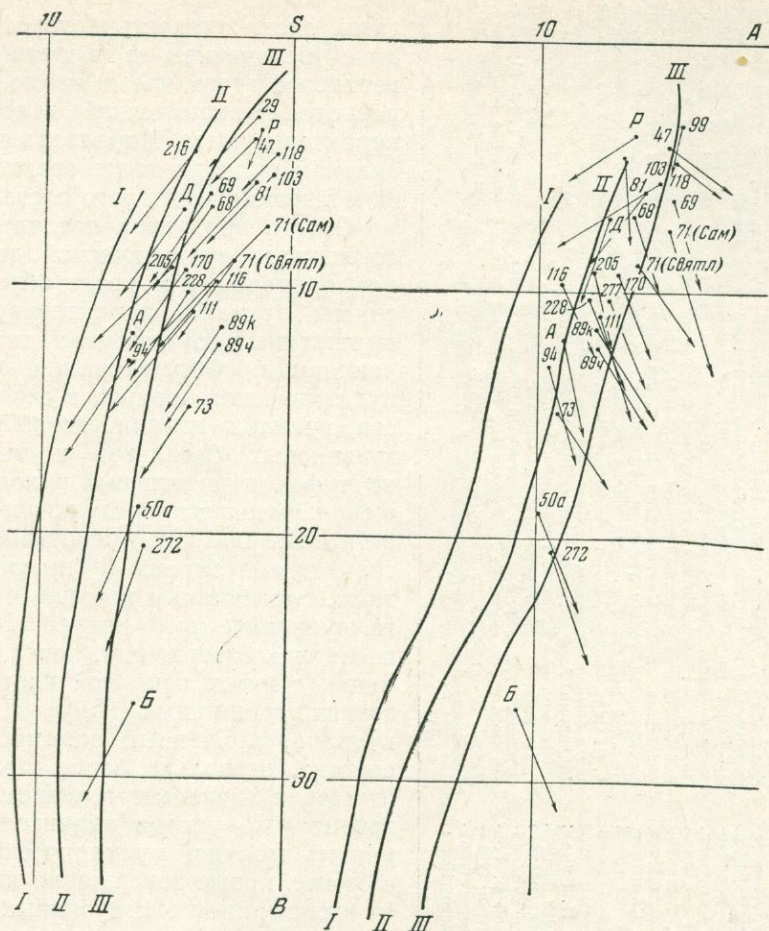


Рис. 1. Диаграмма химических составов вулканических пород Ичинского вулкана
 Вариационные кривые: I — тип Пеле, II — тип Лассен-Пик, III — тип Йеллоустонского парка

деятельности одновременно с увеличением их кислотности. Для лав характерно резкое преобладание Na_2O над K_2O .

ЛИТЕРАТУРА

- Богданович К. И. Геологический очерк Камчатки. Перев. с нем., ИЛ, 1955.
 Влодавек В. И., Пийп Б. И. Каталог действующих вулканов Камчатки. Бюлл. Вулк. станции, № 25, 1957.
 Деверс А. Л. Детализация стратиграфии четвертичных отложений Камчатки, раздел III, МО-169, Геохимия, 1961, № 5.
 Маренина Т. Ю. Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки. Труды Лаб. вулканологии, в. 17, 1959.
 Маренина Т. Ю. Спекшиясы туфы Ичинского вулкана в Срединном хребте Камчатки. Труды Лаб. вулканологии, в. 20, 1961.
 Огородов Н. В. Некоторые замечания об Ичинском вулкане. Бюлл. Вулк. станции, № 30, 1959.
 Святловский А. Е. Ичинский вулкан в Срединном Камчатском хребте (очерк строения). Труды Лаб. вулканологии, в. 18, 1960.
 Эрлих Э. Н. Первовосхождение на Ичинский вулкан. Бюлл. Вулк. станции, № 27, 1958.
 Эрих Э. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1960.

Р. И. РОДИОНОВА, В. И. ФЕДОРЧЕНКО, В. Н. ШИЛОВ

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАВ ВУЛКАНА ЭБЕКО НА ОСТРОВЕ ПАРАМУШИР (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Единственным вулканом хребта Вернадского на о. Парамушир, проявляющим признаки активности, является вулкан Эбеко, который после извержения 1934—1935 гг. находится в стадии интенсивной гидротермальной деятельности. Вулканический аппарат, состоящий из двух сомм, центрального и двух побочных конусов, расположен между доледниковым вулканом Ветровым, замыкающим на севере вулканическую цепь хребта, и вулканом Богдановича на юге. Фундаментом вулкана Эбеко и смежных с ним сооружений служат слабоскладчатые неогеновые образования, прорванные субвулканическими телами диабазов и андезитов.

На основании изучения взаимоотношений вулканических и ледниковых форм рельефа Г. С. Горшков (1954) на вулкане Эбеко выделил доледниковые, межледниковые и современные отложения, слагающие, соответственно, его две соммы — внешнюю и внутреннюю, а также молодые конусы. Доледниковая постройка этого вулкана, сильно разрушенная ледниковыми процессами, заметно сжата в меридиональном направлении. В древней эрозионной кальдере вулкана Эбеко находятся реликты межледникового конуса в виде полумесяца, окружающего с востока центральный конус. Последний сильно удлинён в меридиональном направлении. Его вершину венчают три кратера. В юго-восточном секторе вершинной части вулкана Эбеко расположены два современных побочных кратера (Неожиданный и Незаметный).

Лавы вулкана Эбеко представлены главным образом двупироксеновыми андезитами (55—61% SiO_2), которые связаны постепенным переходом с двупироксеновыми андезито-базальтами (52—55% SiO_2). Обычно это темные, плотные или достаточно пористые породы, обнаруживающие под микроскопом серийнопорфировую структуру. Содержание порфировых выделений достигает 40—50%. Представлены они плагиоклазом (около 30%), пироксенами (около 10—12%) и рудным минералом (1—3%), к которым часто присоединяется небольшое количество кристаллов оливина (особенно в андезито-базальтах). Основная масса пород обладает гиалопилитовой, реже — близкой к гиалиновой структурой и всегда содержит значительное количество бесцветного или слегка буроватого стекла с показателем преломления заметно меньше 1,535, что соответствует содержанию в нем SiO_2 больше 56% (George, 1924).

Плагиоклаз двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов образует вкрапленники, а также является главным минеральным компонентом основной массы. Плагиоклаз вкрапленников обладает таб-

Химические составы лав

Компоненты	Современные лавы									Междедниковые				
	Центральный конус				Побочные кратеры					269	1095	271	1048	277
	348 ^б	124	25	657 ^б	1032 ^а	1009 ^а	1025 ^а	1025	1047					
SiO ₂	52,95	53,23	58,14	60,04	56,91	56,92	58,16	58,33	60,69	53,38	55,01	56,15	56,16	59,56
TiO ₂	0,91	0,72	0,65	0,73	0,76	0,78	0,76	0,68	0,59	0,70	0,72	0,61	0,95	0,48
Al ₂ O ₃	18,01	19,15	18,69	15,92	17,74	17,78	17,46	17,74	17,91	19,07	17,75	18,34	18,10	17,40
Fe ₂ O ₃	3,26	4,02	2,09	3,95	3,31	3,27	3,71	3,02	1,53	3,73	3,64	3,56	3,11	2,98
FeO	5,85	5,57	4,60	4,82	5,03	4,87	4,17	4,53	4,44	4,59	4,58	4,28	4,03	3,18
MnO	0,10	0,16	0,05	0,17	0,08	0,10	0,08	0,10	0,10	0,13	0,08	0,14	0,11	0,15
MgO	4,79	3,66	3,13	4,20	4,03	4,39	3,71	3,48	3,05	4,16	3,66	3,24	3,40	3,39
CaO	9,10	9,05	7,49	5,54	7,60	7,70	6,99	7,09	7,34	9,35	8,86	7,52	7,99	6,70
Na ₂ O	2,51	2,85	2,86	3,29	2,23	2,19	2,27	2,33	2,55	2,45	2,70	3,10	2,40	2,44
K ₂ O	1,52	1,25	1,60	1,33	1,74	1,90	1,86	1,87	1,92	1,54	1,51	1,66	1,63	2,16
P ₂ O ₅	0,41	0,01	0,41	0,02	0,41	0,42	0,25	0,27	0,07	0,10	0,17	0,11	0,12	0,10
S ₂	0,10	0,06	0,43	0,05	0,10	0,07	0,12	0,09	0,12	0,03	0,24	0,11	0,17	0,07
П. п. п.	—	0,42	—	0,18	—	—	0,11	0,22	0,15	0,54	0,47	0,77	1,41	0,64
H ₂ O-	0,07	0,20	0,10	0,28	0,28	0,40	0,17	0,14	0,03	0,17	0,43	0,24	0,67	0,35
Сумма	99,28	100,35	99,94	100,52	99,92	100,19	99,82	99,89	100,49	99,94	99,82	99,83	100,25	99,54

Числовые характеристики

a	7,9	8,5	9,0	8,6	7,6	7,7	7,9	8,2	8,5	8,0	8,5	9,6	8,1	8,8
c	8,6	9,3	8,5	6,6	8,5	8,4	8,2	8,2	8,0	9,3	8,2	8,0	8,7	7,6
b	20,1	18,0	13,0	15,9	16,2	16,6	14,6	14,0	12,1	18,1	17,5	15,0	14,5	12,6
s	63,4	64,2	69,5	68,9	67,7	67,3	69,3	69,6	71,4	64,6	65,8	67,4	68,7	71,0
f'	43,5	51,6	49,5	51,0	49,3	46,8	51,0	51,8	46,8	44,6	45,3	50,7	47,5	47,0
m'	42,0	35,7	42,8	44,7	43,7	46,0	44,7	43,6	44,0	40,7	37,2	38,3	42,0	47,0
c'	14,5	12,7	7,7	4,3	7,0	7,2	4,3	4,6	9,2	14,7	17,5	11,0	10,5	6,0
n	71,4	85,1	73,0	79,1	66,7	63,6	64,3	65,5	67,2	70,5	73,3	74,0	69,6	63,7
φ	17,7	19,8	14,3	21,4	18,3	17,7	22,3	19,3	10,4	18,6	18,8	21,5	19,0	21,2
t	1,3	1,0	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	0,9	0,8	0,9	1,0	0,8	1,3	0,6
Q	2,4	2,1	12,5	14,0	11,7	11,2	14,6	14,6	17,8	3,9	6,4	7,6	12,5	16,8
a/c	0,9	0,9	1,0	1,3	0,9	0,9	1,0	1,0	1,1	0,9	1,0	1,2	0,9	1,2

Аналитики Е. Н. Григорян, М. Н. Зорин, Л. К. Маркова, Л. Г. Пинчук, Н. Н. Постникова

литчатой формой, отчетливой прямой зональностью и двойниковым строением (обычно по карлсбадскому и альбитовому законам), часто содержит многочисленные, зонально располагающиеся мелкие включения пироксенов, рудного минерала и стекла. По составу плагиоклаз относится к лабрадору (An 52—69). Краевые зоны крупных вкрапленников, а также микровкрапленники и микролиты имеют состав андезина (An 42—49).

Пироксены широко распространены как среди вкрапленников описываемых пород, так и среди микролитов их основной массы. Крупные вкрапленники и микровкрапленники представлены гиперстеном и авгитом, которые обогащены магниальными компонентами. Обычно преобладает авгит, однако в более кислых разновидностях пород роль гиперстена заметно возрастает. Моноклинный пироксен часто образует реакционные каймы вокруг кристаллов ромбического пироксена или обрастает их. Пироксен основной массы также представлен ромбической и моноклинной разновидностями.

Оливин, присутствующий в небольшом количестве среди вкрапленников андезитов и андезито-базальтов, образует груботрещиноватые кристаллы, легко поддающиеся вторичным изменениям. Состав оливина отвечает маложелезистому хризолиту. В редких случаях можно наблюдать замещение оливина ортопироксеном с образованием скелетных прорастаний рудного минерала.

вулкана Эбеко

лавы			Доледниковые лавы												
1102 ^б	1110 ^а	1093	1011 ^а	1098 ^д	1098 ^г	46	1038	1046	1014 ^а	1094 ^а	1098	1084 ^а	10 ^а	281 ^б	
60,12	60,32	60,69	46,13	48,07	48,11	54,29	55,89	56,13	57,16	59,14	59,32	63,38	63,92	63,97	
0,66	0,47	0,49	0,81	1,10	0,83	0,97	0,70	0,74	0,72	0,63	0,58	0,44	0,45	0,44	
17,45	17,92	17,46	12,90	18,29	17,49	17,65	16,27	18,06	17,96	17,92	17,66	17,42	17,05	16,87	
2,24	2,94	4,45	3,70	3,05	5,36	4,62	4,06	3,58	5,09	4,41	3,18	3,37	2,66	3,77	
3,82	3,04	1,56	7,20	6,04	4,35	4,20	4,13	4,23	3,20	2,46	3,24	1,65	2,06	1,28	
сл.	0,01	0,07	0,44	0,02	0,02	0,08	0,08	0,15	0,08	0,06	0,01	0,07	0,04	0,41	
2,71	2,80	2,15	13,90	7,35	8,34	4,14	5,83	3,73	3,44	2,29	3,14	1,54	1,93	1,93	
6,62	6,72	6,04	11,19	11,58	11,05	8,66	8,09	8,34	7,12	6,93	6,81	6,13	5,99	5,82	
2,57	2,89	2,75	2,10	2,14	2,41	2,84	2,04	2,65	2,61	2,67	3,37	3,27	3,25	3,26	
2,12	2,05	2,31	0,72	1,09	1,02	1,64	1,74	1,75	2,12	1,85	2,41	1,41	1,23	1,37	
0,16	0,19	0,11	0,09	0,25	0,23	0,35	0,15	0,14	0,14	0,19	0,22	0,15	0,18	0,13	
0,38	0,40	0,28	0,07	0,01	0,14	0,16	0,19	0,11	0,71	0,26	0,30	0,21	0,55	0,06	
1,04	0,34	0,70	0,61	0,75	0,93	—	0,21	0,21	—	0,21	0,10	0,08	—	0,52	
0,10	0,07	0,53	0,54	0,38	0,68	0,46	0,36	0,41	0,55	0,65	0,21	0,45	0,42	0,30	
99,99	100,26	99,59	100,10	100,12	100,96	100,06	99,74	100,23	100,90	99,67	100,55	99,57	99,73	99,83	

по А. Н. Заварицкому

9,0	9,7	9,8	5,4	6,5	6,9	8,9	7,1	8,7	9,1	9,1	11,1	9,6	9,2	9,7
7,8	7,6	7,4	10,8	9,3	8,4	7,8	7,5	8,2	8,0	8,1	6,8	7,4	7,3	6,9
11,2	11,3	9,8	33,7	26,7	28,4	18,6	20,1	16,4	14,7	11,3	13,0	7,8	8,1	8,1
72,0	71,4	73,0	50,1	57,5	56,3	64,7	65,3	66,7	68,2	71,5	69,1	75,2	75,4	75,3
50,9	49,4	57,6	28,2	32,3	31,1	44,5	37,9	46,1	52,4	58,0	45,7	60,0	54,8	53,0
42,2	43,1	38,7	65,7	48,1	50,6	39,2	50,0	39,7	40,9	36,3	41,9	34,5	41,7	41,7
6,9	7,5	3,7	6,1	19,6	18,3	16,3	12,1	14,2	6,7	5,7	12,4	5,5	3,5	5,3
65,9	68,6	65,0	80,1	74,1	78,0	73,0	64,7	69,4	65,6	69,0	68,5	78,0	80,0	78,2
17,6	23,1	41,0	8,8	10,0	16,4	28,0	17,9	19,8	30,8	35,6	25,5	38,2	29,5	36,5
0,8	0,5	0,6	4,9	1,7	1,2	1,3	1,0	1,0	0,9	0,8	0,7	0,5	0,6	0,5
18,2	15,8	19,0	-21,4	-7,3	-9,6	3,8	8,9	7,8	10,2	16,7	9,2	23,8	25,1	24,3
1,2	1,3	1,3	0,5	0,7	0,8	1,1	1,0	1,1	1,1	1,1	1,6	1,3	1,3	1,4

Роговообманковые дациты (63—64% SiO₂) встречаются только в основании доледниковой постройки вулкана Эбеко. Это светло-серые порфиновые породы. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом (An 52—58,29%), бурой опацизированной роговой обманкой (3%), ромбическим (несколько более железистый гиперстен) и моноклинным (близок к диопсиду) пироксенами (2%), а также рудным минералом (1%). Преобладающая основная масса пород (65%) представляет собой микрофелитовый кварцполевошпатовый агрегат.

Базальты (46—48% SiO₂) среди лав вулкана Эбеко встречаются очень редко. Они слагают лавовый поток в средней части разреза доледниковой постройки и небольшую дайку. В минералогическом составе базальтов значительную роль играют оливин (маложелезистый хризолит), который присутствует только в виде вкрапленников, и авгит. Редко встречаются вкрапленники гиперстена, окруженные реакционной каймой авгита. Микродолеритовая основная масса состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена и рудного минерала. Есть основания полагать, что в процессе формирования пород дайки значительную роль играла аккумуляция темноцветных минералов, в частности, оливина.

Об особенностях химического состава лав вулкана Эбеко мы судим на основании данных 27 полных силикатных анализов, выполненных в лаборатории аналитической химии СахКНИИ в 1960—1961 гг., и 2 ана-

Таблица 2

Некоторые характерные величины для лав вулкана Эбеко

Характерная величина	№ образца												
	348 ^б	124	25	657 ^б	1032 ^а	1009 ^а	1025 ^а	1025	1047	269	1095	271	1048
$S = \frac{(K_2O + Na_2O)^2}{SiO_2 - 43}$	1,6	1,6	1,3	1,2	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,5	1,5	1,7	1,2
$alkal = \frac{Na_2O + K_2O + Al_2O_3}{MgO \cdot 100}$	22,04	23,25	23,15	20,54	21,71	21,87	21,59	21,94	22,38	23,06	21,96	23,10	22,13
$SI = \frac{Na_2O + K_2O + MgO + Fe_2O_3 + FeO}{K_2O / Na_2O}$	26,7	21,9	21,1	23,9	24,7	26,4	27,4	22,9	22,6	25,3	22,7	20,4	23,0
	0,60	0,44	0,56	0,40	0,78	0,88	0,67	0,80	0,75	0,63	0,56	0,53	0,68

Таблица 2 (окончание)

Характерная величина	№ образца															
	277	1102 ^б	1110 ^а	1093	1011 ^а	1098 ^д	1098 ^г	46	1038	1046	1014 ^а	1094 ^а	1098	1084 ^а	10 ^а	281 ^б
$S = \frac{(K_2O + Na_2O)^2}{SiO_2 - 43}$	1,3	1,3	1,4	1,4	2,5	2,0	2,3	1,8	1,1	1,4	1,6	1,3	2,0	1,1	1,0	1,1
$alkal = \frac{Na_2O + K_2O + Al_2O_3}{MgO \cdot 100}$	22,00	22,14	22,86	22,52	15,72	21,52	20,92	22,13	20,05	22,46	22,69	22,44	23,44	22,10	21,53	21,50
$SI = \frac{Na_2O + K_2O + MgO + Fe_2O_3 + FeO}{K_2O / Na_2O}$	24,0	20,2	20,4	16,2	50,3	37,4	38,8	23,6	32,7	23,4	20,9	16,8	20,6	13,7	17,3	16,6
	0,89	0,82	0,71	0,84	0,34	0,54	0,42	0,58	0,85	0,66	0,82	0,69	0,72	0,43	0,39	0,42

лиз, заимствованных у Г. С. Горшкова (1957). Были проанализированы обычные для вулкана порфиновые породы, содержащие около 40—50% вкрапленников размерами до 1—2 мм. Из 29 анализов 19 (65,6%) приходится на долю различных андезитов, 4 (13,8%) — на долю андезито-базальтов и по 3 (по 10,3%) — соответственно на долю дацитов и базальтов. Такое распределение анализов в первом приближении отвечает частоте встречаемости этих пород. Доледниковые породы оказались охарактеризованными 12 анализами, межледниковые и современные — соответственно 8 и 9 анализами, что до некоторой степени пропорционально роли этих пород в строении вулкана. Химические анализы лав вулкана Эбеко и результаты их пересчета на характеристики А. Н. Заварицкого приведены в табл. 1.

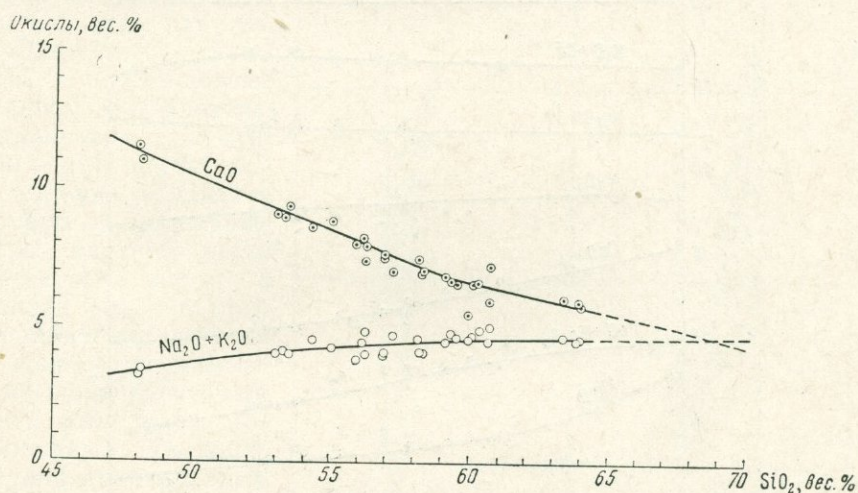


Рис. 1. Вариационная диаграмма CaO, Na₂O + K₂O — SiO₂ для лав вулкана Эбеко

По своему химическому составу лавы вулкана Эбеко могут быть отнесены к обычным тихоокеанским известково-щелочным породам. Для них характерно высокое содержание CaO и резкое преобладание Na₂O над K₂O (отношение K₂O/Na₂O колеблется от 0,34 до 0,88, табл. 2). Высокое значение щелочно-известкового индекса Пикока (больше 65, рис. 1) роднит их с известковым типом пород, выделяемым этим автором (Реасоск, 1931), а по значению сериального индекса А. Риттманна (1—1,8, за исключением трех образцов базальтов и одного — андезита, для которых он несколько больше 2, см. табл. 9) они относятся к тихоокеанской сильноизвестковой серии в предложенной им новой химической классификации изверженных горных пород (Риттманн, 1959).

Характер изменения содержаний различных окислов с повышением кислотности пород отражен на вариационной диаграмме Харкера (рис. 2). Сравнительно большой разброс точек обусловлен, прежде всего тем, что при построении диаграммы использованы химические составы порфиновых пород, которые не отвечают в полной мере составу кристаллизующегося магматического расплава (Боуэн, 1934). При проведении обобщенных вариационных кривых авторы старались учитывать индивидуальные особенности анализированных пород (количество порфиновых выделений, степень раскристаллизованности и др.).

Форма вариационных кривых отдельных окислов (за исключением кривых Na₂O и K₂O) в общем достаточно близка к форме кривых катмайских пород и пород Лассен-Пик (Боуэн, 1934). Высокое содержание

Al_2O_3 (около 18%) свидетельствует в пользу отнесения лав вулкана Эбеко к роговообманковому ряду пород (в отличие от габбро-гранофирового ряда). Характерно, что кривая K_2O рассматриваемых пород имеет максимум при значении SiO_2 , равном 61%, тогда как кривая Na_2O обладает прогрессивно-восходящей тенденцией по направлению к кислым членам ряда (для серий Катмаи и Лассен-Пик наблюдается обратная картина). Интересно, что кривые K_2O и Na_2O для пород Изу и Хаконэ (Купо, 1960) ведут себя подобным же образом. Ввиду резкого преобладания Na_2O над K_2O пересечения этих вариационных кривых не происходит.

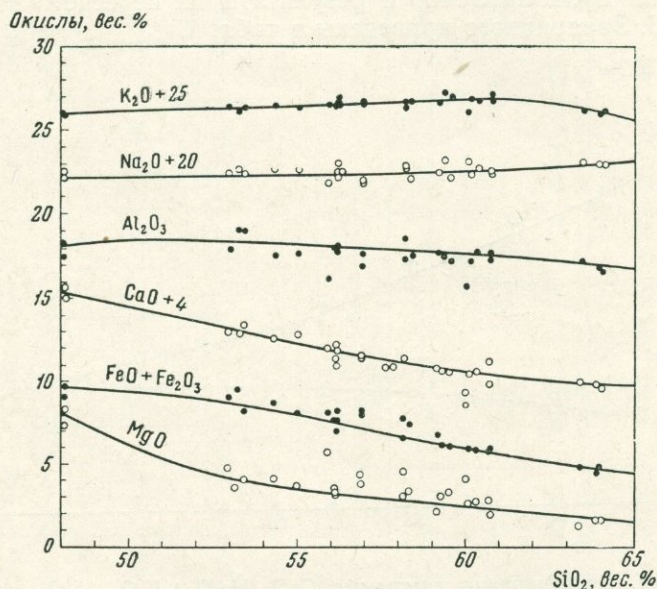


Рис. 2. Вариационная диаграмма Харкера для основных породообразующих окислов лав вулкана Эбеко

Весьма интересной особенностью лав вулкана Эбеко является постоянство суммы $Al_2O_3 + Na_2O + K_2O$ (alkal). Значение alkal рассматриваемых лав колеблется от 23,44 до 20,05 (и только для базальта из дайки опускается до 15,72), однако, в преобладающем большинстве случаев оно близко к 22. Постоянство alkal для лав Нгаруху было установлено А. Стейнером (Steiner, 1958), который также показал, что для пород аккумулятивных серий постоянство alkal не соблюдается. Это позволяет отличать последние от пород, образовавшихся в результате фракционной кристаллизации без заметной аккумуляции кристаллов. По-видимому, в образовании пород вулкана Эбеко, alkal которых значительно отклоняется от 22 (например, базальт дайки), некоторую роль играл процесс аккумуляции кристаллического вещества.

Все основные особенности химического состава лав вулкана Эбеко отражаются на диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 3). На плоскости ASB этой диаграммы векторы, отвечающие составам анализированных пород, образуют довольно правильный роу. Приуроченность большинства векторов к верхней части диаграммы обусловлена преобладанием среди лав вулкана Эбеко достаточно кислых разновидностей пород, характеристика b которых не превышает 20. Исключением являются лишь три базальта (образцы 1011^a, 1098^r, 1098^d). В связи с этим верхняя часть вариационной линии проводится уверен-

нее, чем нижняя. Значительная крутизна вариационной линии свидетельствует об очень медленном и сравнительно небольшом повышении щелочности (характеристика *a*) по мере возрастания кислотности пород. Максимальная щелочность характерна для кислых андезитов. Роговообманковые дациты несколько менее щелочные. Последнее обстоятельство обуславливает поворот верхней части вариационной линии химических составов лав Эбеко влево (к оси *SB*). Небольшое абсолютное значение характеристики *a* (6,5—10,0) говорит о весьма умеренной щелочности рассматриваемых пород. Правый наклон векторов свидетельствует о том, что среди лав вулкана Эбеко отсутствуют породы, пересыщенные алюминием, а значительное отклонение их от вертикали — о существенной роли кальция в составе темноцветных минералов. Векторы верхней части ряда несколько короче, а их наклон более крутой, что является результатом увеличения роли железистого компонента в темноцветных минералах при одновременном уменьшении в них роли кальция.

Вариационная кривая на проекции *CSB* имеет вид очень крутой почти прямой линии, несколько повернутой к оси *SB* в ее верхней части. Это свидетельствует об очень медленном и весьма небольшом уменьшении роли кальция в плагиоклазовой части пород по мере возрастания их кислотности. Сравнительно

высокое значение характеристики *s* (7—9) указывает на высокую известковистость плагиоклазов рассматриваемых пород, что полностью соответствует данным петрографии. Более крутой наклон векторов, отвечающих составу наиболее основных и наиболее кислых членов ряда, является следствием уменьшения роли K_2O в составе этих пород, а общий сравнительно крутой наклон векторов — следствием постоянного, весьма резкого преобладания Na_2O над K_2O .

Интересно отметить, что начальные точки векторов, отражающие химический состав лав побочных кратеров вулкана Эбеко, занимают на проекции *ASB* крайнее левое положение, располагаясь параллельно вариационной линии, общей для лав внешней соммы, внутренней соммы и центрального конуса. Такое положение этих пород свидетельствует об их пониженной щелочности. Заслуживает внимания также тот факт, что эти породы, по сравнению с одновозрастными лавами центрального

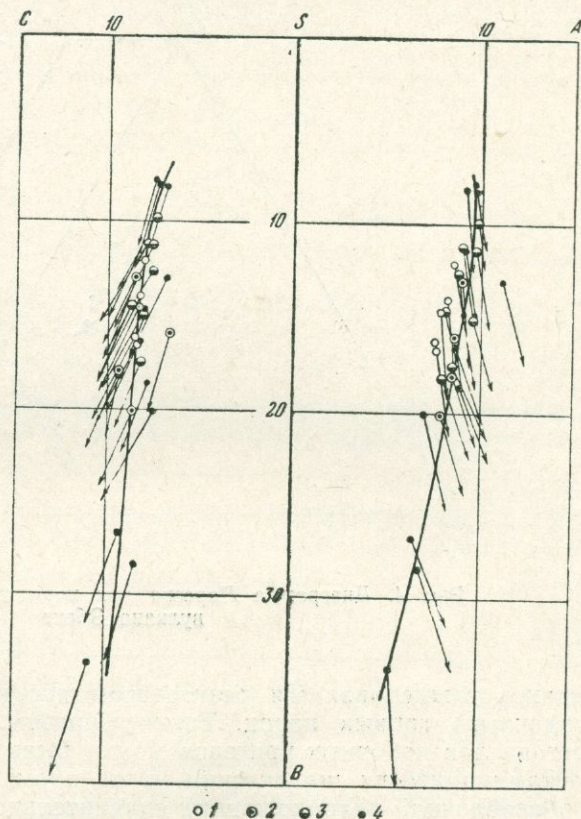


Рис. 3. Диаграмма химических составов лав вулкана Эбеко (по А. Н. Заварицкому)

1 — лавы побочных кратеров, 2 — лавы центрального конуса, 3 — лавы внутренней соммы, 4 — лавы внешней соммы

конуса, характеризуются более высоким отношением K_2O/Na_2O (в среднем 0,77 против 0,50 *) и более низким значением сериального индекса А. Риттманна (1,1—1,2 против 1,2—1,6; см. табл. 2). М. Ямасаки считает (Yamasaki, 1956), что отношение K_2O/Na_2O увеличивается в процессе контаминации магмы породами гранитного состава (для неконтаминированной пижонитовой серии пород Изу — Хаконэ оно составляет всего 0,15—0,20). По мнению А. Риттманна (1959), уменьшение сериального

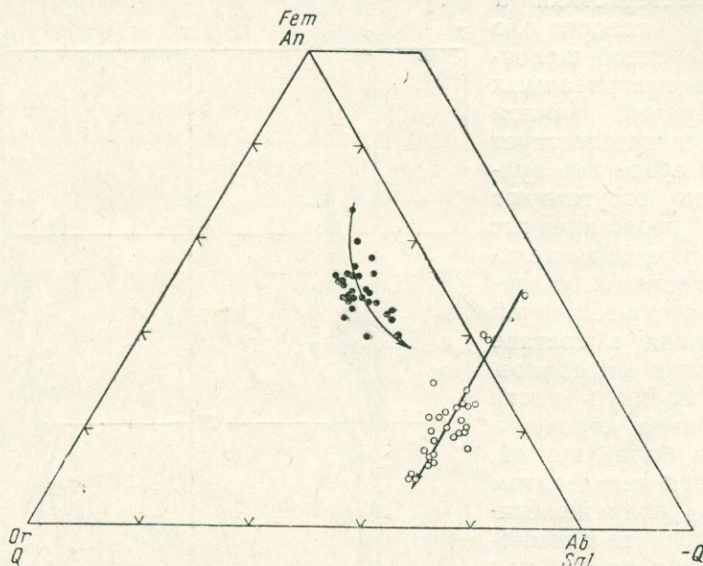


Рис. 4. Диаграмма Ларсена для нормативных составов лав вулкана Эбеко

индекса также является результатом ассимиляции сиалических (или осадочных) горных пород. Таким образом, своеобразие химического состава лав побочных кратеров может быть объяснено дополнительной контаминацией их сиалическим материалом, происходившей, возможно, в обособленной расположенной сравнительно близко к поверхности периферической камере, которая питала эти кратеры.

В табл. 3 приведены нормативные составы лав вулкана Эбеко. Рассмотрение рис. 4, построенного на основе этой таблицы, также позволяет составить достаточно четкое представление об особенностях химического состава рассматриваемых лав и направлении его эволюции. Следует отметить некоторое несоответствие нормативных составов отдельных минеральных компонентов с их реальными составами. Последние оказываются обогащенными более тугоплавкими компонентами. Это характерно и для лав вулканов Камчатки (Набоко, 1960).

Сравнение химических составов лав вулкана Эбеко с химическим составом лав Японии, Мартиники (тип Пеле) и Калифорнии (тип Лассен-Пик, Заварицкий, 1950) показывает, что по своим химическим особенностям они наиболее близки к четвертичным лавам Японии. От последних наши породы отличаются несколько повышенным содержанием

* Величина K_2O/Na_2O для лав центрального конуса кажется несколько заниженной, так как учетные при ее выведении анализы Г. С. Горшкова (образцы 124 и 6576) показывают, по сравнению с нашими анализами аналогичных пород, более низкое содержание K_2O , хотя Na_2O+K_2O в обоих случаях очень близки. Однако даже наши анализы не дают $K_2O/Na_2O > 0,60$.

Нормативные составы лав вулкана Эбеко

№ образца:	ap	il	mt	hm	or	ab	an	ne	di			ol		hy		Q
									wo	en	fs	fo	fa	en	fs	
3486	0,33	1,67	4,62	—	8,90	20,97	33,65	—	3,25	2,50	1,71	—	—	9,43	5,14	5,70
124	—	1,36	5,79	—	7,23	24,12	35,88	—	3,72	2,20	1,32	—	—	6,83	4,75	6,43
25	0,33	1,21	3,01	—	9,46	24,12	33,38	—	1,27	0,70	0,53	—	—	7,13	5,14	13,09
6576	—	1,36	5,79	—	7,79	27,79	24,75	—	1,16	0,80	0,26	—	—	9,63	4,35	16,28
1032a	0,33	1,51	4,86	—	10,01	18,87	33,38	—	1,51	1,00	0,39	—	—	9,00	4,88	13,81
1009a	0,33	1,51	4,86	—	11,13	18,35	33,38	—	1,62	1,00	0,52	—	—	9,93	4,48	12,97
1025a	0,70	1,51	5,32	—	11,13	18,87	32,26	—	0,23	—	—	—	—	9,23	3,42	16,81
1025	0,70	1,36	4,40	—	11,13	19,92	32,26	—	0,22	0,10	0,13	—	—	8,53	4,61	16,03
1047	0,33	1,20	2,10	—	11,13	21,49	31,99	—	1,51	0,80	0,66	—	—	6,82	5,41	15,61
269	0,33	1,36	5,32	—	8,90	20,97	36,16	—	3,95	2,61	1,06	—	—	7,73	3,43	7,33
1095	0,33	1,36	5,32	—	8,90	23,07	31,71	—	4,76	3,01	1,45	—	—	6,12	2,90	10,51
271	0,33	1,21	5,09	—	9,46	26,21	31,43	—	2,21	1,40	0,66	—	—	6,62	3,43	10,63
1048	0,33	1,82	4,40	—	9,46	20,45	33,93	—	2,09	1,30	0,66	—	—	7,12	2,77	13,62
277	0,33	0,91	4,40	—	12,24	20,97	30,32	—	0,93	0,60	0,26	—	—	7,83	2,51	17,30
11026	0,33	1,21	3,24	—	11,69	21,50	30,32	—	1,16	0,70	0,40	—	—	6,02	3,69	18,20
1110a	0,33	0,76	4,17	—	11,69	22,64	30,04	—	1,04	0,70	0,26	—	—	6,22	2,24	18,86
1093	0,33	0,91	3,93	1,76	13,35	23,07	28,65	—	0,24	0,20	—	—	—	5,12	—	20,54
1011a	0,33	1,51	5,32	—	4,46	11,01	37,27	3,69	7,32	5,32	1,32	20,54	5,70	—	—	—
1098д	0,33	2,12	4,40	—	6,78	17,82	36,99	—	8,13	5,52	1,98	4,92	2,04	5,72	2,11	—
1098г	0,33	1,52	7,64	—	6,12	20,45	33,93	—	8,36	6,62	0,78	5,06	0,61	6,93	0,65	—
46	0,70	1,82	6,71	—	9,46	24,11	30,87	—	4,18	3,01	0,79	—	—	7,32	1,58	8,82
1038	0,33	1,36	6,02	—	10,01	17,30	30,32	—	3,72	2,60	0,79	—	—	11,93	3,56	11,83
1046	0,33	1,36	5,32	—	10,57	22,54	32,26	—	3,48	2,31	0,92	—	—	6,92	2,90	10,81
1014a	0,33	1,36	7,40	—	12,24	22,02	31,42	—	1,27	1,00	0,13	—	—	7,52	0,26	12,19
1094a	0,33	1,21	6,25	0,16	10,57	22,54	31,71	—	0,84	0,70	—	—	—	5,02	—	19,28
1098	0,33	1,06	4,62	—	13,91	28,31	26,14	—	2,79	2,01	0,53	—	—	5,82	1,85	12,37
1084a	0,33	0,76	4,40	0,32	8,35	27,26	28,93	—	0,35	0,30	—	—	—	3,51	—	24,26
10a	—	0,91	3,93	—	7,23	27,26	28,65	—	0,46	0,40	—	—	—	4,40	0,79	24,62
2816	0,33	0,76	3,24	1,12	8,35	27,26	27,26	—	0,35	0,30	—	—	—	4,52	—	24,98

щелочей, особенно в основных членах ряда (рис. 5). Повышенная щелочность основных пород Камчатки была отмечена С. И. Набоко (1960). На диаграмме А. Н. Заварицкого эта особенность проявляется в пересечении камчатской вариационной линии линии Лассен-Пик и склонении ее в андезитовой части к линии Пеле. Подобная картина наблюдается и для лав вулкана Эбеко.

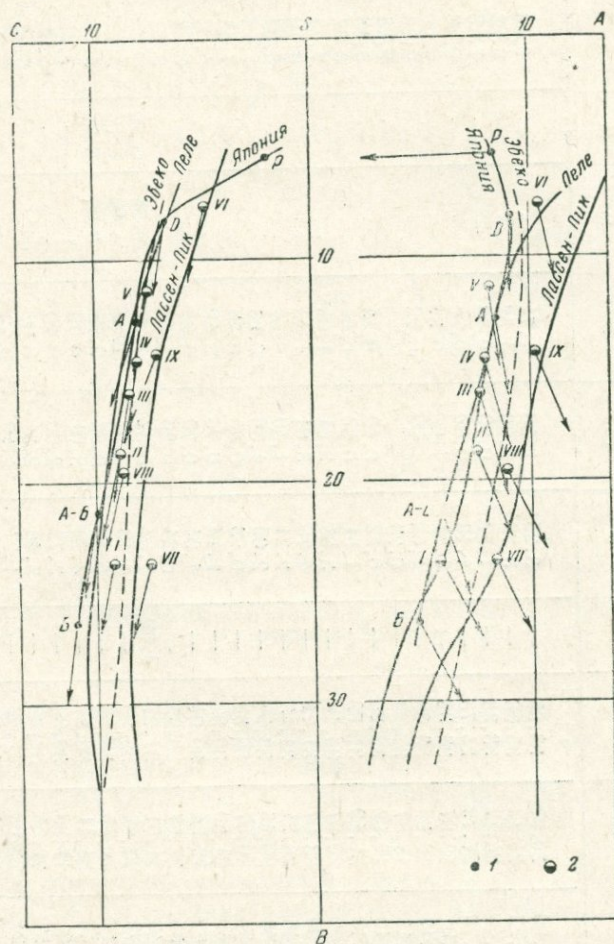


Рис. 5. Диаграмма А. Н. Заварицкого для некоторых естественных ассоциаций вулканических горных пород Тихоокеанской области

1 — четвертичные лавы Японии, 2 — средние составы главных типов четвертичных лав Курильских островов (по Г. С. Горшкову)

Выше отмечалось, что четвертичные лавы Японии, а также лавы вулкана Эбеко обнаруживают четкую тенденцию к уменьшению содержания K_2O в наиболее кислых породах (дацитах и риолитах). Это обуславливает поворот верхней части вариационных линий на проекции *ASB* влево, а не вправо, что характерно для пород типов Пеле и Лассен-Пик. В связи с этим, вызывает возражение вывод Г. С. Горшкова (1960) о наличии среди курильских лав двух смежных типов пород Пеле и Лассен-Пик в их типичном виде. Нам кажется, что этот вывод вызван необоснованным отнесением точки VI (средний дацит) к типу Пеле на диаграмме А. Н. Заварицкого для средних типов пород Курильских

островов (Горшков, 1960). Расположение точек, отвечающих составам курильских лав, параллельно вариационным линиям четвертичных лав Японии и вулкана Эбеко (рис. 6) свидетельствует не в пользу упомянутого выше вывода. Последний, по-видимому, обусловлен использованием анализов преимущественно современных лав, взятых из различных вулканов и не составляющих единый эволюционный ряд.

При решении многих петрологических вопросов (характер материнской магмы, пути ее эволюции и т. д.), наряду с петрографическими данными, очень большую роль играют химические особенности естественных ассоциаций горных пород. Особенно важно изучение взаимоотношений главных компонентов двух резко различных минеральных

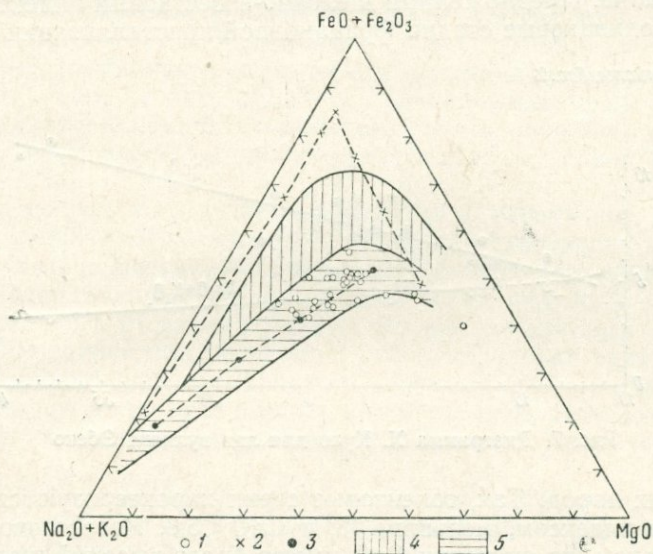


Рис. 6. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ для лав вулкана Эбеко

1 — лавы вулкана Эбеко, 2 — породы Скаергардской интрузии (по Вагеру и Диру), 3 — средние типы пород (по Дэли), 4 — поле пажитовой серии пород Изу-Хаконэ (по Х. Куно), 5 — поле гиперстеновой серии пород Изу-Хаконэ (по Х. Куно)

групп — мафической и фельзической — на различных стадиях эволюции магматического расплава. Было показано (Куно, 1950, 1959; Simpson, 1954; Tilley, 1950), что на начальных и средних стадиях кристаллизации толеитовых магм происходит сильное обогащение остаточного расплава железом в результате интенсивного фракционирования мафических минералов. Серия известково-щелочных пород обнаруживает незначительное обогащение остаточного расплава железом лишь на самой ранней стадии кристаллизации, тогда как на продолжении всего ее дальнейшего хода остаточный расплав обедняется железом и обогащается щелочами в результате сильного фракционирования фельзических минералов.

Особенности эволюции различных магматических расплавов наглядно выступают на треугольной диаграмме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, MgO и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ (см. рис. 6). На этой диаграмме точки, соответствующие породам вулкана Эбеко, почти без исключения ложатся в поле пород гиперстеновой серии Изу-Хаконэ (Куно, 1953). Базальты, точки которых располагаются наиболее близко к магнезиальному углу диаграммы (за исключением образца 1011^a, в образовании которого значительную роль играл про-

цесс аккумуляции кристаллической фазы) по своему составу, по-видимому, приближаются к составу родоначальной магмы.

Х. Куно показал (Куно, 1959), что величина, выраженная формулой $MgO \cdot 100 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O)$ устойчиво убывает по мере течения процесса кристаллизации и находится в полном соответствии с количеством остаточной жидкости для различных серий горных пород. Он называет эту величину индексом затвердевания (solidification index) и предлагает использовать ее как абсциссу при построении вариационных диаграмм вместо процентного содержания SiO_2 . Значение SI для точки $CaO = Na_2O + K_2O$ Х. Куно именуется щелочно-известковым индексом, подчеркивая при этом его существенное отличие от аналогичного индекса Пикока. Предложенный щелочно-известковый индекс позволяет сравнивать одинаковые стадии фракционной кристаллизации различных

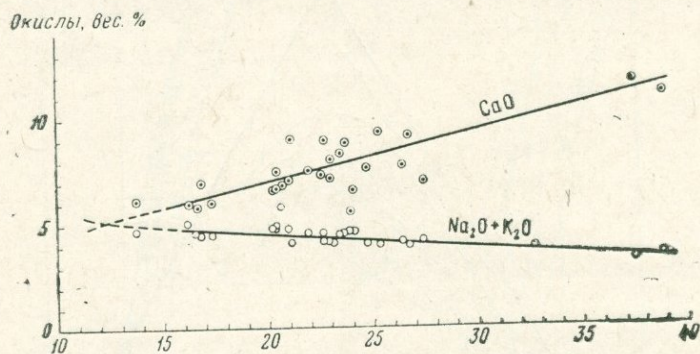


Рис. 7. Диаграмма Х. Куно для лав вулкана Эбеко

серий горных пород. Так, толеитовые серии характеризуются щелочно-известковым индексом, меньшим 13, и $CaO < 5.8$. Известково-щелочные серии при таком же значении CaO имеют более высокий щелочно-известковый индекс (обычно больше 14), а щелочные серии отличаются от толеитовых и большим индексом, и большим значением $CaO = Na_2O + K_2O$. Таким образом, щелочно-известковый индекс Х. Куно позволяет разграничивать различные серии вулканических пород по их химическим признакам, чего нельзя делать при помощи индекса Пикока, значения которого для толеитовых и известково-щелочных серий колеблются от 55 до 67 (Куно, 1959).

Породы вулкана Эбеко характеризуются значением щелочно-известкового индекса Куно, меньшим 14, при значении $CaO = Na_2O + K_2O$ около 5 (рис. 7). Точное определение этих величин затруднено из-за отсутствия наиболее кислых разновидностей пород. Петрографические особенности свидетельствуют в пользу отнесения рассматриваемых пород к гиперстеновой серии. Низкие значения щелочно-известкового индекса и $CaO = Na_2O + K_2O$ свидетельствуют об их генетической связи с толеитовыми магмами, подобно гиперстеновым сериям Японии, близко ассоциированным с пижонитовыми сериями пород (Куно, 1959). Постоянное пересыщение лав Эбеко кремнеземом (даже тех, у которых минералогически проявляется оливин) — дополнительный довод в пользу этого вывода.

Образование известково-щелочных пород Японии и смежных районов Х. Куно объясняет контаминацией двух независимо существующих магм — толеитовой и щелочной оливин-базальтовой — сиалическим материалом и их последующей фракционной кристаллизацией. Здесь умеренно отметить, что утверждение Т. Барта (1956) о роли щелочно-известкового индекса Пикока как индикатора степени контаминации магмы

сиалическим материалом, применимо только к производным щелочной оливин-базальтовой магмы, так как породы пижонитовой и гиперстеновой серий, производные толеитовой магмы, имеют одинаково высокую степень известковистости. Показателем степени контаминации толеитовой магмы может служить отношение K_2O/Na_2O , которое возрастает в процессе контаминации этой магмы (Yamasaki, 1956).

Сравнительное изучение петрографических провинций Японии, строения земной коры и сейсмичности этого района позволили Х. Куно сделать вывод о том, что толеитовые и щелочные оливин-базальтовые магмы образуются независимо, путем частичного плавления перидотитового слоя при различном наборе температур и давлений (до глубины 200 км образуется толеитовая магма, глубже — щелочная оливин-базальтовая). Сейсмические условия района о. Парамушир (Тараканов, 1961) позволяют ожидать возникновения в его глубинах толеитовых магм, которые, загрязняясь сиалическим материалом в верхних частях земной коры, дают начало обычным известково-щелочным породам. Наличие достаточно мощного гранитного слоя в районе о. Парамушир установлено геофизическими работами последних лет (Аверьянов, Вейцман и др., 1961).

Из всего изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. Лавы вулкана Эбеко являются обычными тихоокеанскими известково-щелочными породами, богатыми СаО и характеризующимися постоянным преобладанием среди щелочей Na_2O над K_2O . Они имеют большое сходство с молодыми лавами Японии, от которых отличаются повышенной щелочностью, особенно в основных членах ряда.

2. Химические и петрографические признаки рассматриваемых пород позволяют отнести их к гиперстеновой серии Х. Куно, являющейся производной толеитовой магмы, контаминированной сиалическим материалом.

3. Наблюдаемое разнообразие пород объясняется фракционной кристаллизацией этой магмы, сопровождавшейся иногда некоторой аккумуляцией кристаллической фазы.

4. Различная степень контаминации лав центрального конуса и побочных кратеров вулкана Эбеко позволяет предположить существование изолированной периферической магматической камеры, питавшей эти кратеры.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов А. Г., Вейцман П. С., Гальперин Е. И. и др. Глубинное сейсмическое зондирование в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ. Изв. АН СССР, серия геоф., 1961, № 2.
- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
- Горшков Г. С. Вулканы острова Парамушир и их состояние летом 1953 г. Бюлл. Вулк. станции, № 22, 1954.
- Горшков Г. С. Каталог действующих вулканов Курильских островов. Бюлл. Вулк. станции, № 25, 1957.
- Горшков Г. С., Набоко С. И. Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги. Сб.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. В сб.: «Петрогр. провинции, изверж. и метам. горн. породы». Изд-во АН СССР, 1960.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. В сб.: «Петрогр. провинции, изверж. и метам. горн. породы». Изд-во АН СССР, 1960.
- Риттманн А. Определение сернального индекса вулканических горных пород. В сб.: «XII Генеральная ассамблея МГГС». Изд-во АН СССР, 1959.

- Тараканов Р. З. Некоторые результаты изучения землетрясений Дальнего Востока. Труды СахКНИИ, вып. 10, 1961.
- George W. Q. The relation of physical properties of natural glasses to their chemical composition. *Journ. Geol.*, v. 32, No. 5, 1924.
- Kuno H. Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan, *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 61, 1950, p.p. 957—1020.
- Kuno H. Formation of calderas and magmatic evolution. *Tr. Am. Geoph. Union*, v. 34, 1953, p.p. 267—280.
- Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. volcanologique, serie II, t. XX*, 1959.
- Peacock M. A. Classification of igneous rocks series. *Journ Geol.*, v. 39, 1931, p.p. 54—67.
- Simpson E. S. W. On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks. *Geol. Mag.*, v. XCI. No. 3, 1954.
- Steiner A. Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoe (New Zealand) lava and its xenoliths. *New Zealand Journ. Geol. Geoph.*, v. 1, 1958, p.p. 325—363.
- Tilley C. E. Some aspects of magmatic evolution. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, v. CVI, pt. I, 1950.
- Yamasaki M. Petrogenetic significance of the K_2O/Na_2O ratios of volcanic rocks of Fuji and Nasu volcanic zones in Japan. *Journ. Geol. Soc. Japan*, v. 62, 1956, p. p. 504—514.

В. Н. ГОРКУН, Р. И. РОДИОНОВА, В. И. ФЕДОРЧЕНКО, В. Н. ШИЛОВ

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ НЕКОТОРЫХ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛАВАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ВЕРНАДСКОГО НА ОСТРОВЕ ПАРАМУШИР (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Вулканический хребет Вернадского находится в северной части о. Парамушир. Он образован слившимися постройками четырех довольно крупных четвертичных вулканов (с севера на юг): Ветрового, Эбеко, Богдановича и Вернадского, которые расположены на неогеновом слабоскладчатом фундаменте. В строении хребта принимают участие доледниковые, межледниковые и современные отложения. Последние два комплекса отсутствуют только на вулкане Ветровом, деятельность которого прекратилась до эпохи первого оледенения.

Преобладающее большинство лав рассматриваемого района представлено двупироксеновыми андезитами и андезито-базальтами. Рогово-обманковые дациты и оливин-пироксеновые базальты играют подчиненную роль. Наблюдающееся разнообразие пород хребта Вернадского вызвано кристаллизационной дифференциацией толеитовой магмы, контаминированной сиалическим материалом. Интересно отметить, что в процессе кристаллизации базальтов вулкана Ветрового происходило накопление кристаллов авгита, с одной стороны, и анортита, с другой. В результате этого лавы многочисленных паразитических кратеров вулкана Ветрового оказались близкими к анкарамитам, а среди продуктов деятельности терминального кратера появились лавы и туфы, сильно обогащенные крупными кристаллами анортита. Особенности петрографического и химического состава лав исследуемого района сближают их с лавами Н-серии Х. Куно (Куно, 1959).

Настоящая статья посвящена вопросу распределения малых элементов в лавах трех северных вулканов: Ветрового, Эбеко и Богдановича. Концентрации малых элементов определялись В. Н. Горкуном. Одновременное количественное спектральное определение элементов разной летучести в силикатах проводилось, благодаря введению в эталонные и анализируемые образцы буфера с тремя внутренними стандартами. Метод анализа с двумя внутренними стандартами описан Х. Хамагуки и др. (Hamaguchi, Kuroda and Negushi, 1960). Каждый анализ проводился параллельно трижды, результаты осреднялись. Оценка концентрации на границе чувствительности определений проводилась путем визуального сравнения почернений «исчезающих» линий с соответствующими почернениями линий в эталонах. Вследствие этого точность определений на границе чувствительности понижена по сравнению с точностью анализов при больших концентрациях тех же элементов, так как

в последнем случае использовались градуировочные графики. Чувствительность анализа на отдельные элементы составляла (в %): Zn—0,003; Pb—0,001; Ga—0,001; V—0,0005; Cu—0,0001; Sn—0,001; Be—0,0001; Co—0,002; Ni—0,001; Cr—0,001; Y—0,001; Sc—0,001; Zr—0,0005; Sr—0,001; Ba—0,001. Ошибка анализов (по воспроизводимости) равна

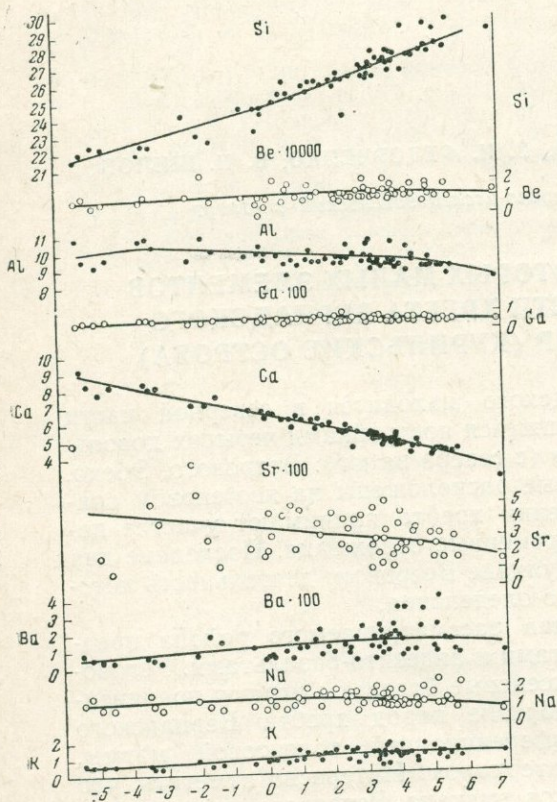


Рис. 1. Вариационная диаграмма для Si, Be, Al, Ga, Ca, Sr, Ba, Na, K в лавах северной части хребта Вернадского

По оси абсцисс отложено $\left[\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}\right) - (\text{Ca} + \text{Mg})\right]$; содержания элементов даны в весовых процентах

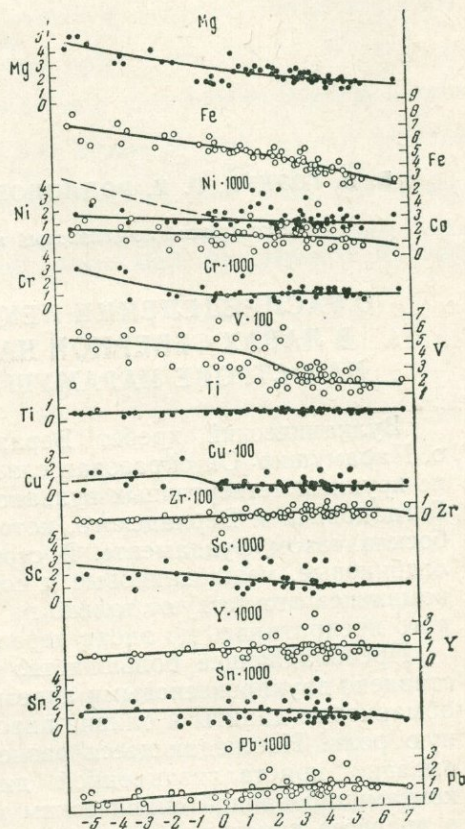


Рис. 2. Вариационная диаграмма для Mg, Fe, Ni, Co, Cr, V, Ti, Cu, Zr, Sc, Y, Sn, Pb в лавах северной части хребта Вернадского.

По оси абсцисс отложено $\left[\left(\frac{1}{3} \text{Si} + \text{K}\right) - (\text{Ca} + \text{Mg})\right]$. Содержания элементов даны в весовых процентах

в среднем $\pm 10\%$ от содержания для элементов, концентрация которых более, чем в 3 раза превышает спектральную чувствительность определения, и $\pm 25\%$ — для элементов на границе чувствительности спектроопределения.

В табл. 1 приведены содержания главных породообразующих элементов¹ и малых элементов для всех исследованных образцов. На основании этих данных построены вариационные диаграммы (рис. 1 и 2), аналогичные соответствующим диаграммам С. Р. Нокколдса и

¹ Содержание главных породообразующих элементов во всех случаях определялось обычным химическим анализом. Аналитики: Е. Н. Григорян, М. Н. Зорин, З. И. Ивлева, Л. К. Маркова, Л. Г. Пинчук.

Таблица 1 (продолжение)

№ образца	68	25	1043 ^б	2004 ^а	2040	2050	1025 ^а	280 ^Г	1025	1014 ^а	117
Положение на оси абсцисс	3,14	3,16	3,23	3,26	3,35	3,38	3,38	3,40	3,48	3,52	3,53
Элементы:											
Кремний	275,6 · 10 ³	273,1 · 10 ³	268,1 · 10 ³	267,8 · 10 ³	269,0 · 10 ³	274,5 · 10 ³	273,2 · 10 ³	269,9 · 10 ³	273,9 · 10 ³	268,0 · 10 ³	281,7 · 10 ³
Алюминий	96,3 · 10 ³	99,5 · 10 ³	106,3 · 10 ³	107,1 · 10 ³	98,6 · 10 ³	94,9 · 10 ³	92,9 · 10 ³	101,5 · 10 ³	94,4 · 10 ³	95,3 · 10 ³	94,4 · 10 ³
Железо ³⁺	17,8 · 10 ³	14,7 · 10 ³	15,9 · 10 ³	17,1 · 10 ³	16,4 · 10 ³	24,7 · 10 ³	26,1 · 10 ³	29,6 · 10 ³	21,2 · 10 ³	35,7 · 10 ³	31,2 · 10 ³
Железо ²⁺	35,6 · 10 ³	36,0 · 10 ³	34,5 · 10 ³	34,0 · 10 ³	38,4 · 10 ³	28,9 · 10 ³	32,7 · 10 ³	17,8 · 10 ³	35,5 · 10 ³	25,0 · 10 ³	22,4 · 10 ³
Магний	20,6 · 10 ³	19,0 · 10 ³	14,5 · 10 ³	17,5 · 10 ³	15,6 · 10 ³	16,8 · 10 ³	22,5 · 10 ³	14,0 · 10 ³	21,1 · 10 ³	20,7 · 10 ³	16,9 · 10 ³
Кальций	52,8 · 10 ³	53,8 · 10 ³	54,0 · 10 ³	49,6 · 10 ³	51,0 · 10 ³	52,6 · 10 ³	50,3 · 10 ³	47,2 · 10 ³	51,0 · 10 ³	51,1 · 10 ³	46,7 · 10 ³
Натрий	19,3 · 10 ³	21,4 · 10 ³	11,3 · 10 ³	10,8 · 10 ³	11,4 · 10 ³	10,9 · 10 ³	16,9 · 10 ³	10,9 · 10 ³	17,4 · 10 ³	19,4 · 10 ³	14,0 · 10 ³
Калий	12,9 · 10 ³	13,4 · 10 ³	8,3 · 10 ³	10,4 · 10 ³	10,4 · 10 ³	11,7 · 10 ³	5,5 · 10 ³	5,3 · 10 ³	15,6 · 10 ³	17,7 · 10 ³	6,0 · 10 ³
Титан	3,8 · 10 ³	3,6 · 10 ³	4,3 · 10 ³	3,9 · 10 ³	4,3 · 10 ³	4,5 · 10 ³	4,6 · 10 ³	4,4 · 10 ³	4,1 · 10 ³	4,5 · 10 ³	4,2 · 10 ³
Фосфор	0,3 · 10 ³	0,5 · 10 ³	0,6 · 10 ³	0,4 · 10 ³	0,8 · 10 ³	0,6 · 10 ³	1,1 · 10 ³	0,5 · 10 ³	1,2 · 10 ³	0,6 · 10 ³	1,7 · 10 ³
Галлий	40	30	30	35	35	35	30	18	38	35	50
Медь	41	20	100	71	105	25	58	100	46	48	28
Ванадий	220	330	220	260	260	220	260	220	320	250	320
Хром	10	58	10	10	10	13	13	?	23	3	—
Никель	3	4	10	7	7	17	4	11	13	3	10
Кобальт	32	19	20	?	?	—	20	10	17	22	7
Бериллий	1,0	1,0	2,0	1,5	1,3	1,0	1,1	1,0	1,2	1,2	1,0
Барий	110	170	40	110	240	200	170	70	130	170	80
Стронций	630?	100	460	200	290	190	680	200	130	500	280
Цирконий	45	13	56	100	76	79	36	10	46	35	20
Скандий	6	23	10	7	10	2	10	20	10	10	27
Иттрий	3	27	13	13	13	13	7	10	10	13	37
Олово	22	26	3	7	3	5	26	18	13	18	36
Свинец	8	15	5	5	7	5	20	5	3	10	3
Цинк	—	30	—	—	—	—	—	—	33	26	?

Таблица 1 (окончание)

№ образца	76	2028	1053 ^B	2037 ^A	10 ^Б	1093	1084 ^A	2031 ^A	2011 ^A	10 ^A	2037 ^Б
Положение на оси абсцисс	4,60	4,61	4,94	5,06	5,07	5,11	5,33	5,41	5,57	5,71	7,05
Элементы:											
Кремний	281,1 · 10 ³	281,0 · 10 ³	284,3 · 10 ³	285,8 · 10 ³	299,4 · 10 ³	283,5 · 10 ³	296,0 · 10 ³	287,9 · 10 ³	286,2 · 10 ³	302,3 · 10 ³	295,9 · 10 ³
Алюминий	97,7 · 10 ³	97,1 · 10 ³	92,0 · 10 ³	92,3 · 10 ³	96,7 · 10 ³	92,4 · 10 ³	92,2 · 10 ³	92,2 · 10 ³	88,0 · 10 ³	91,3 · 10 ³	84,4 · 10 ³
Железо ³⁺	12,7 · 10 ³	21,6 · 10 ³	24,4 · 10 ³	24,4 · 10 ³	29,3 · 10 ³	31,1 · 10 ³	23,6 · 10 ³	16,7 · 10 ³	16,5 · 10 ³	18,8 · 10 ³	15,4 · 10 ³
Железо ²⁺	32,9 · 10 ³	26,2 · 10 ³	27,9 · 10 ³	22,5 · 10 ³	7,5 · 10 ³	12,5 · 10 ³	12,8 · 10 ³	22,1 · 10 ³	31,9 · 10 ³	16,2 · 10 ³	22,8 · 10 ³
Магний	17,1 · 10 ³	13,0 · 10 ³	14,7 · 10 ³	16,3 · 10 ³	8,4 · 10 ³	13,0 · 10 ³	9,3 · 10 ³	11,6 · 10 ³	13,0 · 10 ³	11,8 · 10 ³	14,2 · 10 ³
Кальций	48,7 · 10 ³	46,1 · 10 ³	46,8 · 10 ³	41,1 · 10 ³	41,8 · 10 ³	43,1 · 10 ³	43,8 · 10 ³	42,7 · 10 ³	41,9 · 10 ³	43,3 · 10 ³	27,0 · 10 ³
Натрий	20,9 · 10 ³	12,0 · 10 ³	18,5 · 10 ³	10,9 · 10 ³	26,2 · 10 ³	11,5 · 10 ³	13,6 · 10 ³	13,3 · 10 ³	9,7 · 10 ³	24,4 · 10 ³	7,8 · 10 ³
Калий	18,1 · 10 ³	11,6 · 10 ³	16,2 · 10 ³	12,7 · 10 ³	11,1 · 10 ³	12,7 · 10 ³	7,8 · 10 ³	12,5 · 10 ³	15,2 · 10 ³	10,4 · 10 ³	13,1 · 10 ³
Титан	3,3 · 10 ³	4,2 · 10 ³	4,1 · 10 ³	4,3 · 10 ³	3,1 · 10 ³	3,7 · 10 ³	3,3 · 10 ³	3,1 · 10 ³	4,1 · 10 ³	2,8 · 10 ³	3,8 · 10 ³
Фосфор	0,2 · 10 ³	0,6 · 10 ³	1,5 · 10 ³	0,7 · 10 ³	0,6 · 10 ³	0,8 · 10 ³	1,2 · 10 ³	1,0 · 10 ³	0,8 · 10 ³	0,8 · 10 ³	0,7 · 10 ³
Галлий	23	44	49	24	30	32	20	32	25	32	24
Медь	14	120	160	74	6	56	16	27	29	9	66
Ванадий	220	170	290	210	120	300	220	140	170	160	210
Хром	13	12	—	10	10	10	7	—	7	3	10
Никель	7	10	17	10	3	11	5	10	10	2	13
Кобальт	20	7	13	13	8	20	10	6	—	8	—
Бериллий	1,0	1,7	0,7	1,7	1,5	1,1	1,0	2,7	1,7	1,0	1,3
Барий	240	340	110	520	90	420	160	160	89	70	76
Стронций	540	240	300	160	250	300	160	370	290	160	150
Цирконий	63	72	52	85	19	25	10	60	87	6	87
Скандий	7	7	20	10	?	7	8	7	7	—	8
Иттрий	3	13	20	26	8	8	13	17	8	6	17
Олово	16	7	7	7	8	7	8	17	3	8	3
Свинец	25	13	7	12	7	10	10	20	8	7	7
Цинк	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—

Таблица 2

Распределение анализированных вулканических пород северной части хребта Вернадского (о. Парамушир)

Возраст пород		Вулкан Ветровой			Вулкан Эбеко				Вулкан Богдановича		
		Базальты и андезитобазальты	Мафические базальты	Фельзитические базальты	Базальты и андезитобазальты	Мафические базальты	Андезиты	Дациты	Базальты и андезитобазальты	Андезиты	Дациты
современный	паразитические кратеры	—	—	—	—	—	1009 ^а , 1025, 1025 ^а , 1032 ^а , 1047	—	—	68, 72, 76, 2003, 2011 ^а , 2034	—
	центральный конус	—	—	—	—	—	25, 348 ^б	—	—	318, 2012	—
межледниковый		—	—	—	—	—	269, 271, 277, 1048, 1093, 1096, 1095, 1102 ^б , 1110 ^а , 2031 ^а	—	—	2002 ^а , 2004 ^а , 2010, 2036 ^а , 2042, 2045, 2050	—
доледниковый		35, 35 ^в , 263, 294 ^в , 295 ^в	36, 101, 102 ^а , 1089	291	46, 1038, 1098 ^г , 1098 ^д	1011 ^а	280 ^г , 1014 ^а , 1046, 1094 ^а , 1098	10 ^а , 10 ^б , 281 ^б , 1084 ^а	40, 59, 2037 ^д	117, 1043 ^б , 1053 ^в , 2028, 2037, 2037 ^а , 2040	2037 ^б

Таблица 3

Средние содержания малых элементов в вулканических породах северной части хребта Вернадского (г/т)

Породы	Базальты и андезито-базальты							Андезиты		
	Вулкан Ветровой	Вулкан Эбеко	Вулкан Богдановича	Вулканы северной части хребта Вернадского	Н-серия вулкана Хаконэ	Основные породы некоторых других районов мира	Основные породы мира	Вулкан Эбеко		
								Доледниковые лавы	Межледниковые лавы	Современные лавы
Число анализов	10	5	3	18	5	—	—	5	9	7
Элементы:										
Галлий	29,7	31	35	30,9	26 (9)	15 (4), СССР	11,5 (13); 18 (5)	25	26	43
Медь	94,6	111	103	100			140 (5)	83	38	53
Ванадий	473	422	427	451	284 (9)		200 (5)	256	236	391
Хром	14,2	23—1580 Ср. 606	10—180 Ср. 90	99* Ср. по всем 177	104 (9)	62 (8), Шивелуч	170 (19), базальты 300 (5)	18	23	25
Никель	19,2	10—350 Ср. 152	42	42* Ср. по всем 60	45,4 (9)	43,3 (16), Япония	130 (19), базальты 160 (5)	12	10	22
Кобальт	17,7	26	16	18	30 (9)	14,7 (16), Япония	48 (19), базальты 45 (5) 26—45 (12), диабазы	15	14	18
Бериллий	0,7	0,7	1,5	0,8		0,3 (1), СССР	1,0 и меньше (18), базальты	1,3	1,2	1,0
Барий	71,5	73	117	79,5	139 (9)		1,5 (5) 270 (5)	176	131	134
Стронций	130—930 ср. 411**	90—1480 Ср. 442	540	441**	385 (9)	397 (11), Алеутские острова 400 (11), Япония	465 (11), базальты 440 (5)	292	289	354
Цирконий	16	14,5	26	17,2	60 (9,14)	10—60 (14), островные дуги Японии, Палау и Алеут	100 (5)	19	17	29
Скандий	17	33	26	23	27 (9)		30—40 (2,3) 24 (5) 30—200 (7)	11	7	16
Иттрий	6,3	7	9	7,7	16 (9)		18 (5)	15	8	12
Олово	14	15	21	15,4			6 (5)	12	14	18
Свинец	7,4	1,7	9	5,1	— (9)		8 (5)	7	17	15
Цинк	2	0—550 Ср. 110	—	32			130 (5)	5	—	9

Породы	Андезиты							Дациты				
	Вулкан Богдановича			Вулканы северной части хребта Вернадского	Н-серия вулкана Хаконэ	Андезиты некоторых других районов мира	Средние породы мира	Вулканы Эбеко и Богдановича	Н-серия вулкана Хаконэ	Кислые породы некоторых других районов мира	Кислые породы мира	
	Доледнико-вые лавы	Межледни-ковые лавы	Современ-ные лавы									7
Число анализов	7	7	8	43	8							
Элементы:												
Галлий	39	24	35	34	24,4 (9)	19,4 (4), Камчатка 16(4), ср. породы СССР	20 (5)	26,4	20 (9)	19 (4), дациты Камчатки 19 (4), СССР	30 (5)	
Медь	99	57	46	60			35 (5)	26			30 (5)	
Ванадий	244	263	320	286	227 (9)		100 (5)	186	63 (9)		40 (5)	
Хром	7	11	36	20,6	27,5 (9)	110—140 (8), Шивелуч	56 (5)	8,4	— (9)	130 (8), дациты Шивелуча	25 (5)	
Никель	10	13	15	13,6	13,5 (9)	16,8 (16), Япония	55 (5)	6,6	— (9)	7,1 (16), дациты Японии	8 (5)	
Кобальт	10	10	59	21,8	21,2 (9)	8,9 (16), Япония	20 (5)	6,4	7,5 (9)	5,8 (16), дациты Японии	5 (5)	
Бериллий	1,4	1,5	1,2	1,3			1,6 (18)	1,1		6 (1), эффузивы СССР	3,0 (18)	
							— (5)				5,5 (5)	
Барий	264	165	172	172	193 (9)		650 (5)	97	262 (9)		830 (5)	
Стронций	294	296	360	315	337 (9)		800 (5)	208	262 (9)		300 (5)	
Цирконий	59	61	74	43,8	70 (9,14)	21—110 (14), островные дуги Японии, Палау, Алеут	260 (5)	10—87, ср. 30	85 (9,14)	109 (14), дациты Алеут	200 (5)	
Скандий	13	8	9	10,5	24,4 (9)		4 (5)	3,2	17,5 (9)		2 (2)	
							15 (15)				30—100 (7)	
Иттрий	21	13	13	13,5	20 (9)		30—100 (7)				7 (5)	
Олово	10	6	13	12,3			30 (15)	10	25 (9)		20 (5)	
Свинец	8	6	11	11,1	— (9)		— (5)	5,4			45 (5)	
Цинк	—	—	—	2,0			15 (5)	6,1	— (9)		20 (5)	
							72 (5)	0—170			60 (5)	
								ср. 33				

Примечание. В круглых скобках после значений концентраций отдельных элементов — порядковый номер литературного источника; в квадратные скобки заключены сомнительные данные по литературным источникам.

* При подсчете исключен один анализ, резко отличающийся от других усредняемых.

** При подсчете исключены сомнительные анализы, отмеченные в табл. 1 знаком вопроса.

Р. Аллена (1958). Единичные точки, соответствующие образцам с резко повышенными концентрациями отдельных элементов и не укладывающиеся в пределы графиков, во внимание не принимались. Построены две кривые: прерывистая — с учетом всех точек и сплошная — с исключением резко удаленных.

Принадлежность образцов к различным группам пород показана в табл. 2. Осредненные данные по содержанию малых элементов в соответствующих группах пород северной части хребта Вернадского и аналогичных породах некоторых других районов приведены в табл. 3. Для элементов, концентрации которых сильно варьируют, указаны интервалы колебаний. Во всех случаях вычислены также строгие средние содержания малых элементов по всем без исключения образцам. Последнее определило некоторое несоответствие между вариационными диаграммами и таблицами средних значений для Cr и Ni .

Ниже рассмотрены особенности концентрации малых элементов в лавах северной части хребта Вернадского по элементам.

Галлий. Абсолютное содержание Ga в лавах северной части хребта Вернадского значительно превышает таковые в соответствующих мировых породах, исключая кислые породы. Оно также несколько выше, чем в лавах H -серии вулкана Хаконэ и Камчатки. Кривая имеет небольшой максимум, тогда как для H -серии Хаконэ содержание Ga медленно уменьшается от базальтов к дацитам. Среднее отношение $\text{Ga} \cdot 1000/\text{Al}$ близко к таковому для лав Хаконэ (0,33 против 0,26).

Медь. Количество Cu несколько ниже в основных, примерно равно в кислых и заметно выше в средних породах по сравнению с аналогичными мировыми породами. Содержание Cu убывает по мере увеличения кислотности пород.

Ванадий. Подобно концентрации Fe и Mg , концентрация V заметно уменьшается по мере роста коэффициента кислотности рассматриваемых пород. Сравнение с лавами H -серии вулкана Хаконэ показывает значительное обогащение V базальтов и дацитов хребта Вернадского, при почти равных его концентрациях в андезитах. Абсолютные содержания V в породах данного района более чем в 2 раза превышают его средние содержания в соответствующих породах мира.

Хром. Подобно породам H -серии вулкана Хаконэ, лавы северной части хребта Вернадского относительно бедны Cr в сравнении со средними мировыми его содержаниями в соответствующих породах. Концентрации Cr в базальтах рассматриваемого района несколько выше, чем в базальтах H -серии Хаконэ. Так же, как и концентрации Fe и Mg , они снижаются с ростом кислотности лав.

Никель. Средние содержания Ni в породах северной части хребта Вернадского, в лавах H -серии вулкана Хаконэ и в соответствующих породах Японии в целом очень близки. Относительно мировых кларков Ni они являются пониженными. Повышенное содержание Ni в некоторых основных породах (прерывистый конец кривой на диаграмме), вероятно, связано с обогащенностью их оливином. Концентрация Ni с ростом кислотности пород уменьшается.

Кобальт. Содержание Co в лавах северной части хребта Вернадского близко к таковому для H -серии вулкана Хаконэ (особенно, для средних пород), но превышает концентрации Co в соответствующих породах Японии в целом. По сравнению с мировыми кларками оно несколько понижено в основных породах рассматриваемого района. Содержание Co в средних и кислых породах в общем близко к кларковому. С ростом кислотности пород оно уменьшается.

Бериллий. Кривая Be имеет слабый максимум. Абсолютные содержания Be в разных типах пород колеблются незначительно. Они почти совпадают с содержаниями его в базальтах мира, но превышают со-

держания в базальтах СССР. В андезитах северной части хребта Вернадского концентрации Ве несколько ниже, чем в средних породах мира, а в дацитах — значительно ниже, чем в кислых эффузивных породах СССР и кислых породах мира.

Стронций. Кривая Sr подобна кривой Ca. Так же, как и в Н-серии вулкана Хаконэ, она поднята в основном конце и постепенно снижается с увеличением кислотности пород. Абсолютные концентрации Sr в базальтах и дацитах почти совпадают для северной части хребта Вернадского, для Н-серии вулкана Хаконэ, для Японии в целом, для Алеутских островов и для аналогичных по кислотности пород мира. В андезитах рассматриваемого района и аналогичных породах вулкана Хаконэ Sr значительно меньше, чем в средних породах мира.

Барий. Абсолютные содержания Ba в лавах северной части хребта Вернадского несколько ниже, чем в лавах Н-серии вулкана Хаконэ, и значительно ниже, чем в соответствующих породах мира. Кривая Ba в общем поднимается от основных пород к кислым, хотя для ее кислого конца характерно некоторое снижение. Вариации Ba подобны вариациям Na. В отличие от рассматриваемых пород, в лавах Н-серии вулкана Хаконэ содержания Na и Ba постоянно повышаются.

Цирконий. Кривая Zr для лав северной части хребта Вернадского поднимается от основных пород к кислым, незначительно снижаясь в самом кислом конце. Эта особенность отличает рассматриваемые породы от лав Н-серии вулкана Хаконэ, где содержание Zr повышается с ростом кислотности пород. Абсолютные концентрации Zr в лавах северной части хребта Вернадского ниже, чем в лавах Хаконэ, но не выходят за пределы интервалов концентраций, характерных для соответствующих пород островных дуг Японии, Палау и Алеут. Мировые кларки Zr значительно выше.

Итрий. Основные закономерности распределения Y и Zr в природе очень близки (Тугаринов и Вайнштейн, 1960). Поведение Y в породах рассматриваемого района подобно поведению Zr. Отношение Zr/Y составляет 2,6 для основных, 3,2 для средних и 2,0 для кислых пород. Аналогичные отношения для лав Н-серии вулкана Хаконэ составляют 3,7; 3,5 и 3,4. Содержание Y в породах северной части хребта Вернадского примерно в 2 раза меньше, чем в лавах Н-серии вулкана Хаконэ, для которого содержание Y близко к мировым кларкам.

Скандий. Тенденция к уменьшению концентрации Sc с ростом кислотности пород в лавах северной части хребта Вернадского выражена гораздо сильнее, чем в лавах Н-серии вулкана Хаконэ. Вследствие этого, при совпадении содержаний Sc в базальтах этих вулканов наблюдается прогрессирующее обеднение этим элементом более кислых пород. Литературные сведения о средних содержаниях Sc в кислых и средних породах разноречивы. Концентрации его в андезитах и дацитах рассматриваемого района понижены по сравнению с данными А. П. Виноградова (1956) и А. С. Дудькиной (1961) и несколько превышают значения, предложенные Х. Ф. Борисенко и В. В. Щербиной (1959). Содержания Sc в базальтах северной части хребта Вернадского близки к средним мировым для основных пород.

Олово. Концентрации Sn в лавах северной части хребта Вернадского снижаются от основных пород к кислым. Интересно отметить, что породы мира среднего состава не содержат Sn, а наибольшие концентрации его приурочены к кислым породам.

Свинец. Содержание Pb несколько повышено в андезитах рассматриваемого района. По сравнению с породами мира, лавы северной части хребта Вернадского характеризуются небольшим понижением содержания этого элемента, особенно для кислых пород.

Цинк. Ввиду крайней неравномерности содержания Zn в отдельных образцах, выводы о поведении этого элемента следует считать предварительными. Содержание Zn в породах рассматриваемого района резко понижено по сравнению с породами мира, причем минимальные концентрации характерны для средних пород. В породах мира содержания Zn уменьшаются по мере увеличения кислотности пород.

Интерес для петрологии представляет установление закономерностей распределения малых элементов в зависимости от принадлежности содержащих их лав к определенным вулканическим центрам. Для выяснения этих закономерностей сравнивались между собой содержания соответствующих элементов в одновозрастных и одинаковых в петрографическом отношении породах различных вулканов. Для удобства сопоставления за единицу принималось содержание соответствующих элементов в породах вулкана Эбеко. Последние удобны в том отношении, что вулкан Эбеко расположен в центральной части рассматриваемого района и является в настоящее время единственным действующим вулканом хребта Вернадского.

Андезиты и близкие к ним по составу андезито-базальты являются единственной группой пород, встречающейся на всех вулканах. При сопоставлении выявляется, что малые элементы этих пород могут быть разделены на две группы. В первую группу входят Ga, Cu, V, Ba, Sr, Sc, Sn и Y, почти не обнаруживающие изменений концентраций в связи с принадлежностью содержащих их пород к различным вулканическим центрам (отклонения не превышают $\frac{1}{3}$). Cr, Ni, Pb и, отчасти, Co, концентрации которых в тех же условиях сильно варьируют, относятся ко второй группе. Количество Cr и Ni в базальтах и андезито-базальтах вулкана Ветрового составляет соответственно $\frac{1}{50}$ и $\frac{1}{10}$ их количества в аналогичных лавах вулкана Эбеко. Эти соотношения соблюдаются и для более молодых мафических базальтов вулканов Ветрового и Эбеко. Среднее содержание Cr и Ni в базальтах и андезито-базальтах вулкана Богдановича по сравнению с аналогичными породами вулкана Эбеко тоже понижено, но в меньшей степени, чем для вулкана Ветрового.

Андезиты вулканов Эбеко и Богдановича с точки зрения содержания в них малых элементов несколько различны. В лавах вулкана Эбеко заметно повышено содержание Cr, Ni, V, Co и Sc, т. е. элементов, имеющих тенденцию концентрироваться в основных породах. В лавах вулкана Богдановича, наоборот, повышено содержание элементов, тяготеющих к кислым породам, таких, как Zr, Be, Ba, Ga и J. Обращает на себя внимание то, что количество Zr в андезитах вулкана Богдановича, по сравнению с аналогичными породами вулкана Эбеко, повышено в 2—3 раза. Это обогащение Zr характерно также для базальтов и дацитов вулкана Богдановича.

Итак, породы вулкана Ветрового по содержанию некоторых малых элементов резко отличны от аналогичных пород вулкана Эбеко и Богдановича. Лавы последних более близки друг другу, но все же отличаются рядом особенностей, присущих каждому вулкану. Индивидуальные особенности в распределении концентраций малых элементов в лавах каждого вулкана сохраняются на разных этапах его развития.

Все изученные вулканы расположены близко друг к другу, причем постройки соседних вулканических центров тесно слиты между собой. Это позволяет сделать вывод о том, что все эти вулканы имеют один общий глубинный (подкорový) магматический очаг. Особенности геологического строения вулкана Ветрового, состав его лав и распределение в них малых элементов позволяют предположить, что магматические расплавы, изливавшиеся этим вулканом, при подъеме с больших

глубин почти не загрязнились посторонним материалом. Именно поэтому лавы вулкана Ветрового более, чем лавы каких-либо других вулканов, отражают состав родоначальной магмы глубинного очага.

Петрографический состав лав вулканов Эбеко и Богдановича указывает на то, что питавшие их глубинные магматические расплавы перед излиянием на поверхность были контаминированы сиалическим материалом. Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что эти вулканы имели самостоятельные периферические камеры, располагавшиеся в верхних частях земной коры. Индивидуальность каждой из камер обусловила отмеченные выше особенности распределения малых элементов в лавах обоих вулканов. Обогащение лав вулкана Богдановича рядом элементов (особенно, цирконием), концентрирующихся в кислых породах, дает основание считать, что периферическая камера этого вулкана располагалась в непосредственной близости к цирконсодержащим кислым породам. Выходы последних, в частности, гранодиоритов, известны во многих местах о. Парамушир, в том числе, в южной части хребта Вернадского.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А. Геохимия бериллия. Геохимия, № 5, 1956.
2. Борисенко Л. Ф. О распределении скандия в изверженных породах на примере некоторых массивов Советского Союза. Геохимия, № 7, 1959.
3. Борисенко Л. Ф., Щербина В. В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных породах и слагающих их минералах. Сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Изд. АН СССР, 1959.
4. Борисенко Л. А., Сауков А. А. Геохимический цикл галлия. Сб. «Геохимические циклы». Госгеолтехиздат, 1960.
5. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
6. Дегенхардт Х. О геохимическом распространении циркония в литосфере. Сб. «Геохимия редких элементов», ИЛ, 1959.
7. Дудыкина А. С. К геохимии скандия. Труды ин-та геологии руд, петрогр. минерал. и геохимии АН СССР, вып. 46, 1961.
8. Меньяйлов А. А., Данилова В. В. и Индиченко Л. Н. Хром и фтор в вулканических продуктах. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, т. 76, № 2, 1947.
9. Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. Изд. АН СССР, 1958.
10. Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Редкие земли в горных породах. Сб. «Геохимические циклы», Госгеолтехиздат, 1960.
11. Турекьян К. К. и Калп Дж. Геохимия стронция. Сб. «Геохимия редких элементов». ИЛ, 1959.
12. Юнг Р. С. Геохимия кобальта. Сб. «Геохимия редких элементов», ИЛ, 1959.
13. Burton J. D., Culkin F., Riley J. P. The abundances of gallium and germanium in terrestrial materials. *Geochim. et cosmochim. acta*, t. 16, No 1—3, 1959.
14. Chao E. and Fleisher M. Abundance of zirconium in igneous rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, T. 70, No 12, 1959.
15. Hamaguchi H., Kuroda R., Hegushi R. Quantitative spectrochemical analysis of minor elements in silicates with double internal standards. *Bull. Chem. Soc. Jap.*, t. 33, No 7, 1960.
16. Hayashi H. Geochemistry Ni and Co in Igneous Rocks of Japan I. Ni and Co in Volcanic Rocks. *Repts. Govt. Industr. Inst. Nagoya*, t. 7, No 12, 1958.
17. Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. volcanol.*, ser. II, t. XX, 1959.
18. Sandell E. Berilium content of igneous rocks. *Geochim. et cosmochim. acta*, t. 2, No 4, 1952.
19. Turekian K. and Carr M. The geochemistries of chromium, cobalt and nickel. *Rep. Twenty — First Session Norden*, pt. I, geoch. cycles, Copenhagen, 1960.

В. Ф. ЕРОХОВ, В. Н. ШИЛОВ

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт

ПЕТРОХИМИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЮЖНОГО САХАЛИНА

На Южном Сахалине установлено проявление в течение кайнозойской эры трех фаз вулканической деятельности (Шилов, 1957). Кроме того, имело место внедрение щелочной магмы (рис. 1).

Начало вулканической деятельности первой фазы относится к раннему миоцену. Продукты этой фазы вулканической деятельности распространены только в западной части острова, где они в виде переотложенного вулканогенного материала слагают значительную часть свит аракайской и хойнджо. Они представлены преимущественно пироксеновыми андезитами и дацитами и, реже, спилитовыми порфиритами. Порфириновые выделения в наиболее распространенных породах — пироксеновых андезитах — образованы плагиоклазом (основной лабрадор) и, в меньшей степени, авгитом и диопсидом. В основной массе присутствуют плагиоклаз, клинопироксен, магнетит и девитрифицированное вулканическое стекло. Структура основной массы гиалопилитовая, реже, пилотакситовая.

Проявления второй фазы вулканической деятельности имели место в среднем миоцене. Продукты деятельности этой фазы широко распространены в западной (Чеховский и Красногорский районы) и восточной (Макаровский район) частях Южного Сахалина. Они присутствуют, отчасти, в отложениях невельской свиты и полностью слагают чеховскую свиту. Продукты деятельности этой фазы входят в состав отмеченных свит, в основном, в виде переотложенного вулканогенного материала. Кроме того, они слагают ряд магматических образований типа даек и интрузивных залежей. Породы этой фазы представлены преимущественно оливиновыми и безоливиновыми базальтами и андезито-базальтами, и, реже, их кислыми дифференциатами (Ерохов, 1961). Порфириновые выделения базальтов западной части сложены плагиоклазом (битовнит, реже, анортит), авгитом и иногда диопсидом, а также оливином (псевдоморфозы). Кроме того, в андезито-базальтах восточной части встречается ортопироксен. Структура основной массы интерсертальная, долеритовая, гиалопилитовая. Состав основной массы: плагиоклаз (кислый лабрадор), клинопироксен, магнетит и девитрифицированное вулканическое стекло.

Начало вулканической деятельности третьей фазы относится к позднему миоцену, основные же проявления ее происходили в плиоцене. Продукты этой фазы приурочены к самым верхним частям разреза неогеновых отложений и распространены, главным образом, на террито-

рии Ламанонского массива, где они образуют потоки, подушечные лавы (Шилов, 1958), интрузивные залежи, дайки и, в меньшей степени экструзивные куполы, а также прослои туфов и туффитов. Породы представлены оливиновыми базальтами, долеритами, андезитами и дацитами. Порфировые выделения в них сложены плагиоклазом (кислый и средний битовнит), авгитом, оливином (хризолит), ортопироксеном и в более кислых членах ряда — роговой обманкой. Основная масса — интерсерральная, офитовая и гиалопилитовая — состоит из плагиоклаза, орто- и клинопироксена, магнетита и вулканического стекла.

С проявлениями третьей фазы вулканической деятельности связано, по-видимому, накопление плиоценовой (?) толщи вулканогенных, преимущественно перетолженных, образований, развитой в центральной части полуострова Терпения. Продукты этой вулканогенной толщи представлены последовательным рядом пород от базальтов до дацитов, аналогичных по петрографическому составу породам Ламанонского массива. Основным отличием пород полуострова Терпения от пород Ламанонского массива является то, что в них первичные вулканические образования играют явно подчиненную роль.

По-видимому, в конце миоцена на отдельных участках западной (Лесогорский район) и восточной (район 50-й параллели) частей Южного Сахалина имели место проявления щелочного вулканизма, причем, в Лесогорском районе — исключительно в интрузивной форме. Щелочные породы образуют здесь интрузивные залежи, небольшие лакколиты и дайки, сложенные преимущественно субщелочными долеритами, в центральных частях относительно крупных тел которых обнаруживаются постепенные переходы в монцититы и даже в сиениты. Последние нередко образуют шпирь и прожилки, не выходящие за пределы интрузивных тел. Основные члены этого ряда — долериты — сложены плагиоклазом (кислый андезин), анортоклазом, диопсидовым титан-авгитом, титанистым биотитом, магнетитом, ильменитом, анальцитом и неболь-

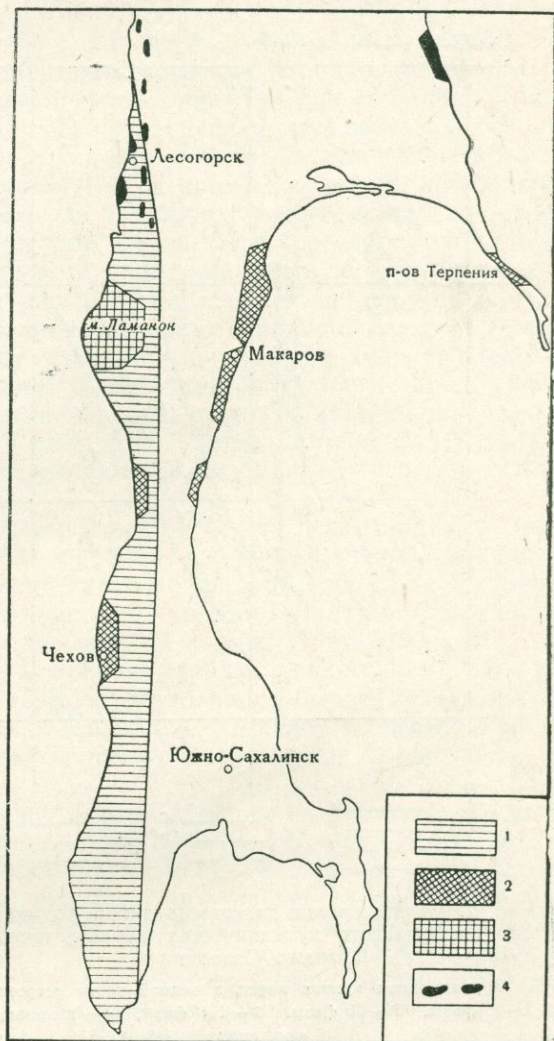


Рис. 1. Схематическая карта распространения кайнозойских вулканических горных пород в пределах Южного Сахалина

1 — I фазы, 2 — II фазы, 3 — III фазы, 4 — щелочной формации

шим количеством баркевикита, сфена и апатита. Монцитоны и сиениты слагаются плагиоклазом (олигоклаз), микропертитом, эгирином, эгиринавтитом, керсутитом, титанистым биотитом, анальцимом и небольшим количеством магнетита и ильменита. Из аксессуарных минералов в последних присутствуют апатит, сфен, циркон.

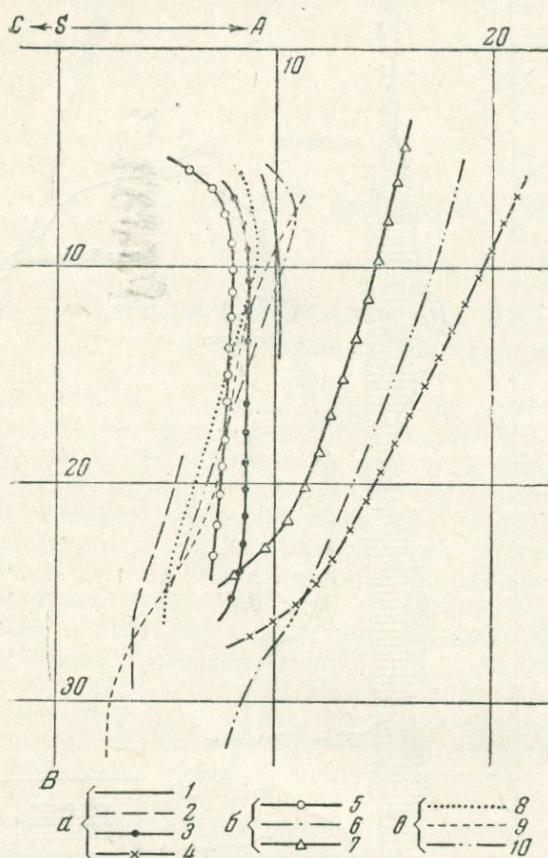


Рис. 2. Вариационная диаграмма типов ассоциаций кайнозойских вулканических горных пород Южного Сахалина

- а) вариационная кривая пород западной части острова: 1 — I фазы, 2 — II фазы, 3 — III фазы, 4 — щелочной формации
 б) вариационные кривые пород восточной части острова: 5 — II фазы, 6 — III фазы, 7 — щелочной формации
 в) вариационные линии пород: 8 — японских вулканов, 9 — Пеле, 10 — Этны

кайнозойских вулканических пород Южного Сахалина, а также позволяет сравнить и определить их место в ряду естественных ассоциаций вулканических пород других областей (рис. 2).

Для получения представления о химизме пород первой фазы вулканической деятельности были сделаны химические анализы 14 образцов. На проекции ASB диаграммы начальные точки векторов располагаются в верхней левой части в виде узкой полосы. Правее, за пределами этой полосы, находятся лишь векторы составов спилитовых порфиритов и нескольких гипабиссальных пород, обязанных своим происхождением также вулканическим процессам этой фазы. Вариационная линия роя векторов андезитов и дацитов отличается небольшой

В восточной части Южного Сахалина проявления щелочного вулканизма носили иной характер. Вулканическая деятельность происходила здесь, в основном, в эффузивной форме. В результате этого образовалась мощная вулканогенная толща, заключающая в себе серию магматических образований типа даек, секущих жил и, в меньшей степени, пластовых интрузий и лакколитообразных тел. Продукты деятельности представлены преимущественно трахиандезитами, трахидацитами и, реже, трахилипаритами. Порфиоровые выделения в этих породах сложены плагиоклазом (средний и основной андезин), авгитом, роговой обманкой и биотитом. В самых кислых членах этого ряда появляется кварц и вместо плагиоклаза — K-Na полевого шпата. Микроструктура рассматриваемых пород является трахитовой в самых кислых дифференциатах и переходит в пилотакситовую, участками, в более основных разновидностях этого ряда, даже в микроделитовую.

Диаграмма, построенная по методу А. Н. Заварицкого, иллюстрирует особенности химических составов

длиной, так как анализы пород из продуктов первой фазы отсутствуют. В средней части вариационная линия изгибается влево, что свидетельствует об уменьшении щелочности пород по мере возрастания степени их кислотности.

Представление о химическом составе пород второй фазы вулканической деятельности дают анализы 47 образцов. На проекции *ASB* рои векторов химических составов пород этой фазы располагаются в виде двух узких полос, отвечающих соответственно породам западной и восточной частей рассматриваемой территории. Так как вулканические породы второй фазы западной части острова представлены только основными разностями, вариационная линия химических составов этого роа находится в нижней части проекции *ASB* и, кроме того, имеет наибольшую длину. Продолжением полосы роа векторов средних и кислых дифференциатов является рои векторов химических составов пород второй фазы вулканической деятельности восточной части Южного Сахалина. Из-за большей щелочности рассматриваемых пород, соответствующая им вариационная кривая смещена в правую часть диаграммы. В верхней части диаграммы эта вариационная кривая поворачивает влево, что опять-таки является следствием уменьшения щелочности пород с увеличением степени их кислотности. По отношению к вариационной линии пород первой фазы вариационная линия пород второй фазы располагается ближе к оси *SB*, отражая тем самым большую известковистость последних.

Для рассмотрения химизма пород третьей фазы вулканизма произведен химический анализ 36 образцов различных пород. Вследствие разнообразия петрографических типов пород этой фазы, рои векторов и вариационные линии их отличаются значительной протяженностью. Ближе всего к оси *SB* подходят нижние концы рассматриваемых вариационных линий. По мере продвижения вверх, появляется тенденция удаления от оси *SB*. Эта тенденция особенно часто бывает выражена для пород восточной части Южного Сахалина. Однако, в самых крайних верхних частях вариационные кривые обнаруживают характерный поворот к оси *SB*.

Рассматривая отдельные векторы на диаграмме, отметим, что длина и направление их не остаются постоянными и обнаруживают закономерные изменения, соответствующие изменению расположения их начальных точек на диаграмме. Векторы нижних частей роев каждой из фаз характеризуются в совокупности значительной длиной и максимальным поворотом вправо от оси *SB* на проекции *ASB*. Фемическая составная часть базальтов, помимо своей отчетливо выраженной магнезиальности, отличается наибольшей для рассматриваемой серии пород известковистостью. Очень большая длина и почти вертикальное направление векторов в средней части роа указывают на то, что состав той же фемической части в андезитах заметно изменился: темные силикаты приобрели в них существенно магнезиальный характер. Минералогически эти изменения выразились в смене клинопироксена базальтов и андезито-базальтов ромбическим пироксеном энстатитового ряда в андезитах. Наконец, в верхней части роа векторы, как правило, имеют небольшую длину и отчетливый поворот влево. Все это указывает на то, что в наиболее кислых дифференциатах наблюдается частое пересыщение глиноземом и характерен существенно железистый состав темных силикатов.

Несколько иначе на диаграмме (проекция *ASB*) ведут себя векторы составов спилитовых порфиритов и некоторых гипабиссальных пород. Наклон векторов спилитовых порфиритов влево указывает на пересыщение их глиноземом, а небольшая длина — на существенно железистый характер фемических минералов. Векторы гипабиссальных пород

обычно круто наклонены вправо, что свидетельствует о слабой известковитости магнезиально-железистых силикатов, причем в одних породах они характеризуются существенно магнезиальным, а в других — существенно железистым составом.

В левой части диаграммы, т. е. на проекции *CSB*, векторы пород всех трех фаз вулканической деятельности имеют сравнительно крутой наклон к оси *SB*, не меняющий своей величины в связи с различным положением векторов на диаграмме. Это позволяет заключить, что во всех породах наблюдается резкое преобладание Na_2O над K_2O и что соотношение между ними не зависит от изменения степени кислотности пород.

Сравнивая при помощи диаграммы (см. рис. 2) породы первой, второй и третьей фаз вулканической деятельности с современными вулканическими ассоциациями горных пород, находим, что по своему химизму они вполне соответствуют крайнему известково-щелочному типу Тихоокеанской области земного шара — типу Пеле. Как известно, к наиболее крайнему типу Пеле относятся новейшие породы Японии. Породы Южного Сахалина в химическом отношении весьма близки к последним. Совокупность векторов химических составов пород Южного Сахалина образует как бы единый рой, вариационная линия которого в общих чертах совпадает с вариационной линией новейших лав японских вулканов.

Вулканические породы Японии, значение известково-щелочного индекса которых, равно 65,5 (Tsuboi, 1933), считаются самыми известковыми в мире. На вариационных диаграммах сахалинских пород кривые извести и суммы щелочей не пересекаются даже при содержании в породе кремнекислоты более 67%. Последнее обстоятельство объясняется не только значительной известковистостью этих пород, но и тем, что в кислых представителях их отчетливо выражена аккумуляция интрателлурических кристаллов основного плагиоклаза.

От рассмотренных выше пород резко отличны по химизму породы Южного Сахалина, принадлежащие к щелочной серии. Для выяснения их химизма было проанализировано 45 образцов. На вариационной диаграмме рои векторов, отвечающие химическим составам пород щелочной серии, образуют на проекции *ASB* две хорошо выраженные полосы, протягивающиеся в диагональном направлении от нижнего левого угла к верхнему правому. Вариационные линии, соединяющие начальные точки отдельных векторов, имеют вид слабо выпуклых кривых. Наклонное положение вариационных линий отчетливо указывает на то, что с повышением кислотности пород наблюдается увеличение щелочности, иногда значительное вплоть до появления составов (для западной части), пересыщенных щелочами. Длина и направление векторов рассматриваемых пород не остаются одинаковыми в различных частях роев. В нижней части последних они наиболее длинные и образуют относительно большой угол с осью *SB*. В средней части роев длина векторов почти не сокращается, но наклон их к оси *SB* становится более пологим. В верхней части роев длина векторов значительно уменьшается, а наклон их становится совсем иным. Наконец, в самой верхней части роев длина векторов совсем сокращается и наблюдается отчетливый поворот их влево. Таким образом, по мере движения от основных дифференциатов к кислым в составе фемической части уменьшается количество магнезии и постепенно увеличивается количество железа и извести. И, наконец, для самых кислых членов этого ряда характерна пересыщенность их глиноземом и существенно железистый состав фемической части.

Для левой части диаграммы (проекция *CSB*) общей закономерностью рассматриваемых пород является преобладание Na_2O над K_2O ,

причем эта разница уменьшается с увеличением степени кислотности и общей щелочности пород. Последнее на диаграмме отражается выполаживанием векторов по отношению к оси *SC*. Минералогически это отмечается появлением *K-Na* полевого шпата в салической части самых кислых членов рассматриваемых пород.

В химическом отношении между породами щелочной серии западной и восточной частей Южного Сахалина отмечаются некоторые различия. На проекции *ASB* вариационные кривые пород отмеченных районов из-за своей различной щелочности располагаются на неодинаковом расстоянии относительно оси *SB*. Значение известково-щелочного индекса для этих пород также не остается одинаковым. Если для пород западной части оно равно 52,5, то для пород восточной части уже возрастает до 55,5. Тем не менее породы щелочной серии восточной части Южного Сахалина попадают согласно М. А. Пикоку (Peacock, 1931) в класс щелочно-известковых пород. Вариационная линия тех же самых пород на диаграмме А. Н. Заварицкого располагается несколько левее вариационной линии лав Этны. Как известно, вариационной линией Этны ограничиваются слева все ассоциации пород известково-щелочной серии, а справа — щелочной серии (Заварицкий, 1950). Таким образом, породы восточной части Южного Сахалина попадают в группу известково-щелочных ассоциаций, близких к щелочным. Исходя из низкого (55,5) значения известково-щелочного индекса М. А. Пикока, особенностей минералогического состава и высокого (2,7—3,6) значения сериального индекса А. Ритманна (1959), эти породы могут рассматриваться как субщелочные.

Закономерности изменения химизма вулканических пород Южного Сахалина отчетливо выступают на треугольных вариационных диаграммах, построенных для магнезии, окислов железа и щелочей. Заметный разброс точек на диаграммах обусловлен в значительной степени, по-видимому, использованием анализов порфировых пород. На диаграммах для известково-щелочных пород (рис. 3, 4) показаны поля, в которых располагаются непорфировые породы пижонитовой и гиперстеновой серий Изу-Хаконе по Х. Куно (Kuno, 1953), а также положение пород Скаергаардской интрузии по Л. Р. Вагеру и В. А. Диру (Wager and Deer, 1939) и средних составов базальта, андезита, дацита и риолита по Р. О. Дэли (1936). На диаграмме для щелочных и субщелочных пород (рис. 5) также нанесено положение пород Скаергаардской интрузии и выделено поле щелочных пород островов Малл и Арднамёрхан по Х. Х. Томасу и Е. Б. Бейли (Thomas and Bailey, 1924).

Породы первой и второй фаз вулканической деятельности западной части Южного Сахалина (см. рис. 3) на диаграмме обнаруживают явную приуроченность к полю пижонитовых серий района Изу-Хаконэ, тогда как породы второй фазы восточной части изученной территории тяготеют к полю гиперстеновых серий и даже несколько выходят из его пределов, располагаясь ближе к магнезиальному углу диаграммы. К полю гиперстеновых серий тяготеют и породы третьей фазы вулканической деятельности (см. рис. 4). Однако, если породы третьей фазы восточной части Южного Сахалина практически не выходят за пределы этого поля, то породы западной части иногда располагаются за его пределами. Последнее, по-видимому, связано как с пространственной близостью района распространения пород третьей фазы с толеитовыми породами западной части изученной территории, так и с тем, что учтены породы, в образовании которых известную роль играли процессы аккумуляции интрателлурических вкрапленников. Наконец, породы щелочного и субщелочного состава (см. рис. 5) практически не выходят за пределы поля щелочных пород островов Малл и Арднамёрхан.

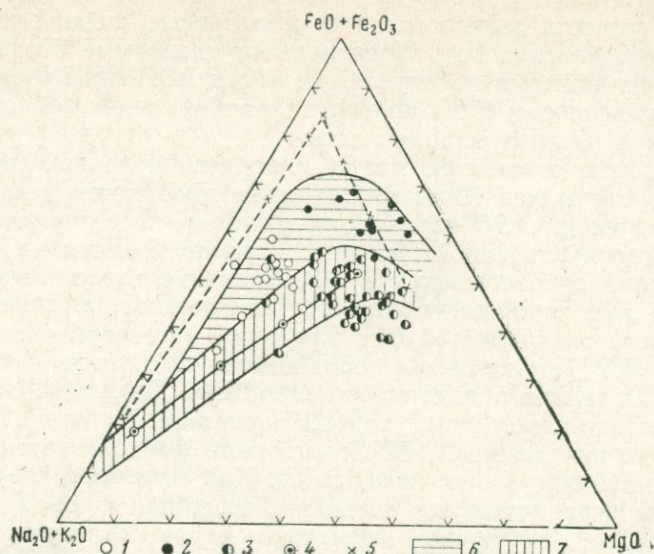


Рис. 3. Вариационная диаграмма для $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ кайнозойских горных пород первой формации Южного Сахалина

1 — I фаза западной части острова, 2 — II фаза западной части острова, 3 — II фаза восточной части острова, 4 — средние базальт, андезит, дацит, риолит (по Р. Дэли), 5 — породы Скаергаардской интрузии (по Вагеру и Диру), 6 — поле афировых пород пижонитовой серии вулканов Изу и Хаконэ (по Х. Куно), 7 — поле афировых пород гиперстеновой серии вулканов Изу и Хаконэ (по Х. Куно)

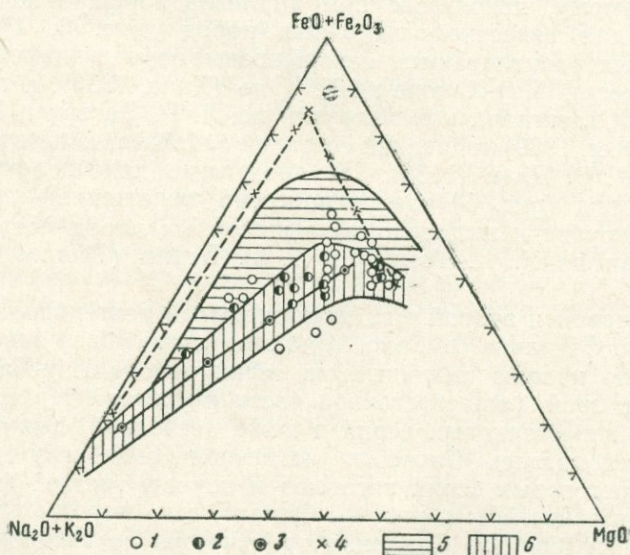


Рис. 4. Вариационная диаграмма для $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ кайнозойских горных пород III фазы вулканизма Южного Сахалина

1 — западная часть острова, 2 — восточная часть острова, 3 — средние базальт, андезит, дацит, риолит (по Р. Дэли), 4 — породы Скаергаардской интрузии (по Вагеру и Диру), 5 — поле афировых пород пижонитовой серии вулканов Изу и Хаконэ (по Х. Куно), 6 — поле афировых пород гиперстеновой серии вулканов Изу и Хаконэ (по Х. Куно)

Из рассмотрения треугольных диаграмм видно, что породы первой и второй фаз западной части Южного Сахалина, как и пиконитовые породы Изу-Хаконэ, имеют известное сходство в направлении дифференциации с породами Скаергаардской интрузии. Однако, если в скаергаардской магме обогащение железом было почти постоянным в течение всей кристаллизации, кроме самой последней ее стадии, когда отвердело 95% исходной магмы, то в рассматриваемых породах абсолютное обогащение железом происходило в ранней стадии дифференциации. В средней стадии обогащение железом резко прекращалось и начиналось отчетливое обогащение щелочами, продолжавшееся до самой поздней стадии дифференциации.

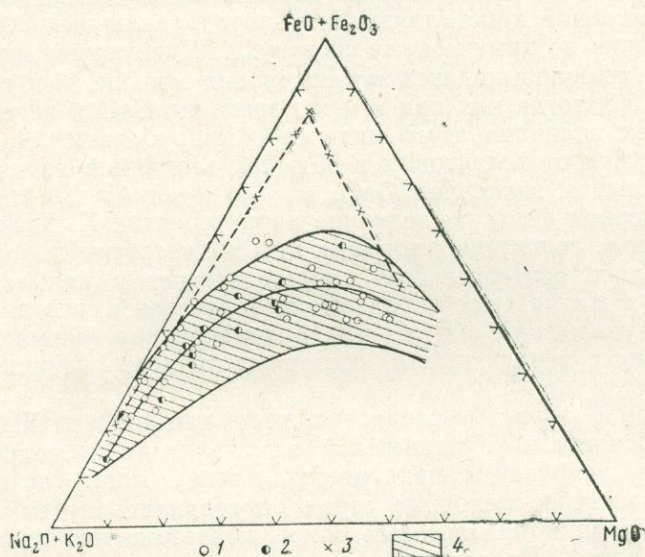


Рис. 5. Вариационная диаграмма для $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ кайнозойских горных пород щелочной формации Южного Сахалина

1 — западная часть острова, 2 — восточная часть острова, 3 — породы Скаергаардской интрузии (по Вагеру и Диру), 4 — поле щелочных пород островов Малл и Арднамёрхан (по Томасу и Бейли)

Породы третьей фазы всей изученной территории, а также породы второй фазы ее восточной части, имеют направление дифференциации, близкое на средней и поздней стадиях к таковому для средних пород Р. О. Дэли. Лишь на ранней стадии кристаллизации в наших породах происходит некоторое обогащение железом, далее оно сменяется постоянным и равномерным обогащением щелочами. Близкое к прямолинейному направлению дифференциации пород гиперстеновой серии объясняется Х. Куно (Kuno, 1959) процессами смешения первичной магмы и гранитного материала, имеющих составы, располагающиеся на диаграмме на концах зоны вариации.

В щелочных и субщелочных породах в течение всех стадий дифференциации происходит постоянное обогащение щелочами, обогащение железом практически отсутствует даже в самой ранней стадии дифференциации.

Считается, что на вариационных диаграммах плавные кривые, соединяющие составы пород определенных серий, выражают ход эволюции магматических расплавов и что состав родоначальной магмы отве-

чает начальным точкам этих кривых. Ограниченное количество анализов и значительный разброс отдельных точек не всегда позволяют нам провести плавные кривые, отражающие ход дифференциации для пород различного возраста. Однако можно сделать вывод, что составы пород, располагающихся ближе всего к магнезиальному углу треугольной диаграммы, больше всего соответствуют составу родоначальной магмы.

При построении вариационных диаграмм Х. Куно (Куно, 1959) предлагает по оси абсцисс вместо содержания кремнекислоты откладывать значения индекса затвердевания, представляющего собой отношение магнезии к сумме окислов железа, щелочей и магнезии (в процентах). Этот индекс позволяет сравнивать между собой одинаковые стадии фракционной кристаллизации у пород различных серий и различать эти серии по химическому составу. Х. Куно нашел, что в толеитовых сериях величина индекса затвердевания меньше 13 и содержание СаО меньше 5,8, тогда как при том же значении СаО в известково-щелочных сериях величина этого индекса обычно больше 14, щелочные серии отличаются от толеитовых и большей величиной индекса затвердевания и большим значением СаО.

Породы первой фазы по величине характеристик Х. Куно уверенно попадают в поле толеитовых пород, к ним же тяготеют породы третьей фазы. Последнее обстоятельство свидетельствует в пользу того, что родоначальная магма этих пород имела толеитовый состав. Аналогичные данные указывают на то, что родоначальная магма щелочных и субщелочных пород имела состав щелочного оливинового базальта.

Толеитовые и щелочные серии являются, как показал Х. Куно (Куно, 1959), продуктами фракционной кристаллизации родоначальных толеитовой и щелочной оливиново-базальтовой магм соответственно, тогда как известково-щелочные серии образовались путем фракционной кристаллизации базальтовых магм, контаминированных силикатным материалом. Предполагается, что родоначальная толеитовая магма произошла путем частичного плавления перидотитового слоя на глубинах менее 200 км, тогда как родоначальная щелочная оливиново-базальтовая магма — путем частичного плавления перидотитового слоя на глубинах более 200 км. Это хорошо соответствует тому факту, что граница между толеитовыми и щелочными провинциями практически совпадает с линией, отделяющей области землетрясений с глубиной очагов менее 200 км от области землетрясений с более глубокими очагами.

Границы третичных петрографических провинций Японии практически совпадают с границами современных петрографических провинций. В работе Х. Куно вся территория Южного Сахалина отнесена к провинции щелочных пород. Однако, с этим нельзя согласиться, так как на той же территории гораздо большим распространением пользуются породы известково-щелочной и толеитовой серий (продукты деятельности первой, второй и третьей фаз вулканизма).

Расположение петрографических провинций в Японии тесно связано со структурой земной коры (Куно, 1952). Породы пижонитовой серии встречаются здесь в районах, где гранитный слой полностью отсутствует или является маломощным, тогда как породы гиперстеновой серии характерны для районов с мощной гранитной корой. Породы гиперстеновой серии являются типичными известково-щелочными породами, возникшими из различных материнских магм путем ассимиляции ими гранитного материала. Геофизические данные о строении земной коры в районе Сахалина и северной части Японского моря очень схематичны. Тем не менее, многими исследователями (Хесс, 1952; Кропоткин, 1954;

Фотиади, 1961) признаётся, что в районе Японского моря земная кора имеет океаническое или, по крайней мере, промежуточное от океанического к континентальному строение, тогда как на Сахалине и непосредственно к востоку от него она имеет континентальное строение.

Пространственное распространение пород пижонитовой и гиперстеновой серий на Южном Сахалине, по-видимому, связано с глубинным строением земной коры в данном районе. Породы пижонитовой серии приурочены к юго-западной части Южного Сахалина. К ним относятся породы второй фазы в Чеховском и Красногорском районах и все породы первой фазы, возможно, кроме самых северных, спилитоподобный характер которых препятствует выяснению первичных особенностей их минералогического и химического состава. В более ранней работе одним из авторов (Шилов, 1957) было показано, что вулканические центры, в результате деятельности которых возникли упомянутые выше породы, располагались к западу от современной береговой линии острова, т. е. непосредственно в районе прибрежной части Японского моря.

Таким образом, породы пижонитовой серии пространственно тяготеют к участкам земной коры, имеющим океаническое или промежуточное строение.

Породы гиперстеновой серии располагаются в восточной части Южного Сахалина. Они встречаются в районах острова, удаленных от Японского моря и обладающих континентальным типом строения земной коры. В западной части изученной территории породы гиперстеновой серии известны лишь в пределах так называемого Ламанонского массива, но и там, где Сахалин отделен от материковой части Азии узким Татарским проливом, земная кора, по-видимому, имеет континентальное строение.

Щелочные и субщелочные породы встречаются как в западной, так и в восточной частях Южного Сахалина. Как и породы гиперстеновой серии, они приурочены к участкам земной коры, обладающим континентальным строением. Если признать, вслед за Т. Бартом (1956), что величина известково-щелочного индекса может служить мерой загрязнения магмы силикатическим материалом, то следует сделать вывод о том, что породы щелочной формации восточной части Южного Сахалина являются значительно контаминированными, приближающимися по своему составу к обычным известково-щелочным породам. Таким образом, по мере удаления от Японского моря, т. е. при движении в сторону участков с последовательно возрастающей мощностью земной коры континентального типа, серии пород, возникшие из родоначальной толеитовой и щелочной оливин-базальтовой магм, становятся более известковыми.

Итак, все многообразие кайнозойских вулканических пород Южного Сахалина, как и смежной с ним территории Японских островов, связано с двумя родоначальными магмами: толеитовой и щелочной оливиново-базальтовой. Толеитовая магма дала начало породам пижонитовой и гиперстеновой (известково-щелочной) серий. Первые возникли путем простой фракционной кристаллизации, а вторые — в результате контаминации той же магмы силикатическим материалом. Аналогичным образом родоначальная щелочная оливин-базальтовая магма привела к образованию пород щелочной серии в западной части Южного Сахалина и субщелочной, близкой к известково-щелочной, — в его восточной части.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Дели Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Геол.-разв. и геодез. лит., ОНТИ, 1936.
- Ерохов В. Ф. Новые данные о составе продуктов среднемиоценового вулканизма в Макаровском районе (о. Сахалин). ДАН СССР, т. 137, № 3, 1961.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, второе изд., 1950.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока СССР. Сб.: «Вопр. геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Попкова М. И. и др. Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, Изд. ДВГУ и ДВ отд. Всес. геогр. об-ва, 1961.
- Риттманн А. Определение сериального индекса вулканических горных пород. Сб. докл. на XI Ген. Ассамблее МГГС. Изд-во АН СССР, 1959.
- Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований. Изд. СО АН СССР, геология и геофизика, № 10, 1961.
- Хесс Г. Основные структурные черты северо-западной части Тихого океана. Сб. «Островные дуги». ИЛ, 1952.
- Шилов В. Н. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина. ДАН СССР, т. 112, № 4, 1957.
- Шилов В. Н. Кайнозойский вулканизм Южного Сахалина. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. 32, вып. 6, 1957.
- Шилов В. Н. К вопросу об условиях образования пород спилито-кератофировой формации.— ДАН СССР, т. 122, № 5, 1958.
- Купо Н. Cenozoic volcanic activity in Japan and surrounding areas. Tr. New York Acad. Sci., No 14, 1952.
- Купо Н. Formation of calderas magmatic evolution. Tr. Am. Geoph. Union, v. 34, N 2, 1953.
- Купо Н. Origin of Cenozoic Petrographic Provinces of Japan and Surrounding Areas. Bull. volcanologique, serie II, t. XX, Napoli, 1959.
- Peacock M. A. Classification of Igneous Rock Series. Jour. Geol. of Am., v. 68, 1931.
- Thomas H. H. and Bailey E. B. Tertiary and post-tertiary geology of Mull, Loch Aline, and Oban. Geol. Surv. Scotland Mem., 1924.
- Tsuboi S. Some Remarks on the Petrology of the Common Volcanic Rocks of Japan. Pros. rifth Pacific Sci. Congress, Canada, 1933.
- Wager L. R. and Deer W. A. Geological investigations in east Greenland, part 3. Petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdiugssuaq, east Greenland, Med. om Gronland, v. 105, No 4, 1939.

И. М. СПЕРАНСКАЯ

Северо-Восточное геологическое управление

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕЛОВЫХ ЛАВ В РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЙОНАХ ОХОТСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

ВВЕДЕНИЕ

Охотский вулканический пояс образует огромную дугу, охватывающую северное побережье Охотского моря и продолжающуюся далее к северо-востоку уже в пределах материка. В настоящей статье рассматривается петрохимия вулканических пород юго-западной части Охотского пояса, сопряженной с северным побережьем Охотского моря.

Охотский пояс является особой геологической структурой, отличительным признаком которой служит мощное развитие посторогенного наземного вулканизма в меловое и палеогеновое время (Устиев, 1959). Складчатое основание для меловых вулканических покровов составляют морские отложения пермско-юрского возраста, представленные различными фациями; в области развития наземных меловых — палеогеновых эффузивов, т. е. на территории собственно Охотского пояса, они относятся к нормальным осадочным морским фациям с редкой и незначительной примесью вулканического материала, преимущественно, пирокластического характера. В отличие от этого, на южной окраине Охотского побережья, в прибрежной зоне, синхронные морские отложения относятся в значительной степени к вулканогенным фациям. Для выявления петрохимических особенностей посторогенных вулканических серий пород нами приведены также сравнительные данные о химизме этой домеловой вулканической формации.

Для развития магматизма в Охотском поясе характерна тесная геологическая связь вулканизма с формацией гранитоидных интрузий малых глубин (Коптев-Дворников и др., 1960). С каждым этапом вулканизма сопряжены интрузии соответствующего состава. Наблюдается пространственная ассоциация интрузивных и вулканических пород одинакового возраста и состава в пределах различных районов Охотского побережья. Геологическая общность отражается в отчетливом петрохимическом сходстве вулканических и интрузивных пород; для иллюстрации этого приведены некоторые данные, характеризующие главные особенности химического состава интрузивных пород.

КРАТКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

На Охотском побережье можно выделить три крупных района с неодинаковым геологическим строением, различной ориентировкой главных структурных направлений, особыми петрохимическими типами

вулканических пород и специфическими металлогеническими особенностями.

1. Западно-Охотский район, расположенный у восточной окраины Охотского остаточного массива. Вдоль окраины древнего массива прослеживается меридиональная зона крупных глубинных разломов протяженностью в несколько сот километров; с нею связаны мощные проявления магматизма в интрузивной и эффузивной формах. По отношению к общему простиранию Охотского пояса зона занимает поперечное положение. Важной особенностью геологического строения района является относительно неглубокое залегание докембрийского кристаллического фундамента и большая роль известковистых отложений в подстилающих эффузивы осадочных толщах. Среди них в раннепалеозойских отложениях 30% мощности разреза (600 м) составляют мраморизованные известняки. Пермские, преимущественно песчано-сланцевые отложения имеют мощность всего 500 м. В верхнетриасовой толще около 80% стратиграфического разреза сложено известковистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков. Верхнеюрская, преимущественно песчаниковая толща имеет мощность 600 м (данные Ф. Ф. Вельдякова).

2. Центральнo-Охотский район. Покровы меловых и палеогеновых эффузивов слагают широкую неправильную полосу, протягивающуюся параллельно широтному простиранию Охотского пояса. Преобладающее направление разрывных тектонических структур широтное, но встречаются также крупные разрывы меридионального простирания. В последнее время выявлена существенная роль вулкано-тектонических структур — центральных поднятий и депрессий, структур рифтового типа; имеются примеры связи с первыми из них вулкано-плутонических ассоциаций. Меловые эффузивы залегают на дислоцированных морских отложениях верхнепермского — верхнеюрского возраста, представленных преимущественно глинистыми сланцами и песчаниками; общая мощность разреза морских отложений варьирует в широких пределах, но местами достигает 9000 м (по данным В. Д. Володина).

3. Омсукчано-Вилигинский район. Главным элементом этой сложной геологической структуры является зона меридиональных глубинных разломов, поперечных к простиранию Охотского пояса. В опущенном восточном крыле зоны разломов в меловое время образовался грабен — прогиб, заполненный мощной толщей (более 3000 м) континентальных угленосных отложений формации межгорных впадин. Наиболее мощные проявления мелового вулканизма связаны с зоной разломов; эффузивы здесь образуют относительно узкое (20—30 км) линейно вытянутое поле протяженностью более 200 км. В отличие от этого главная часть гранитоидных интрузий локализуется в пределах межгорной впадины или у ее окраин. Континентальные осадочные и вулканические породы залегают на дислоцированных морских отложениях верхнепермского — среднеюрского возраста общей мощностью более 6000 м. Таким образом, в этом районе наблюдается особенно большая мощность морских и континентальных осадочных формаций (более 10 000 м), образование которых предшествовало развитию магматических процессов. Литологически осадочные породы представлены преимущественно песчаниками и сланцами.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В юго-западной части Охотского пояса меловые и палеогеновые вулканогенные образования составляют следующие три вулканические формации.

1. Раннемеловая* андезитовая формация (возраст вулканогенной толщи — апт-туронский) характеризуется разнообразным петрографическим составом пород: преобладают палеотипные андезиты, значительную роль играют дациты, реже встречаются липариты и андезито-базальты; обильны туфы андезита, нередко можно встретить спекшиеся туфы дацита и липарита; обычны внутрiformационные пачки осадочно-туфогенных пород. Лавы и пирокласты различного состава, перемежаясь между собой, определяют значительную стратифицированность вулканогенной толщи. В изменении состава лав во времени не удается установить какую-либо определенную закономерность. Общая мощность толщи до 1000—2000 м.

2. Позднемеловая липаритовая формация (возраст — сенон-датский) отличается иным комплексом геолого-петрографических признаков. Наиболее типичны вулканические породы кислого состава, образующие однородную мощную толщу (до 600—800 м), состоящую из серии отдельных покровов. С начальными этапами извержений этого цикла связаны эффузии лав среднего состава, которые залегают в основании разреза толщи. Отчетливо выражена общая эволюция расплавов во времени от средних (и основных) в начале цикла к кислым в конце его. Все типичные породы характеризуются кайнотипным обликом; нередко можно встретить свежие вулканические стекла. Определяющие горные породы кислого состава: липариты, игнибриты, перлиты, реже кристаллокластические туфы липарита; породы андезитового ряда: гиперстеновые и двупироксеновые андезиты и андезито-базальты. Общая мощность вулканогенной толщи — 1000—1300 м.

3. Палеогеновая формация плато-базальтов (возраст — нижний палеоген). Характерен основной — базальтовый — состав продуктов извержений. Иногда в связи с базальтами встречаются липариты, в то время как породы промежуточного состава — андезиты, дациты — отсутствуют. В тех случаях, когда в базальтовой серии встречаются кислые вулканы, последовательность извержений следующая: базальты — липариты — базальты. Базальты образуют обширные плато, составленные сериями горизонтальных (или слабо наклонных) покровов. Пирокластический материал отсутствует. Общая мощность базальтовой толщи — 800—1000 м.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВЫХ ЛАВ

В ряде работ Е. К. Устиев (1958, 1959) отмечал петрографическую и петрохимическую специфичность изверженных пород Охотского пояса, позволяющую рассматривать эту тектоно-магматическую область как особую петрографическую провинцию. Путем вычисления средних для всего Охотского пояса химических составов магматических пород (с учетом объемных данных) Е. К. Устиев выявил отчетливое сходство пород интрузивных и эффузивных фаций соответствующего состава и возраста.

Проведенный нами петрохимический анализ является детализацией этих общих представлений. Сопоставление химических составов вулканических пород производилось по отдельным эффузивным полям, а затем по более крупным районам, имеющим различное геолого-тектоническое строение. В результате выявлены существенные различия в деталях химизма вулканических пород из трех районов Охотского побережья, хотя все они относятся к единой известково-щелочной

* «Раннемеловая» — условный термин, примененный нами к генетически единой группе пород Охотского побережья (преимущественно палеотипные андезиты и дациты) с общими возрастными пределами апт — турон.

Компо- ненты	Эффузивы												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	70,03	69,60	57,88	57,36	55,94	52,68	53,49	52,94	52,85	50,77	50,39	49,14	48,40
TiO ₂	0,35	0,60	1,31	1,23	0,57	1,19	1,49	1,75	1,00	1,34	0,73	1,75	1,09
Al ₂ O ₃	15,85	15,48	14,90	14,71	18,07	17,58	15,60	16,55	19,11	17,74	20,02	14,92	20,44
Fe ₂ O ₃	0,97	1,28	3,25	3,93	3,02	3,89	3,43	2,88	3,51	2,34	1,60	5,78	2,52
FeO	2,19	1,57	6,79	6,69	2,22	6,27	8,15	8,46	5,59	10,23	7,00	7,12	8,26
MnO	0,06	0,10	0,16	0,12	0,06	0,14	0,17	0,15	0,19	0,09	0,13	0,18	0,12
MgO	0,86	1,20	2,61	3,48	2,66	3,53	4,08	3,02	2,90	6,32	5,27	5,02	3,59
CaO	1,70	1,80	5,67	2,84	5,88	8,31	8,31	6,19	8,10	4,57	7,72	9,20	8,46
Na ₂ O	3,45	4,97	3,95	4,23	3,65	3,28	3,06	2,20	3,03	2,77	2,79	2,46	2,97
K ₂ O	2,44	2,63	1,35	1,05	2,20	0,95	0,81	0,66	0,95	1,59	1,54	0,54	0,87
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,32	0,39	0,31	0,20	0,24	0,40	0,29	0,14	0,12	0,39	0,24
H ₂ O ⁺	1,28	0,54	1,87	3,03	0,06	0,89	1,13	3,13	1,82	1,49	2,19	1,76	2,24
H ₂ O ⁻	0,32	0,10	0,15	0,78	5,24	0,08	0,10	0,27	0,24	0,22	0,34	0,31	0,40
CO ₂	—	—	—	—	—	0,06	0,27	1,15	—	0,02	сл.	—	0,08
Сумма	99,59	100,00	100,21	99,84	99,88	100,05	100,33	99,75	99,58	99,63	99,84	99,57	99,68
П. п. п.	1,22	0,64	1,50	3,33	—	0,40	0,84	3,77	1,88	—	2,17	1,45	1,94

Числовые характеристики

a	10,6	14,3	10,8	11,0	11,5	8,9	8,1	6,3	8,6	8,2	8,9	6,5	8,6
c	1,9	2,1	4,7	3,5	7,8	3,3	6,6	8,3	9,5	6,4	9,9	7,2	8,7
b	10,2	6,3	16,3	17,7	10,7	23,1	21,8	17,7	15,7	25,6	18,5	25,9	18,8
s	77,3	77,3	68,2	67,8	70,0	64,7	63,5	67,7	66,2	59,8	62,7	60,4	63,9
a'	58,0	27,4	—	10,9	—	—	—	17,2	—	16,0	—	—	—
f'	28,5	41,0	58,3	54,6	48,0	41,8	50,3	61,4	59,0	43,8	47,0	48,3	60,5
m'	13,5	31,6	27,7	34,5	45,8	27,1	32,7	31,4	34,0	40,2	52,2	34,3	36,6
c'	—	—	14,0	—	6,2	31,1	17,0	—	7,0	—	0,8	17,4	29,0
n	68,8	74,0	81,0	86,1	72,0	84,1	85,3	83,3	82,7	72,6	73,7	88,8	83,9

Примечания. 1 — липарито-дацит; образец 18/21, свита Харбиз (верхняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 2 — липарито-дацит; образец 72/6, асатканская свита (нижняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 3 — андезит; образец 18/80, сигланская свита (верхняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 4 — андезит; образец 18/38-г, сигланская свита (верхняя юра), лава из жерла вулкана, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 5 — андезито-базальт; образец 566, свита Харбиз (верхняя юра), коллекция А. М. Демина, 1950, аналитик не известен; 6 — андезито-базальт; образец 19/1, асатканская свита (нижняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 7 — андезито-базальт; образец 18/64, сигланская свита (верхняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 8 — андезито-базальт; образец 8/51, одянская свита (средняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 9 — андезито-базальт; образец 1153, одянская свита (средняя юра), коллекция В. Ф. Карпичева, 1959, аналитик не известен; 10 — андезито-базальт; образец 532, асатканская свита (нижняя юра), коллекция А. М. Демина, 1950, аналитик не известен; 11 — андезито-базальт; образец 18, свита Харбиз (верхняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 12 — базальт; образец 8/60, одянская свита (средняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 13 — базальт; образец 18/23, свита Харбиз (верхняя юра),

вулканическая формация

Субвулканические интрузии					Дайки								
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
47,30	45,32	70,18	68,94	67,26	59,41	51,88	51,49	50,09	49,86	49,37	46,04	45,51	37,58
1,89	0,44	0,25	0,42	0,31	0,96	0,73	0,94	0,84	0,84	0,90	1,43	0,81	0,90
16,93	25,49	15,37	16,15	16,24	17,07	19,25	21,39	21,88	18,80	18,62	18,81	20,93	17,14
4,60	1,18	1,14	1,14	1,66	2,27	0,97	3,76	4,64	4,17	2,57	2,03	6,05	2,61
9,82	5,67	1,93	1,65	2,01	3,97	5,32	4,08	3,87	4,08	6,27	6,79	4,18	5,96
0,15	0,14	0,11	0,08	0,17	0,10	0,09	0,10	0,16	0,14	0,13	0,16	0,16	0,24
4,20	5,75	0,45	1,31	1,31	3,50	3,22	3,92	3,92	5,51	7,42	6,33	6,33	5,22
7,78	12,12	2,81	2,12	2,84	5,15	5,45	8,80	9,31	6,13	2,95	8,35	5,28	13,06
2,29	1,94	4,62	3,32	3,96	3,58	4,49	2,69	2,72	3,42	4,51	2,51	4,38	2,42
1,06	0,44	1,95	2,40	2,38	1,81	0,99	1,62	0,73	0,81	0,76	0,47	0,71	1,38
0,32	0,12	0,11	0,15	0,12	0,26	0,14	0,18	0,49	0,31	0,28	0,37	0,30	0,25
2,53	0,05	0,10	0,57	0,08	1,93	3,54	0,58	1,35	3,01	4,65	4,01	3,56	3,98
0,28	1,75	0,89	0,18	1,88	0,17	0,54	0,29	0,06	0,47	0,44	0,31	0,47	0,21
1,06	—	—	1,09	—	0,11	3,65	—	0,15	2,51	0,71	2,85	1,64	9,36
100,21	100,38	99,91	99,52	100,22	100,29	100,26	99,84	100,62	100,06	99,57	100,46	100,31	100,31
2,68	—	—	—	—	1,93	7,22	0,69	1,12	5,90	1,45	6,45	5,34	12,84

по А. Н. Заварицкому

7,2	5,5	12,6	10,4	12,1	10,7	12,7	9,0	7,9	9,5	11,2	6,9	11,3	8,8
8,1	16,7	3,4	2,6	3,5	6,5	7,4	11,0	12,3	8,1	3,6	10,6	6,9	9,3
22,0	18,6	5,1	10,1	8,1	12,0	13,7	15,6	16,2	19,8	28,3	22,3	25,3	29,8
62,7	59,2	78,9	76,9	76,3	70,8	66,2	64,4	63,4	62,6	56,9	60,2	56,5	52,1
—	—	31,6	55,3	31,7	—	7,8	—	—	7,5	24,0	—	18,0	—
57,2	39,8	54,00	23,7	41,7	49,7	48,3	50,2	53,7	41,7	30,3	42,8	38,0	32,1
32,7	59,8	14,4	21,0	26,6	50,3	43,9	46,0	44,9	50,8	45,7	53,8	44,0	35,3
10,1	0,4	—	—	—	—	—	3,8	1,4	—	—	3,4	—	32,6
75,5	88,6	7,93	67,9	71,9	75,0	86,9	72,1	84,3	86,0	90,1	88,8	91,0	72,2

коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 14 — базальт; образец 18/48, сигланская свита (верхняя юра), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 15 — базальт; образец 175, сигланская свита (верхняя юра), коллекция А. М. Демина, 1950, аналитик не известен; 16 — липарито-дацит; образец 988, мел (?), коллекция А. М. Демина, 1950, аналитик не известен; 17 — дацит, образец 554, мел (?), коллекция А. М. Демина, 1950, аналитик не известен; 18 — дацит, образец 554-б, мел (?), коллекция А. М. Демина, 1950, аналитик не известен; 19 — андезит; образец 28, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 20 — андезито-базальт; образец 8/84, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 21 — андезито-базальт; образец 3, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 22 — базальт; образец 37, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 23 — базальт; образец 8/19, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 24 — базальт; образец 8/68, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 25 — базальт; образец 25/4, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 26 — базальт; образец 8/16, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 27 — базальт; образец 25/25, мел (?), коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова.

Вулканические формации Западно-Охотского района

Формация	Эффузивы												Палеогеновая формация (нижний палеоген)	
	Раннемеловая формация (нижний мел — апт-альб)					Позднемеловая формация (верхний мел — сенон-датский)								
№ образца	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
Компоненты:														
SiO ₂	66,52	65,58	63,92	50,64	49,38	78,87	75,82	75,23	74,98	67,68	56,53	48,03	70,68	68,54
TiO ₂	0,32	0,62	0,55	0,99	1,14	0,28	0,43	0,20	0,34	0,24	1,34	2,00	0,62	0,29
Al ₂ O ₃	10,49	15,18	15,28	17,50	18,10	14,06	12,09	11,74	11,30	14,74	17,26	19,97	12,17	15,27
Fe ₂ O ₃	0,33	1,48	1,53	2,19	3,84	1,04	1,86	1,20	2,67	1,02	3,07	4,66	0,58	0,81
FeO	1,15	3,63	3,30	7,63	5,58	1,94	0,34	0,37	1,98	2,19	4,01	6,08	0,20	2,27
MnO	0,19	0,11	0,20	0,14	0,21	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,10	0,10	0,04	0,05
MgO	0,62	2,13	1,82	5,44	2,43	0,07	0,12	—	—	с.л.	0,36	2,25	0,42	1,30
CaO	8,04	1,59	2,58	9,05	5,33	0,68	1,15	2,10	0,40	2,59	6,94	8,70	0,49	3,18
Na ₂ O	2,51	5,92	4,99	2,44	4,39	4,32	3,44	3,28	2,82	4,05	2,92	3,20	5,22	3,91
K ₂ O	1,54	1,29	2,36	0,33	2,43	4,86	4,03	4,05	5,07	3,76	2,11	1,54	4,28	3,08
P ₂ O ₅	0,24	0,43	0,36	0,40	1,22	0,01	—	0,02	0,01	0,06	0,56	0,36	0,01	0,11
H ₂ O ⁺	1,12	1,26	1,07	1,89	2,39	0,24	0,66	0,78	0,23	1,12	1,57	1,47	4,81	0,82
H ₂ O ⁻	0,46	0,50	0,42	0,92	0,80	0,06	0,11	0,13	0,41	0,23	0,60	0,16	0,35	0,13
CO ₂	6,16	—	1,36	0,62	2,36	0,17	—	1,23	—	с.л.	1,70	0,38	—	—
Сумма	99,69	99,72	99,74	100,18	99,59	99,63	99,76	100,35	99,90	99,78	99,64	99,87	99,87	99,76
П. п. п.	—	—	—	—	—	0,26	0,90	1,95	0,21	2,63	2,36	1,44	5,25	0,97
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														
a	8,0	14,6	14,8	6,2	14,6	15,1	14,8	12,8	12,9	14,7	10,7	10,2	16,5	13,1
c	3,4	2,0	3,1	9,4	6,2	0,8	0,3	1,2	0,5	2,6	7,4	9,8	0,8	3,7
b	9,5	9,7	7,9	22,0	15,4	2,2	3,0	2,5	4,7	4,2	12,6	18,8	1,8	5,3
s	79,1	73,7	74,2	62,4	63,8	81,9	81,9	83,5	81,9	78,5	69,3	61,2	80,9	77,9
a'	—	15,3	—	—	—	22,8	—	—	13,9	—	—	—	n' = 29,7	—
f'	17,2	47,8	58,8	44,9	63,8	68,6	61,7	50,0	86,1	73,0	54,9	57,6	0,0	55,2
m'	11,2	36,9	39,5	44,5	29,7	8,6	6,4	0,0	0,0	15,0	32,4	31,6	37,0	41,2
c'	71,6	—	1,7	10,6	6,5	—	31,9	50,0	—	12,0	12,7	10,8	33,3	3,6
p	71,4	87,3	76,5	93,0	74,0	57,0	63,2	55,0	45,4	62,0	68,1	76,9	61,7	65,6

Примечания. 28 — дацит; образец 46, нижний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1956, аналитик Плотникова; 29 — кварцевый альбитофир; образец 623-д, нижний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1956, аналитик Плотникова; 30 — дацит; образец 50, нижний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1956, аналитик Плотникова; 31 — базальт; образец 632-г, нижний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1956, аналитик Плотникова; 32 — базальт; образец 353-а, нижний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1956, аналитик Плотникова; 33 — трахилипарит; образец 965, верхний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1958, аналитик не известен; 34 — липарит; образец 42, верхний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1958, аналитик Н. И. Морозова; 35 — липарит; образец 1214, верхний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1958, аналитик П. В. Арте-

менко; 36 — липарит; образец 971, верхний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1958, аналитик не известен; 37 — дацит; образец 949, верхний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1958, аналитик Н. И. Морозова; 38 — андезит-базальт; образец 275, верхний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1958, аналитик не известен; 39 — базальт; образец 1235-а, верхний мел, коллекция И. М. Сперанской, 1958, аналитик Н. И. Морозова; 40 — комендит (мареканит); образец 968, нижний палеоген, коллекция И. К. Мухомора и А. В. Волохина, 1959, аналитик Н. И. Сергутина; 41 — дацит (мареканит); образец 969, нижний палеоген, коллекция И. К. Мухомора и А. В. Волохина, 1959, аналитик Н. И. Сергутина.

Тихоокеанской петрохимической провинции. Установлены основные черты различия в химизме вулканических формаций домелового, мелового и палеогенового возраста, связанной с различными тектоническими этапами развития области мезозойской складчатости. На ряде конкретных примеров выявлено полное тождество химических составов интрузивных пород и ассоциированных с ними эффузивов. На примере Арманской субвулканической структуры установлены особенности эволюции химического состава изверженных пород в относительно короткий промежуток времени формирования единой вулкано-плутонической ассоциации.

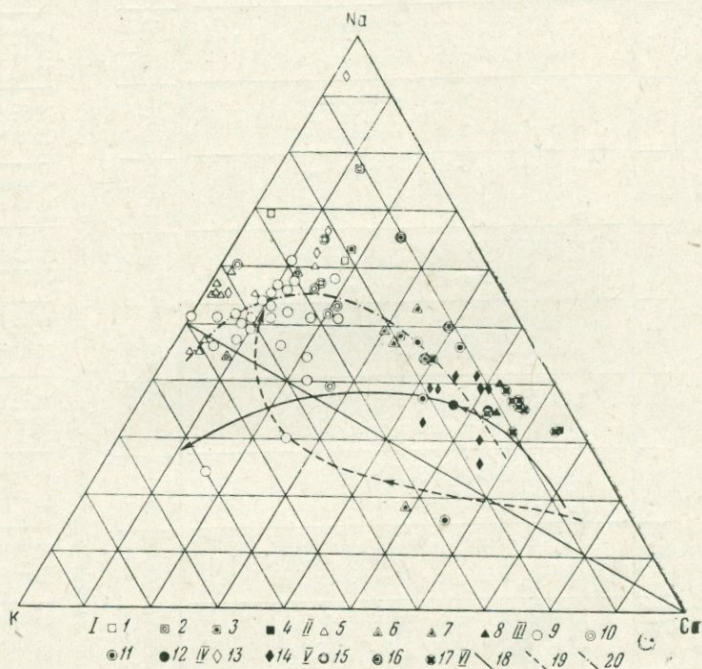


Рис. 1. Диаграмма соотношений кальция — натрия — калия в охотских лавах

I — нижний мел (ант-альб): 1 — липариты, 2 — дациты, 3 — андезиты, 4 — базальты; II — верхний мел (сеноман-турон): 5 — липариты, 6 — дациты, 7 — андезиты, 8 — базальты; III — верхний мел (сено-датский): 9 — липариты, 10 — дациты, 11 — андезиты, 12 — базальты; IV — нижний палеоген: 13 — липариты, 14 — базальты; V — домеловая вулканическая формация (верхний триас — верхняя юра): 15 — дациты, 16 — андезиты, 17 — базальты; VI — вариационные кривые: 18 — серия базальт-андезит — дацит — риолит (средние типы), 19 — серия базальт — латит — трахит-фонолит (средние типы), 20 — лавы Охотского пояса

Петрохимические сопоставления производились путем пересчетов химических анализов и составления диаграмм по методам А. Н. Заварицкого (1950) и Ж. Грина и А. Полдерварта (Green and Poldervaart, 1958). Использовано 118 химических анализов вулканических пород (из коллекций различных авторов), а также анализы интрузивных пород из массивов гранитоидов, залегающих среди изученных петрохимически эффузивов (табл. 1—4). В результате проведенного исследования установлены следующие петрохимические особенности вулканических пород.

1. Сопоставление химических составов вулканических пород Охотского побережья со средними типами континентальной серии базальт—андезит—дацит—риолит произведено путем вычисления соотношений атомных количеств кальция—натрия—калия и нанесения соответствующих точек на диаграмму (рис. 1), построенную по методу

Вулканические формации Центрально-Охотского района

Таблица 3

Формация Возраст пород	Эффузивы																			
	Раннемеловая формация						Позднемеловая формация													
	Нижний мел (апт.-альб)		Верхний мел (сеноман-турон)				Верхний мел (сенон — датский?)													
							49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	
42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	
Компоненты:																				
SiO ₂	70,69	67,3	78,51	77,10	74,05	58,34	57,81	76,92	76,35	76,20	73,71	73,58	73,35	72,74	72,58	72,54	72,24	71,0	70,96	69,05
TiO ₂	0,35	0,69	0,11	0,06	0,13	0,72	1,48	0,18	0,14	0,24	0,18	0,19	0,11	0,09	0,18	0,10	0,12	0,39	0,12	0,39
Al ₂ O ₃	16,21	17,98	11,32	12,86	14,11	16,20	18,94	13,05	12,76	13,18	13,46	13,74	12,25	12,18	12,60	14,33	11,94	15,16	11,99	14,23
Fe ₂ O ₃	0,58	0,35	0,68	1,23	0,62	2,07	1,75	0,65	0,87	0,73	0,87	1,32	0,39	0,12	1,16	0,99	2,25	1,87	1,04	1,74
FeO	1,00	1,29	0,86	0,39	1,36	4,13	6,07	—	0,60	0,40	1,41	0,97	0,00	0,44	1,13	1,31	0,12	0,70	0,24	0,50
MnO	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,06	0,10	0,01	0,02	0,01	0,06	0,02	0,00	0,01	0,02	0,06	Сл.	0,11	0,01	0,07
MgO	0,36	1,78	0,17	0,10	0,19	3,65	2,53	0,22	0,11	0,46	0,43	0,51	0,13	0,14	0,48	0,71	0,16	0,18	0,16	0,42
CaO	0,56	2,04	0,38	0,14	0,31	4,16	5,58	0,14	0,78	0,58	1,03	1,43	1,00	1,51	1,05	0,99	1,50	1,62	0,98	2,55
Na ₂ O	6,00	4,85	2,60	3,36	4,19	3,54	1,15	3,52	3,25	3,34	4,12	3,20	2,90	1,92	1,81	3,84	2,10	4,42	2,54	3,38
K ₂ O	3,76	2,51	4,40	4,06	4,26	2,40	3,06	4,30	5,10	4,40	3,23	3,54	3,68	4,80	5,19	3,37	3,78	3,90	2,66	2,60
P ₂ O ₅	0,05	—	0,01	<0,01	0,06	0,22	1,15	1,78	0,01	0,02	0,02	0,12	0,02	0,12	0,04	0,07	н/обн.	0,08	0,01	0,08
H ₂ O ⁺	0,36	—	0,76	0,73	0,54	2,37	—	1,70	0,65	0,10	0,64	0,82	3,35	5,38	2,13	0,96	3,08	0,68	4,60	3,36
H ₂ O ⁻	0,12	—	0,12	0,22	0,10	0,35	—	—	0,07	0,14	0,06	0,70	3,16	0,24	1,47	0,36	2,92	0,31	3,41	1,36
CO ₂	—	—	0,16	0,21	—	1,72	0,64	—	0,31	He опр.	0,44	—	0,00	—	—	—	0,10	—	—	—
SO ₃	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,01	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,08	99,62	100,09	100,46	99,94	99,93	100,61	101,47	100,02	99,80	99,66	100,14	100,34	99,69	99,94	99,72	100,31	100,42	99,79	99,80
П. п. п.	0,48	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	1,07	—	—	—	—	1,25	—	1,00	—	5,07

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	17,9	13,7	11,5	12,4	14,8	11,6	7,2	13,2	13,9	13,2	13,1	11,7	11,8	11,4	11,4	12,7	10,2	15,0	9,8	11,6
b	0,6	2,37	0,37	0,2	0,3	5,4	7,1	0,1	0,9	0,7	1,2	1,5	1,2	1,9	1,3	1,2	1,8	1,9	2,5	3,2
c	3,7	9,3	3,63	4,9	4,5	12,7	16,7	3,8	2,2	2,5	4,6	5,6	1,2	2,3	5,8	6,4	4,5	3,6	3,2	3,9
b	77,8	74,58	84,5	82,5	80,4	70,3	69,1	82,9	83,0	83,6	81,1	81,2	84,1	84,4	81,5	79,7	83,3	79,5	84,5	81,3
s	46,4	51,06	57,02	70,2	54,25	3,4	28,5	78,0	30,3	35,8	40,0	51,8	78,1	66,7	51,1	51,5	48,4	25,9	57,8	40,0
a'	39,3	17,02	35,7	25,9	38,55	46,0	45,4	13,5	60,6	36,0	44,3	34,1	14,6	24,3	33,8	31,0	43,9	64,8	33,4	41,8
f'	14,3	74,03	7,1	3,9	7,2	50,6	26,1	8,5	9,1	28,2	15,7	14,1	7,3	9,0	15,1	17,5	15,6	9,3	8,8	18,2
m'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
п	71,3	31,9	47,2	55,6	59,6	69,1	35,2	55,0	49,05	53,4	66,0	58,4	54,6	37,8	34,5	64,0	45,9	63,4	58,0	66,2

Формация Возраст пород	Эффузивы																			
	Позднемиоценовая формация										Палеогеновая формация									
	Верхний мел (сенон-датский?)										Нижний палеоген									
	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81
Компоненты:																				
SiO ₂	66,50	62,04	60,77	59,00	58,24	55,63	55,36	55,07	54,50	77,74	73,22	68,68	67,68	56,47	53,38	52,18	51,90	51,22	50,63	46,20
TiO ₂	—	0,74	0,72	0,72	0,60	1,13	0,94	0,88	—	0,30	0,12	0,38	0,08	1,10	2,12	2,38	2,14	1,94	2,41	2,20
Al ₂ O ₃	13,88	16,59	21,16	21,45	16,56	18,73	19,05	17,96	21,88	11,78	13,16	14,48	12,46	15,55	15,57	16,97	17,16	18,33	16,83	14,54
Fe ₂ O ₃	6,27	6,73	2,40	0,68	5,72	4,93	5,56	4,40	1,96	0,78	0,78	1,77	0,48	6,78	7,20	3,88	3,33	3,42	4,50	3,41
FeO	0,70	0,27	1,32	2,94	2,92	3,16	2,40	4,37	4,37	0,48	0,81	1,12	4,77	1,84	1,73	5,66	5,82	5,23	5,02	8,22
MnO	Сл.	0,08	0,06	0,13	0,08	0,16	0,09	0,10	0,06	0,03	0,04	0,05	0,12	0,08	0,06	0,16	0,10	0,09	0,21	0,12
MgO	Сл.	0,24	0,52	2,00	1,94	2,40	3,30	3,08	1,71	0,23	0,26	0,10	0,22	3,20	3,64	4,13	4,10	5,14	4,55	5,03
CaO	2,47	3,67	5,70	5,95	5,26	6,48	6,31	7,10	8,44	0,27	1,16	1,87	1,50	5,73	5,99	6,82	7,08	8,46	7,46	7,20
Na ₂ O	4,64	4,16	4,00	3,00	4,40	3,90	2,88	2,92	3,64	3,38	3,77	4,78	4,24	2,42	2,76	3,50	3,29	2,21	3,24	2,24
K ₂ O	3,44	3,68	2,30	2,30	2,40	1,42	1,92	0,33	1,36	3,92	3,71	2,84	2,08	2,48	2,58	1,78	1,36	1,29	1,46	1,75
P ₂ O ₅	—	0,20	0,25	0,30	О/обн.	0,39	0,36	0,45	—	0,04	0,03	0,07	0,06	0,95	1,01	0,99	0,90	1,42	0,99	0,87
H ₂ O ⁺	0,60	0,69	0,86	1,53	0,72	0,83	1,04	—	1,54	0,46	1,48	3,56	5,01	0,29	0,65	0,63	1,04	1,52	1,34	0,74
H ₂ O ⁻	0,56	0,58	0,18	0,18	0,68	0,66	1,00	—	0,71	0,13	0,98	0,28	1,26	2,79	3,18	0,77	1,50	—	1,40	1,66
CO ₂	—	0,18	0,10	—	0,70	0,60	—	0,06	—	—	0,02	—	—	0,03	0,03	0,10	не обн.	—	0,20	6,11
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	Сл.	0,01	—	—	—	—	0,11
SnO ₂	—	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	0,5	0,22	—	—	—	—	0,06
Сумма	100,66	99,85	100,35	100,19	99,86	100,42	100,21	96,72	100,97	99,54	93,52	99,98	99,97	99,86	100,13	99,95	99,72	95,04	100,24	100,46
П. п. п.	1,56	—	—	—	—	1,75	1,93	—	—	0,61	—	4,13	—	—	—	1,08	2,00	—	2,37	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	15,0	15,1	12,7	10,3	12,8	11,3	9,7	7,3	10,9	12,4	13,5	14,9	12,8	12,5	10,5	10,7	9,6	7,2	9,8	8,8
c	1,8	3,9	7,3	7,5	5,2	7,6	8,1	9,3	10,6	0,3	1,4	2,2	2,5	4,6	5,9	6,6	7,1	9,5	7,0	7,4
v	7,3	7,2	6,8	11,7	12,7	12,8	14,5	14,4	10,3	3,4	3,0	3,0	6,4	15,7	17,2	18,5	18,2	19,2	20,1	17,2
s	75,9	66,5	73,2	70,5	69,8	68,3	67,7	69,0	68,2	83,9	82,1	79,9	78,3	67,2	66,4	64,2	65,2	64,1	63,1	66,6
a'	—	—	35,8	40,0	—	—	7,0	0	—	57,7	37,2	9,1	13,4	—	—	—	—	—	—	—
f'	82,3	85,4	51,6	29,7	62,5	60,2	52,0	60,5	62,7	32,7	48,9	84,1	81,1	48,7	50,2	49,4	49,2	43,9	46,2	20,8
m'	0,0	4,8	12,6	30,3	26,2	33,5	41,0	39,5	30,7	9,6	13,9	6,8	5,5	34,8	38,9	39,4	40,5	48,5	40,5	60,3
e'	17,7	9,7	—	—	11,3	6,3	—	—	6,6	—	—	—	—	16,1	10,9	11,2	10,3	7,6	13,3	18,9
n	67,2	63,0	73,0	66,6	72,7	80,8	70,1	94,0	79,5	57,3	61,0	71,9	75,5	45,0	61,8	74,7	77,1	71,4	76,5	66,0

Таблица 3 (окончание)

Формация Возраст пород	Субвулканические интрузии и дайки																	Палеогеновая формация		
	Позднемеловая формация																			
	Верхний мел (сенон-датский?)																	Нижний палеоген		
	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98			
Компоненты:																				
SiO ₂	76,95	73,22	73,09	71,91	70,27	70,08	68,82	66,23	66,14	65,31	64,00	63,24	62,90	55,73	54,35	53,20	72,95	53,98	53,78	
TiO ₂	0,05	0,13	0,18	0,31	0,23	0,28	0,48	0,26	0,71	0,55	0,70	0,53	0,44	1,33	1,01	1,08	0,11	1,60	1,35	
Al ₂ O ₃	12,50	14,23	13,70	14,52	13,00	14,98	15,50	16,11	15,34	15,67	13,50	16,08	17,45	16,96	17,42	20,80	13,49	13,13	15,06	
Fe ₂ O ₃	0,18	1,30	0,29	0,40	0,66	0,55	0,66	1,25	1,33	2,75	3,58	4,13	0,71	2,50	0,69	1,58	1,35	4,57	6,22	
FeO	0,89	1,40	1,72	2,43	0,94	2,86	2,41	2,95	3,34	2,09	4,32	3,18	4,85	6,11	6,84	5,41	0,42	4,70	4,81	
MnO	0,04	0,03	0,05	0,04	0,07	—	0,03	0,06	0,08	0,10	0,06	—	0,12	0,07	0,25	0,11	0,02	0,14	0,11	
MgO	0,37	0,54	0,47	0,41	0,28	0,12	1,12	0,32	1,17	1,32	1,13	0,72	1,25	4,34	4,37	2,40	1,61	3,62	3,55	
CaO	0,86	2,45	1,37	1,73	3,37	2,83	3,42	2,64	3,22	3,19	3,34	2,98	3,84	6,09	7,59	9,02	0,21	6,91	6,38	
Na ₂ O	1,29	2,75	3,98	4,15	2,29	2,65	2,87	3,84	3,78	4,18	4,61	3,91	3,02	2,99	4,40	3,05	6,84	2,79	3,49	
K ₂ O	6,42	3,29	3,54	2,78	5,18	3,87	3,44	3,65	3,07	2,75	3,38	3,09	4,08	1,26	0,69	1,28	0,63	2,87	1,32	
P ₂ O ₅	0,01	0,13	0,06	0,18	0,02	—	0,08	0,12	0,15	0,20	0,14	—	0,19	0,30	0,19	0,14	0,02	0,65	0,24	
H ₂ O ⁺	0,64	0,13	0,80	—	0,72	—	0,61	1,27	1,15	1,45	0,58	—	—	2,46	1,61	1,75	0,04	0,28	2,33	
H ₂ O ⁻	0,13	0,55	0,10	—	0,36	—	0,14	0,27	0,11	0,11	0,42	—	0,4	0,23	0,21	0,22	1,65	1,15	0,23	
CO ₂	—	0,01	0,75	0,28	2,38	—	0,17	0,79	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—	0,16	1,07	
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	100,33	100,15	100,10	99,14	99,77	98,26	99,75	99,76	99,59	99,67	99,77	97,86	99,25	100,37	99,62	100,21	99,93	99,56	99,94	
П. п. п.	0,73	—	1,50	—	3,53	—	0,82	—	0,96	1,35	—	—	—	2,23	1,34	1,80	—	—	—	

Числовые характеристики по А. Н. Заваричкому

a	11,6	10,4	13,4	13,0	12,7	11,6	11,2	13,9	13,0	13,4	14,7	15,6	12,8	9,0	10,9	9,4	15,1	10,8	10,0
c	1,0	1,8	1,7	2,1	2,4	3,4	4,2	3,2	3,9	3,9	1,5	3,1	4,8	7,4	6,5	10,5	0,3	5,8	5,5
b	4,0	6,8	3,5	5,2	3,7	4,9	5,9	5,9	6,4	6,7	11,6	8,3	9,0	16,4	18,0	13,0	5,6	18,1	19,4
s	83,4	81,0	81,4	79,7	80,2	80,1	78,7	77,0	76,7	76,0	72,2	73,0	73,4	67,2	64,6	67,1	79,0	65,3	65,1
a'	58,0	63,6	26,4	35,9	—	33,3	21,0	25,4	—	—	—	—	16,9	—	—	—	25,6	—	—
f'	25,8	33,6	52,8	51,3	38,8	62,5	47,6	66,0	67,7	66,7	62,5	60,0	59,2	50,8	41,3	54,9	27,9	48,8	54,1
m'	16,2	2,8	20,8	12,8	12,9	4,2	31,4	8,2	31,2	33,3	15,8	14,1	23,9	47,0	42,0	33,7	46,5	35,0	32,6
c'	—	—	—	—	48,3	—	—	—	1,10	—	21,7	5,9	—	2,2	16,7	11,4	—	16,1	13,3
n	23,6	55,7	63,3	69,1	40,2	51,7	56,4	62,2	65,5	70,1	67,2	55,7	52,2	77,4	91,0	75,4	95,0	59,2	80,0

Примечания. 42 — палеотипный трахилипарит; образец 92, коллекция М. П. Крутоус, 1956, аналитик Г. С. Гормашова; 43 — палеотипный трахилипарит; образец 799; коллекция С. В. Домохотова, 1947, аналитик О. Б. Максимова; 44 — палеотипный липарит; образец 120 коллекция И. М. Сперанской, 1949, аналитик Н. А. Номоконова; 45 — палеотипный липарит; образец 22, коллекция И. М. Сперанской, 1949, аналитик Н. А. Номоконова; 46 — палеотипный липарит; образец 443-б, коллекция И. М. Сперанской, 1949, аналитик М. В. Каниюкова; 47 — палеотипный андезит; образец 450, коллекция И. М. Сперанской, 1949, аналитик М. В. Каниюкова; 48 — палеотипный андезит; образец 370, коллекция И. М. Сперанской, 1950, аналитик М. В. Каниюкова; 49 — липарит; образец 217, коллекция А. М. Семейкина, 1945, аналитик О. Б. Максимова; 50 — фельзитовый липарит; образец 506-а, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Н. И. Морозова; 51 — липарит; образец 183, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Н. И. Морозова; 52 — игнимбрит; образец 225, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 53 — кайнотипный липарит; образец 472, коллекция И. М. Сперанской, 1949, аналитик М. П. Белопольский; 54 — игнимбрит; образец 13, коллекция М. П. Крутоус, 1956, аналитик Г. С. Гормашова; 55 — туф липарита; образец 356-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1949, аналитик не известен; 56 — туф липарита; образец 8, коллекция М. И. Андреева, 1947, аналитик не известен; 57 — игнимбрит; образец 238, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 58 — кайнотипный липарит; образец 85-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1954, аналитик не известен; 59 — кайнотипный липарит; образец 163-б, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Г. С. Гормашова; 60 — игнимбрит; образец 82, коллекция М. П. Крутоус, 1956, аналитик П. В. Артеменко; 61 — перлит; образец 163-в, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Г. С. Гормашова; 62 — трахидацит; образец 1029, коллекция М. Д. Капитонова, 1945, аналитик не известен; 63 — гиперстеновый андезит; образец 84-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1954, аналитик не известен; 64 — гиперстеновый андезит; образец 331-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1949, аналитик не известен; 65 — гиперстеновый андезит; образец 382-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1949, аналитик не известен; 66 — гиперстеновый андезит; образец 113-б, коллекция Г. Н. Чертовских, 1954, аналитик не известен; 67 — гиперстеновый андезит; образец 316, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Г. С. Гормашова; 68 — гиперстеновый андезит; образец 412, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 69 — гиперстеновый андезит; образец 138-а, коллекция И. М. Сперанской, 1960, аналитик М. В. Каниюкова; 70 — гиперстеновый андезито-базальт;

образец 1074-а, коллекция М. Д. Капитонова, 1945, аналитик не известен; 71 — липарит; образец 679-в, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Г. С. Гормашова; 72 — туф липарита; образец 23-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1949, аналитик не известен; 73 — кайнотипный липарит; образец 568-а, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Г. С. Гормашова; 74 — перлит; образец 546-д, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Г. С. Гормашова; 75 — базальт; образец 104, коллекция Г. Н. Чертовских, 1949, аналитик не известен; 76 — базальт; образец 104-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1949, аналитик не известен; 77 — базальт; образец 666, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Г. С. Гормашова; 78 — базальт; образец 475, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Н. И. Морозова; 79 — базальт; образец 335-а, коллекция А. И. Семейкина, 1945, аналитик не известен; 80 — базальт; образец 669/4, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Г. С. Гормашова; 81 — базальт; образец 329-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1949, аналитик не известен; 82 — интрузивный липарит; образец 188-е, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 83 — интрузивный липарит; образец 574, коллекция Р. П. Петрова, 1943, аналитик Б. В. Абрамов; 84 — гранит-порфир; образец 345, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 85 — гранит-порфир; образец 220, коллекция И. М. Сперанской, 1950, аналитик М. В. Каниюкова; 86 — интрузивный липарит; образец 296/17, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Н. И. Морозова; 87 — интрузивный липарит; образец 301, коллекция С. Е. Захаренко, 1933, аналитик Б. В. Абрамов; 88 — гранодиорит; образец 100-ж, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Н. И. Морозова; 89 — интрузивный липарито-дацит; образец 436, коллекция А. А. Донцова и А. В. Рыбаковой, 1946, аналитик М. П. Белопольский; 90 — порфировидный гранодиорит; образец 296, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 91 — гранодиорит-порфир; образец 300, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик Н. И. Сергутина; 92 — гранодиорит-порфир; образец 609, коллекция Р. П. Петрова, 1943, аналитик С. М. Шадская; 93 — гранодиорит-порфир; образец 316-б, коллекция С. Е. Захаренко, 1933, аналитик не известен; 94 — гранодиорит-порфир; образец 164, коллекция А. А. Донцова и А. В. Рыбаковой, 1946, аналитик не известен; 95 — диоритовый порфирит; образец 410, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 96 — гиперстеновый андезит; образец 342, коллекция И. М. Сперанской, 1961, аналитик И. С. Рябова; 97 — диорит; образец 100, коллекция И. М. Сперанской, 1959, аналитик Н. И. Морозова; 98 — кварцевый кератофир; образец 524-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1949, аналитик не известен; 99 — габбро; образец 159-а, коллекция Г. Н. Чертовских, 1948, аналитик не известен; 100 — андезито-базальт; образец 259, коллекция И. М. Сперанской, 1949, аналитик Н. А. Номоконова.

Таблица 4

Вулканические формации Омсукчанского района

Компоненты	Эффузивы														Субвулканические интрузии и дайки			
	Раннемеловая формация (верхний мел — сеноман-турон)				Позднемеловая формация (верхний мел — сенон-датский)										Раннемеловая формация			Позднемеловая формация
	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118
SiO ₂	81,07	75,27	74,40	68,00	64,05	52,46	75,40	75,00	74,23	73,80	73,40	72,05	70,92	68,87	71,23	61,14	52,13	69,44
TiO ₂	0,13	0,05	0,07	0,21	0,36	1,36	0,16	0,15	0,24	0,27	0,25	0,20	0,30	0,31	0,12	0,54	0,51	0,37
Al ₂ O ₃	9,59	13,96	13,40	15,90	16,63	19,05	13,62	12,98	12,99	14,09	13,71	13,60	13,94	15,26	15,17	16,59	15,55	16,83
Fe ₂ O ₃	—	—	1,04	1,61	1,77	2,61	1,10	0,96	0,64	0,61	0,70	1,76	0,88	0,95	2,36	1,68	4,54	1,30
FeO	1,64	1,37	1,74	2,86	2,68	5,48	0,53	1,50	2,34	1,27	2,21	1,52	2,44	1,67	0,70	4,15	4,20	1,27
MnO	0,02	0,01	0,01	0,04	0,04	0,17	Сл.	0,04	0,04	0,07	0,02	0,05	0,08	0,10	0,01	0,07	0,16	0,07
MgO	0,04	0,14	0,95	0,86	1,00	2,88	0,06	0,42	0,40	0,18	0,41	0,60	0,73	0,62	0,92	1,37	8,32	0,75
CaO	0,42	0,23	0,24	1,73	5,12	7,37	0,05	0,90	0,80	1,24	0,99	1,40	1,75	1,45	0,36	3,86	8,67	1,58
Na ₂ O	2,58	3,48	3,60	4,58	2,84	3,09	3,30	3,51	2,89	4,09	3,31	4,70	3,65	3,89	2,53	3,53	2,24	3,98
K ₂ O	4,06	4,02	3,86	3,32	2,94	0,91	4,80	3,23	3,64	2,55	4,67	3,46	3,70	3,80	4,10	1,48	0,68	3,08
P ₂ O ₅	—	0,04	0,14	0,22	0,26	0,24	0,18	0,06	0,04	0,08	0,06	0,20	0,12	0,12	0,10	0,26	0,07	0,09
H ₂ O ⁺	0,21	0,73	0,60	0,26	1,16	2,41	0,80	0,74	0,80	1,08	0,31	0,79	0,83	1,80	2,46	3,02	1,08	0,65
H ₂ O ⁻	0,07	0,17	0,12			0,40	0,08	0,17	0,21	0,22	0,14		0,14	0,71	0,18	0,18	1,51	0,78
CO ₂	—	—	—	—	—	1,24	0,04	0,06	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,89	99,47	100,19	99,59	99,85	99,67	100,13	99,78	99,26	99,69	100,18	100,30	99,34	99,63	100,47	99,70	99,66	100,19
П.п.п.	—	—	0,02	—	—	3,98	—	—	—	1,60	—	—	—	2,46	0,20	1,84	2,69	2,27

a	10,9	12,7	12,5	14,6	11,0	9,0	13,5	14,9	11,0	12,2	13,5	15,0	13,1	14,1	10,9	10,5	5,9	12,2
c	0,5	0,3	0,2	2,0	6,5	9,5	0,1	1,3	0,9	1,5	1,2	1,4	2,1	1,7	0,4	4,9	7,6	1,9
b	4,7	5,9	7,5	7,3	6,1	14,2	4,8	4,8	7,0	5,1	4,9	4,2	5,5	6,0	11,7	11,3	25,5	8,5
s	86,9	81,1	79,8	76,1	67,3	67,3	81,6	82,0	81,1	81,2	80,4	79,4	79,3	78,2	77,0	73,3	61,0	77,4
a'	14,8	74,8	49,6	29,3	—	—	74,7	30,9	53,6	59,0	34,7	—	17,7	42,8	65,6	28,7	—	59,0
f'	81,5	20,7	30,7	50,5	66,3	58,7	22,7	54,9	36,8	34,6	52,0	68,8	59,5	40,4	22,2	51,2	31,6	27,1
m'	3,7	4,5	19,7	20,2	27,2	38,1	2,6	14,2	9,6	6,4	43,3	23,4	22,8	16,8	12,2	21,1	56,1	13,9
c'	—	—	—	—	6,5	3,2	—	—	—	—	—	7,8	—	—	—	—	12,3	—
п	49,4	57,1	59,2	69,8	60,0	83,3	51,0	62,2	54,8	71,0	51,5	67,2	60,2	60,6	47,6	78,0	83,7	66,7

Примечания. 101 — палеотипный липарит; образец б/н, коллекция О. Д. Мельникова, 1944, анализ не известен; 102 — палеотипный липарит; образец 16, коллекция И. М. Сперанской, 1951, анализ М. П. Белопольский; 103 — палеотипный липарит, образец 72/389, коллекция Д. С. Онтоева, 1950, анализ С. М. Шадская; 104 — палеотипный дацит; образец 404, коллекция Д. С. Голоты, 1948, анализ С. М. Шадская; 105 — палеотипный дацит; образец 426, коллекция Д. С. Голоты, 1948, анализ С. М. Шадская; 106 — палеотипный андезит; образец 22, коллекция С. И. Филатова, 1960, анализ Н. И. Морозова; 107 — липарит; образец 236, коллекция Д. С. Голоты, 1948, анализ С. М. Шадская; 108 — липарит; образец 236-а, коллекция И. М. Сперанской, 1951, анализ Е. А. Логовская; 109 — кайнотипный липарит; образец 476-в, коллекция И. М. Сперанской, 1951, анализ Е. А. Логовская; 110 — липарит, образец 253-а,

коллекция С. И. Филатова, 1960, анализ Н. И. Морозова; 111 — липарит; образец 57, коллекция И. М. Сперанской, 1952, анализ М. П. Белопольский; 112 — липарит; образец 279-а, коллекция Д. С. Голоты, 1948, анализ С. М. Шадская; 113 — липарит; образец 225, коллекция Д. С. Голоты, 1948, анализ С. М. Шадская; 114 — липарит; образец 253-б, коллекция С. И. Филатова, 1960, анализ Н. И. Морозова; 115 — интрузивный липарит; образец 72/271, коллекция Д. О. Онтоева, 1950, анализ С. М. Шадская; 116 — дюритовый порфирит; образец 72/609, коллекция Д. О. Онтоева, 1950, анализ С. М. Шадская; 117 — андезит-базальт; образец 164, коллекция С. И. Филатова, 1960, анализ Н. И. Морозова; 118 — интрузивный липарито-дацит; образец 658, коллекция С. И. Филатова, 1960, анализ Н. И. Морозова.

Ж. Грина и А. Полдерварта (Green and Poldervaart, 1958). Все охотские вулканические породы, включая домеловую формацию, отличаются от средних типов более высокой общей щелочностью, особенно в основных членах серий, и более высокой относительной ролью натрия в составе щелочей. При сравнении основных (недифференцированных) лав охотских формаций устанавливается более низкая общая щелочность в базальтах более древних серий — домеловой и ранне-меловой, что определяется меньшей относительной ролью калия (при равном с более молодыми формациями относительном содержании натрия). В общем направлении дифференциации в пределах каждой вулканической формации намечаются различные тенденции: в кислых лавах наиболее древних серий (домеловой и нижнемеловой) общее повышение щелочности происходит в значительной степени за счет накопления натрия, в более поздних — верхнемеловых — кислых лавах отчетливо проявляется повышение относительной роли калия. В палеогеновой формации вновь проявляется тенденция более древних серий, выраженная в накоплении натрия в кислых дифференциатах.

2. При сравнении химизма охотских вулканических формаций с различными типами Тихоокеанской петрохимической провинции (по Бурри — Заварицкому) устанавливается их отчетливое сходство, хотя в деталях химический состав охотских вулканитов своеобразен и полной аналогии с тихоокеанскими типами не наблюдается. На

рис. 2 нанесены вариационные кривые, показывающие главные особенности химизма разновозрастных вулканических пород из различных в тектоническом отношении районов Охотского побережья; для сравнения приведены кривые тихоокеанских типов лав, наиболее близких по химизму с охотскими, — типов Лассен-Пик и Йеллоустонского парка. К типу Лассен-Пик приближается домеловая вулканическая формация,

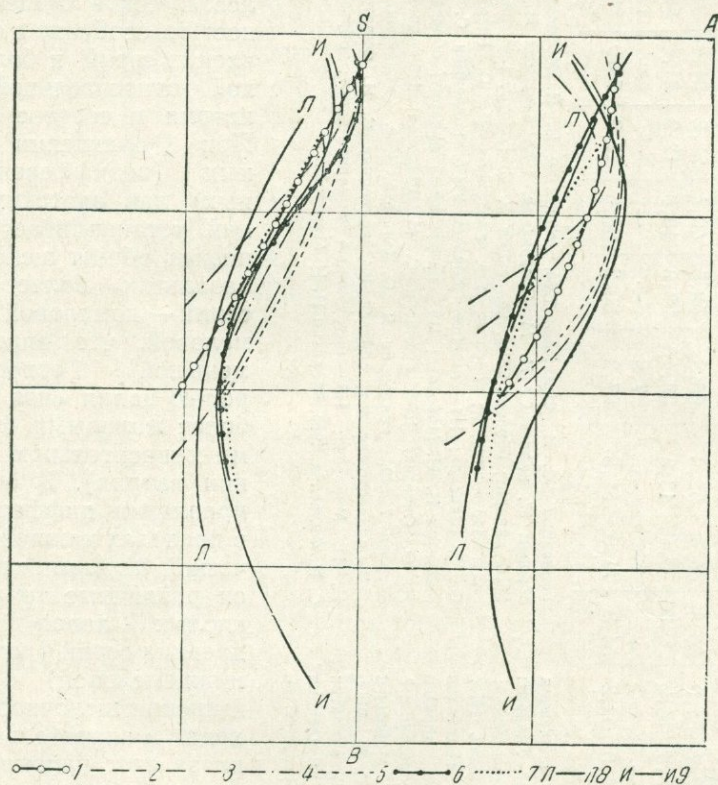


Рис. 2. Вариационная диаграмма петрохимических типов лав
 1 — западно-охотский тип; 2—5 — центрально-охотский тип: 2 — нижний мел (апт-альб), 3 — верхний мел (сеноман-турон), 4 — верхний мел (сенондатский), 5 — палеоген; 6 — омсукчанский тип; 7 — домеловая вулканическая формация; 8—9 — тихоокеанская петрохимическая провинция: 8 — тип Лассен-Пик, 9 — тип Йеллоустонского парка

главные петрохимические особенности которой, отличающие ее от прочих охотских серий пород, заключаются в общем более основном типе лав и более низкой щелочности; соответственно, на диаграмме кривая домеловой серии пород смещена вниз и влево (на проекции *ASB*). Меловые-палеогеновые вулканические формации по химическому составу в общем близки к типу Йеллоустонского парка, но отличаются более лейкократовым характером основных лав, что особенно отчетливо проявляется в палеогеновой — базальтовой серии пород; величина параметра *b* в них не превышает 20; для базальтов палеогена характерно также повышенное содержание глинозема по сравнению с другими базальтами толентитового типа, к ряду которых они относятся*.

Специфичность охотских лав (за исключением омсукчанского петрохимического типа), отличающая их от всех тихоокеанских типов. за-

* Петрохимические особенности базальтов палеогена рассмотрены автором в другой статье (1962); специфичность состава позволяет выделить их в особый тип толентитовых базальтов.

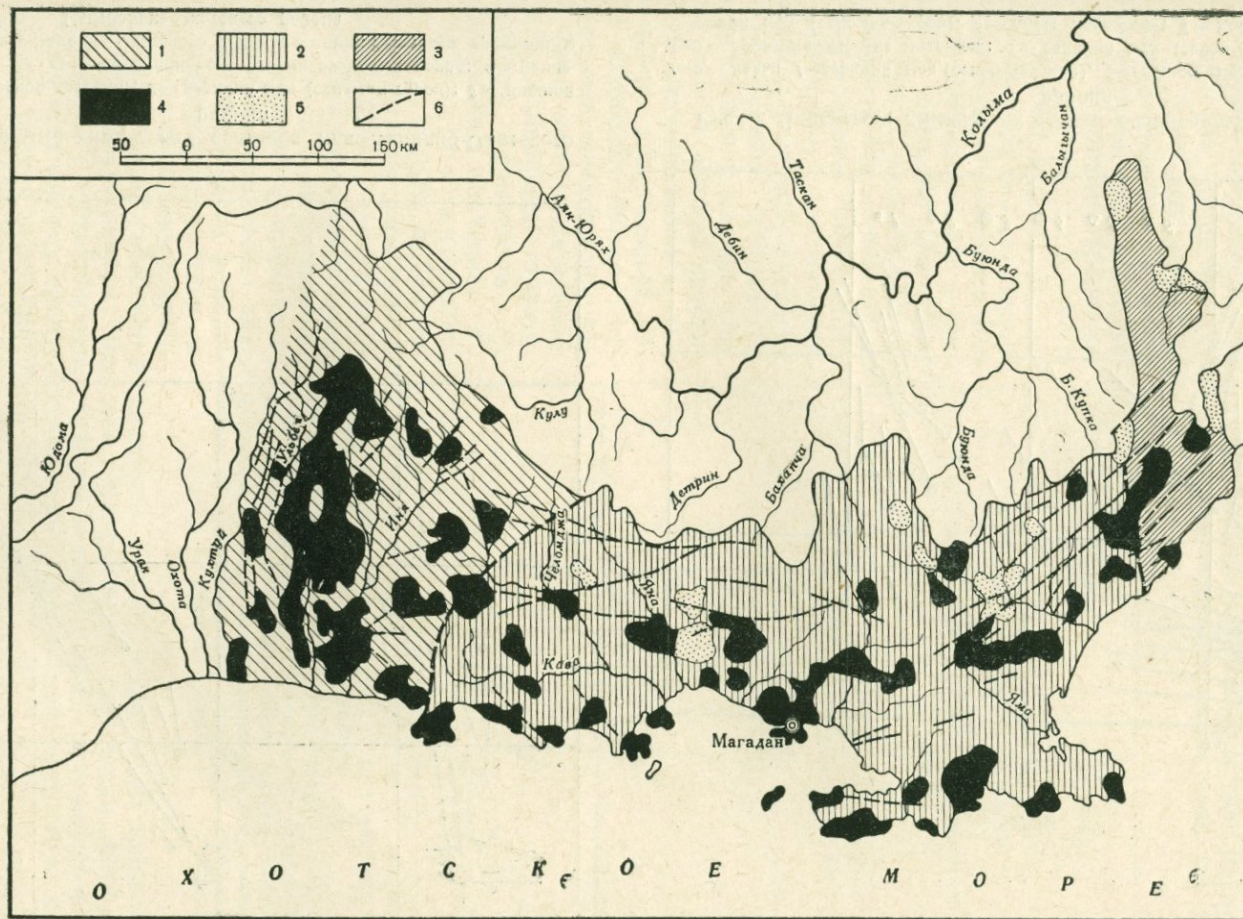


Рис. 3. Области распространения различных петрохимических типов лав в юго-западной части Охотского пояса
 1 — западно-охотский тип, 2 — центрально-охотский тип, 3 — омуksчанский тип, 4 — гранитоиды западно-охотского типа, 5 — гранитоиды омуksчанского типа, 6 — тектонические нарушения

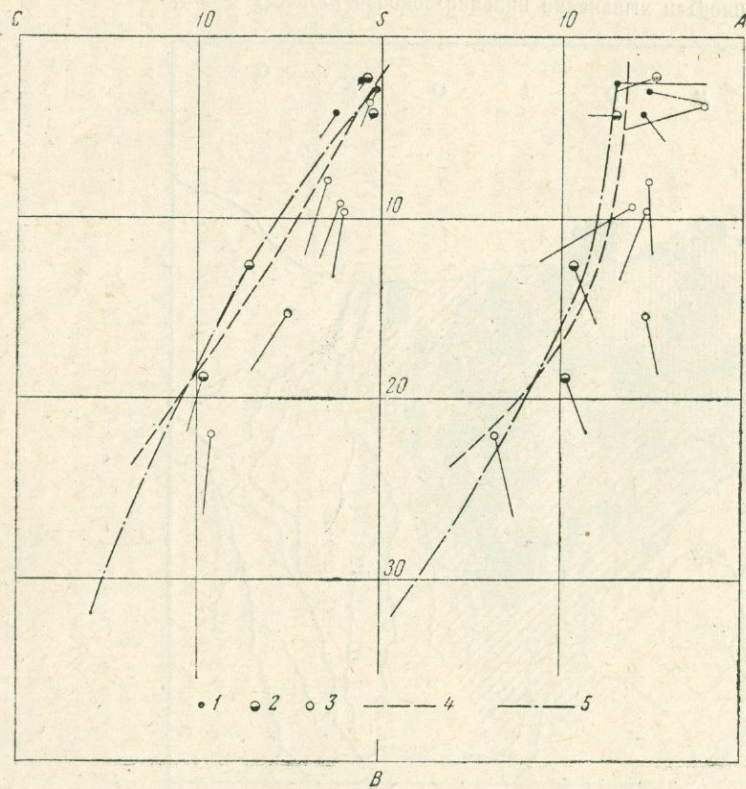


Рис. 4. Диаграмма химических составов лав Западно-Охотского района

1 — верхний мел (сеноман-датский); 2 — верхний мел (сеноман-турон); 3 — нижний мел (апт-альб); 4—5 — средние линии векторов интрузивных пород: 4 — раннемеловые гранитоиды Западно-Охотского района, 5 — раннемеловые гранитоиды Центрально-Охотского района

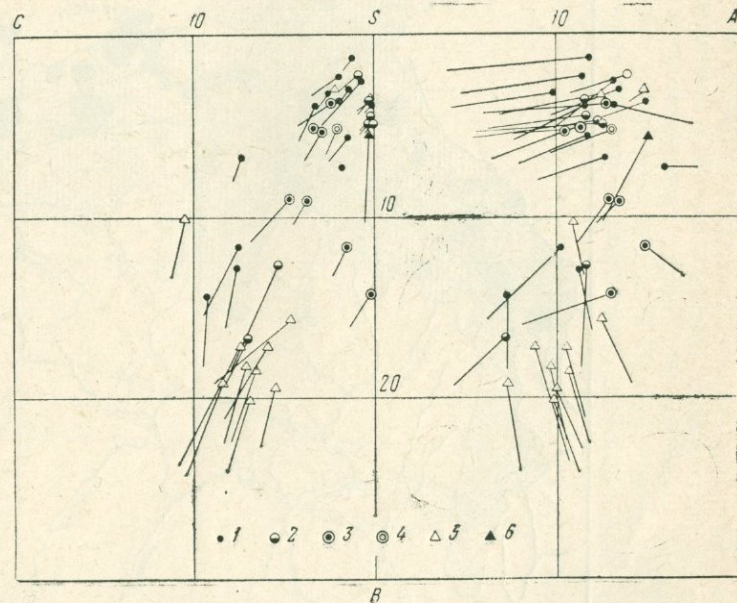


Рис. 5. Диаграмма химических составов Центрально-Охотского района

1—2 — лавы: 1 — верхний мел (сеноман-датский), 2 — верхний мел (сеноман-турон); 3—4 — субвулканические интрузии; 5 — верхний мел (сеноман-датский), 4 — верхний мел (сеноман-турон), 5 — лавы палеогена; 6 — дайки палеогена

ключается в прогрессивном возрастании полевошпатовой извести в основных членах серий, в связи с чем кривые на проекции *CSB* образуют больший угол с осью *SB*.

3. Сопоставление химических составов лав из различных в тектоническом отношении районов Охотского пояса производилось по методу А. Н. Заварицкого (1950). Выявлены существенные различия в химизме синхронных эффузивов, соответствующие их положению в трех различных районах, что позволяет выделить три петрохимических типа лав. На рис. 3 показаны приблизительные границы областей распространения этих типов на Охотском побережье.

а) Западно-охотский тип (рис. 4). Вулканические породы преимущественно верхнемелового возраста сосредоточены у восточной окраины Охотского остаточного массива. Петрохимически это серия пород с нормальным типом дифференциации (постепенное понижение известковистости и возрастание щелочности от основных к кислым членам серии). Вторая особенность, отличающая этот тип от прочих изверженных пород Охотского пояса, — относительно низкое содержание глинозема; даже кислые породы (липариты) характеризуются параметром c' , либо низким значением a' .

б) Центральное-охотский тип (рис. 5). Включает эффузивы (меловые и палеогеновые) центральной части Охотского побережья. Характерна петрохимическая тенденция, проявляющаяся в максимальных значениях щелочности в породах дацитового состава и резком их снижении в крайних членах серий (особенно в основных). Подобная тенденция проявляется в Йеллоустонском типе лав Тихоокеанской провинции. Вторая особенность — лейкократовый характер основных лав — отмечалась выше. Для всех кислых вулканических пород рассматриваемого типа характерна резкая пересыщенность глиноземом.

в) Омсукчанский тип (рис. 6). Вулканические породы локализируются в пределах Омсукчано-Вилигинской наложенной структуры и имеют преимущественно верхнемеловой возраст. Омсукчанский петрохимический тип характеризуется трахидолеритовой тенденцией (возрастание щелочности в основных членах серии) и по этому признаку выделяется среди всех прочих вулканических серий Охотского пояса. Величина параметра a достигает максимальных значений в кислых породах, сни-

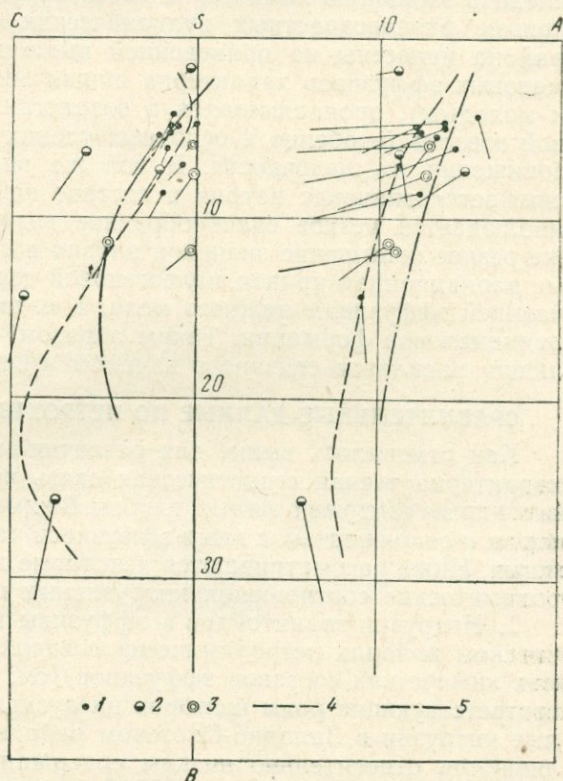


Рис. 6. Диаграмма химических составов лав Омсукчанского района

1—2 — лавы: 1 — верхний мел (сенон-датский), 2 — верхний мел (сеноман-турон); 3 — субвулканические интрузии (сеноман-турон); 4—5 — средние линии векторов интрузивных пород: 4 — верхнемеловые гранитоиды Омсукчанского района, 5 — верхнемеловые гранитоиды Центрально-Охотского района

жается до минимальных значений в породах среднего состава и вновь возрастает в основных членах серии. Вариационные кривые на обеих проекциях образуют пологие дуги, выгнутые влево. Для кислых пород омсукчанского типа характерна значительная пересыщенность глиноземом.

4. В центральной части Охотского побережья наблюдается наиболее полный стратиграфический разрез меловых — палеогеновых эффузивов, что позволяет на примере этого района с наибольшей детальностью проследить эволюцию химических составов лав во времени. Вариационные кривые разновозрастных вулканических серий Центрально-Охотского района нанесены на приведенной выше диаграмме (см. рис. 2). Для меловых эффузивов характерна общая эволюция составов (от древних к молодым), проявляющаяся в возрастании содержания полевошпатовой извести (особенно в основных членах серий) и в соответствующем понижении их щелочности. В той же возрастной последовательности снижается значение натрия в составе щелочей. В палеогеновой серии наблюдается резкое скачкообразное возрастание щелочности и столь же резкое повышение значения натрия в составе щелочей. На диаграмме вариационная кривая палеогеновой серии совпадает с кривой, отвечающей эффузивам нижнего мела, т. е. начальным этапам вулканизма раннемеловой формации. Таким образом, резкое изменение общей эволюции расплавов связано с началом извержений палеогенового цикла.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОХИМИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Как отмечалось выше, для развития магматизма в Охотском поясе характерна тесная геологическая связь вулканизма с формацией гранитоидных интрузий малых глубин. В химическом составе интрузивных пород и сопряженных с ними эффузивов часто наблюдается полная аналогия. Ниже рассматриваются некоторые данные, иллюстрирующие петрохимические соотношения интрузивных и вулканических пород.

1. Интрузии гранитоидов и эффузивы в Западно-Охотском и Омсукчанском районах петрохимически совершенно однотипны. На диаграммах химических составов эффузивов (см. рис. 4 и 6) нанесены кривые, соответствующие ролям векторов интрузивных пород этих районов. Кислые интрузии в Западно-Охотском районе так же, как и эффузивы отличаются относительно низким содержанием глинозема.

В магматических породах Центрально-Охотского района такая аналогия в общем не устанавливается, хотя в отдельных точках были изучены вулкано-плутонические ассоциации, в которых химический состав интрузивных и вулканических пород одинаков до деталей.

2. Раннемеловые полигенные массивы гранитоидов «охотского» типа (по Е. К. Устиеву), широко распространенные в центральной части Охотского побережья, по строению и по особенностям минерального и химического состава соответствуют интрузиям Западно-Охотского района и проявляют тенденции, характерные для западно-охотского петрохимического типа. На диаграмме (см. рис. 4) нанесена вариационная кривая, отражающая особенности химизма «охотских» гранитоидов из центральной части Охотского пояса. В габброидах, представляющих наиболее древнюю интрузивную фазу «охотских» массивов, достигает своего максимального проявления петрохимическая тенденция Охотской провинции — резко выраженное повышение содержания полевошпатовой извести в основных членах серии; значение параметра c в габброидах достигает 15—17, такая величина неизвестна даже в наиболее известковистом типе Тихоокеанской провинции — типе Пеле; соответственно значение параметра a снижается до аномально низкой величины, равной 1—2. Помимо этого раннемеловые габброиды характеризуются максимальным среди прочих магматических пород значением цветного

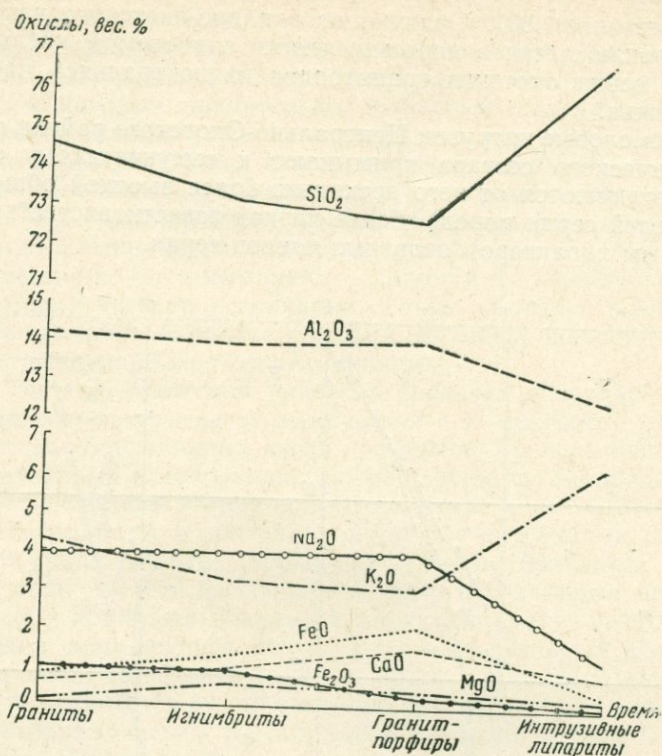


Рис. 7. Изменения содержаний окислов в армянских изверженных породах во времени

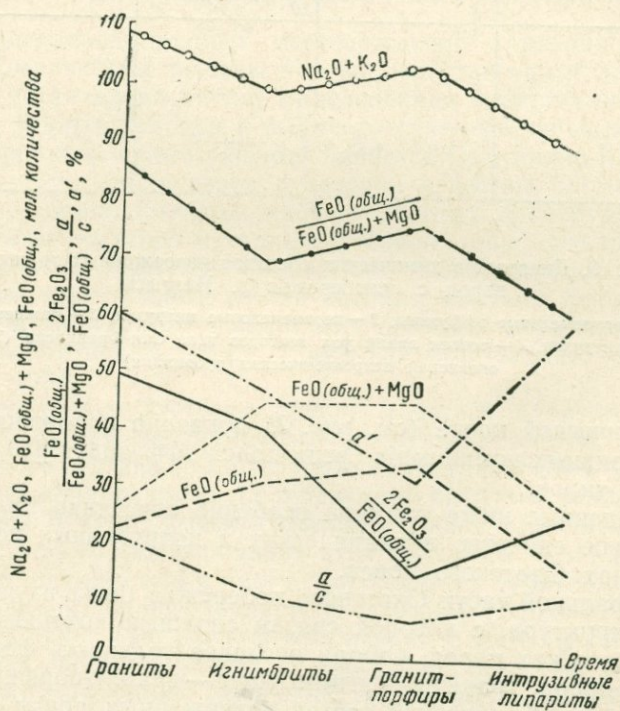


Рис. 8. Изменение особенностей химического состава армянских изверженных пород во времени

числа (b превышает 30). Отличие от западно-охотского петрохимического типа заключается в пересыщенности глиноземом кислых членов интрузивной серии охотских гранитоидов из центральной части Охотского побережья.

3. Позднемеловые интрузии Центрально-Охотского района по особенностям химического состава примыкают к омсукчанскому типу (см. рис. 6), но отличаются от него несколько более высокой общей щелочностью (во всей серии пород), более низкой известковистостью и более лейкократовым характером основных членов серии.

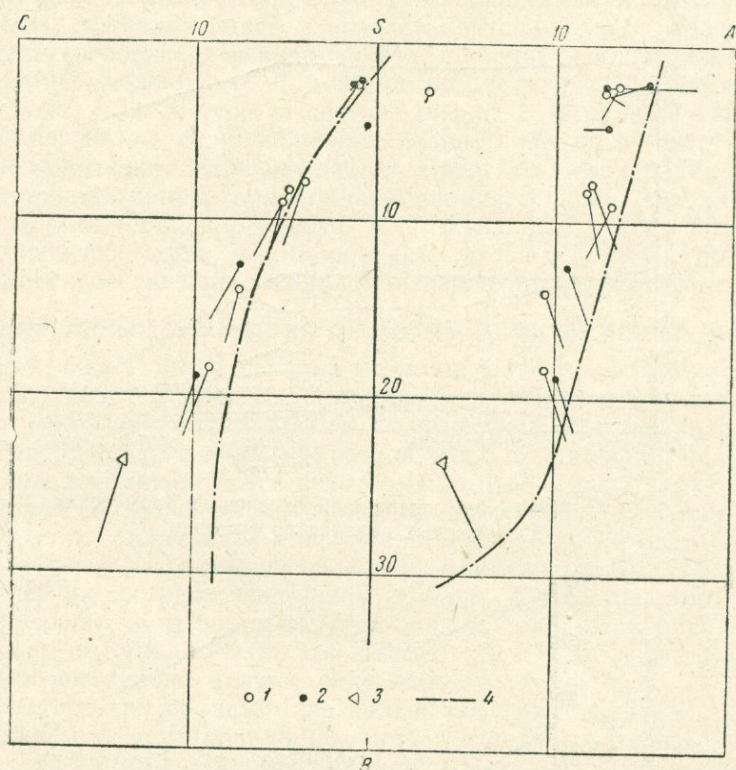


Рис. 9. Диаграмма химических составов изверженных горных пород с левобережья р. Нилгысы

1 — верхнемеловые эффузивы, 2 — верхнемеловые интрузии, 3 — нижнемеловые интрузии, 4 — осевая линия роя векторов типа Сан-Франциско (Тихоокеанская петрохимическая провинция)

На схематической карте (см. рис. 3) показано положение рассмотренных интрузивных комплексов среди полей эффузивов различных петрохимических типов.

Два приведенные ниже примера особенно отчетливо иллюстрируют петрохимическое единство вулканических и интрузивных пород в различных районах Охотского пояса.

а) В центральной части Охотского побережья была изучена субвулканическая структура, с которой связан сложный комплекс интрузивных и вулканических пород. Общая последовательность формирования изверженных пород: граниты — игнимбриты — гранит-порфиры — интрузивные липариты. Химический состав изверженных пород одинаков и лишь некоторые вариации в деталях химизма отражают особенности эволюции расплава во время формирования этой единой вулкано-плу-

тонической ассоциации. На диаграммах (рис. 7 и 8) нанесены кривые, характеризующие изменение содержания различных химических компонентов во времени. В соотношении различных окислов наиболее существенные изменения наблюдаются в самых поздних интрузивных липаритах, в которых значительно возрастает содержание кремнезема, несколько снижается роль глинозема и резко возрастает роль калия в составе щелочей. Общая сумма щелочей последовательно снижается к концу магматического процесса. Привлекает внимание понижение степени окисления железа в гранит-порфирах при наиболее высоком значении этого параметра в гранитах. Коэффициент общей железистости неравномерно, но систематически снижается в направлении к конечным членам магматической ассоциации. Таким образом, последние порции расплава являются наиболее кислыми, наименее щелочными и железистыми, а также наиболее богаты калием.

б) В Западно-Охотском районе в пределах обособленного эффузивного поля сосредоточены вулканические и интрузивные породы различного состава. В различных частях эффузивного поля вещественный состав эффузивных и интрузивных пород меняется одинаково: в северной части со щелочными эгириин-арфведсонитовыми гранитами ассоциируют щелочные липариты, в центральной части с интрузиями лейкократового габбро и граносиенитов сопряжены покровы базальтов и трахилипаритов, в южной части наблюдается серия нормальных щелочноземельных пород с крайними членами гранит (липарит) — габбро (базальт). Химический состав пород интрузивных и эффузивных фаций в каждой точке одинаков до деталей (рис. 9). Рассмотренный комплекс изверженных пород отличается от окружающих магматических комплексов некоторым петрохимическим своеобразием и близок к типу Сан-Франциско (по Бурри—Заварицкому).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ РАЙОНОВ

Вопросы связи рудных месторождений с различными магматическими комплексами решены далеко недостаточно и лишь в некоторых случаях установлена вполне определенная металлогеническая характеристика рудных районов и выявлена связь месторождений с изверженными породами. Таким районом является Омсукчано-Вилигинская наложенная структура, в связи с которой известны промышленные месторождения олова. Большая часть известных оловорудных месторождений этой структурно-металлогенической зоны связана с интрузиями верхнемеловых гранитов (Матвеевко, 1960), но имеются также месторождения, минеральный состав которых отвечает формации вторичных кварцитов (пиррофиллит, андалузит, диаспор, цуннит и др.) и кажется вполне вероятной их связь с вулканизмом кислого состава (Бабкин, Рожков, 1961).

В Центральном-Охотском районе, главным образом в его северной части, находятся позднемеловые интрузии гранитов, по особенностям химического состава примыкающие к омсукчанскому петрохимическому типу изверженных пород. Гранитоидные интрузии залегают среди полей эффузивов и часто имеют сложное строение. Граниты, относящиеся к поздним этапам формирования этих массивов, тесно связаны с вулканическими процессами и иногда сопряжены с субвулканическими интрузиями липаритов, переходящих в покровы (Верхне-Тальский, Верхне-Ямский, Верхне-Тэнгкинский массивы и др.). В верхнемеловых кислых эффузивах, ассоциирующих с гранитами, известны рудопроявления и месторождения олова (деревянистое олово в липаритах из бассейна р. Талой, Хетинское сульфидно-касситеритовое и, возможно, Кандычанское месторождения).

С изверженными породами западно-охотского типа генетически связано молибденово-вольфрамовое, свинцово-цинковое, золотое, реже, медное, мышьяковое и колчеданное оруденение. Золоторудные месторождения известны в связи с гранитоидными интрузиями, эпитермальные золото-серебряные месторождения ассоциируют с эффузивами.

В связи с вулканическими породами Центрально-Охотского района установлены эпитермальные месторождения типа вторичных кварцитов золото-серебряной формации. Известны крупные поля алунит-диккитовых вторичных кварцитов, содержащие значительные запасы высокоглиноземистого сырья (Сперанская, 1961).

ЛИТЕРАТУРА

- Бабкин П. В., Рожков Ю. П. Новый тип оловянного оруденения. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15, 1961.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Негрей Е. В., Полквой О. С., Руб М. Г., Сморгчов И. Е., Шипулин Ф. К. Гранитные формации малых глубин. Международ. геол. конгресс, сессия XXI. Изд-во АН СССР, 1960.
- Матвеев В. Т. Тектоника, магматизм и оруденение Омсукчанского района Магаданской области. Труды ВНИИ-1, Геология, вып. 62, 1960.
- Сперанская И. М. Месторождение алунита типа вторичных кварцитов на Северо-Востоке СССР. Записки Всес. мин. об-ва, ч. 90, № 3, 1961.
- Сперанская И. М. Кайнозойская формация плато-базальтов Янского плато. Геология и геофизика, № 2, 1962.
- Устиев Е. К. Позднечетвертичный вулканизм Южно-Алтайского хребта и Восточно-Азиатская вулканическая провинция. Труды Лаб. вулканол., вып. 13, 1958.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Советская геология, № 3, 1959.
- J. Green and Poldervaart A. Petrochemical fields and trends. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 13, No 2-3, 1958.

М. И. ПОПКОВА

Дальневосточное геологическое управление

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Накопленный материал по химизму изверженных горных пород южной части Советского Дальнего Востока собран и отчасти систематизирован Петрографическим кабинетом Дальневосточного Геологического управления в «Сборнике химических анализов изверженных горных пород» (1962).

В этот сборник вошло 2609 анализов горных пород Приморья, Приамурья, острова Сахалин, полуострова Камчатка и Курильских островов. Специальный раздел сборника составляют средние типы изверженных пород по этим областям и сопредельным странам (Япония, Северо-Восточный Китай и Забайкалье). Вычислены также химические составы средних типов изверженных пород для всей материковой части Дальнего Востока (Приморский и Хабаровский края и Амурская область).

Настоящая статья основана на материалах, приведенных в сборнике, и новых данных, полученных автором при систематизации химических анализов интрузивных пород полуострова Камчатка.

Нами рассмотрены петрохимические особенности изверженных пород Камчатки, Курильских островов, Сахалина, материковой части юга Дальнего Востока, Забайкалья и сопредельных зарубежных стран — Японии и Северо-Восточного Китая.

Каждый из выделенных регионов обладает своими петрохимическими особенностями изверженных горных пород, и в то же время наблюдается некоторая общность составов однотипных пород на всей этой огромной территории.

Приведенные на диаграммах вариационные кривые, построенные по данным химических анализов (табл. 1—5), показывают постепенные изменения в химизме серий изверженных горных пород по мере передвижения с востока на запад.

Вариационные кривые как эффузивных, так и интрузивных пород полуострова Камчатки, Курильских островов, о. Сахалин, материковой части Дальнего Востока и сопредельных стран на плоскости *SAB* располагаются влево от вариационной линии средних типов по Дэли. Вправо расположены лишь вариационные кривые пород Забайкалья, щелочные породы острова Сахалина и монцититы материковой части Дальнего Востока (рис. 1 и 2).

В расположении вариационных линий этих регионов также наблюдается определенная закономерность. Особенно четко это видно на

Средние химические составы главных типов интрузивных пород

Регион	Камчатка			Сахалин			Япония	Северо-Восточный Китай	Материковая часть Дальнего Востока						Забайкалье					
	№ анализа	1	2	3	4	5			6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Окислы:																				
SiO ₂	72,10	61,35	59,93	69,37	59,94	48,99	72,25	71,20	72,26	65,90	55,62	54,92	49,80	48,09	43,96	70,30	59,60	55,40	48,90	
TiO ₂	0,24	0,21	0,50	0,33	0,68	0,80	0,35	—	0,24	0,43	0,80	0,87	1,13	0,47	0,30	—	—	—	—	
Al ₂ O ₃	16,08	18,16	16,99	15,85	18,59	18,48	14,04	16,03	14,60	16,16	17,96	17,81	17,25	7,34	7,92	14,40	17,40	16,60	16,10	
Fe ₂ O ₃	1,07	3,95	3,19	1,74	3,10	2,81	0,38	2,58	0,94	1,30	2,09	4,10	4,19	4,33	5,87	1,30	3,40	3,50	2,50	
FeO	1,35	3,50	3,35	1,14	2,12	5,06	2,32	0,55	1,42	2,53	5,26	3,70	5,64	6,84	4,60	1,40	3,10	4,60	5,60	
MnO	0,09	0,04	0,14	0,12	0,09	0,15	0,19	—	0,05	0,07	0,19	0,13	0,21	0,16	0,20	—	—	—	—	
MgO	0,59	2,60	2,63	1,15	0,59	5,71	0,67	0,58	0,70	1,90	4,35	3,70	6,25	15,37	24,55	1,70	2,50	4,20	7,10	
CaO	1,54	4,60	6,04	2,11	2,04	8,17	2,13	1,81	1,74	3,84	7,04	7,36	10,38	12,74	6,60	1,80	4,00	6,80	11,30	
Na ₂ O	2,56	2,60	2,96	3,20	6,69	4,08	3,43	3,42	3,42	3,24	3,53	3,00	1,99	1,19	0,88	3,60	4,30	2,90	2,40	
K ₂ O	2,92	1,95	2,30	3,02	4,34	1,30	3,17	3,87	3,93	3,02	1,40	3,09	1,14	1,08	0,30	4,0	4,30	2,50	1,30	
P ₂ O ₅	0,09	0,24	0,06	0,08	0,22	0,30	0,22	—	0,06	0,10	0,22	0,05	0,11	0,07	0,55	—	—	—	—	
SO ₃	—	—	—	0,29	—	0,28	—	—	0,03	0,02	0,04	—	0,03	0,07	—	—	—	—	—	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O ⁻	—	—	0,15	—	0,22	0,18	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O ⁺	0,04	0,10	0,85	0,21	1,10	0,40	—	—	0,32	0,29	0,27	0,18	0,45	0,30	0,25	—	—	—	—	
п.п.п	1,18	1,35	0,40	0,87	—	3,50	—	—	0,40	0,53	0,88	0,72	1,15	1,89	3,64	—	—	—	—	
Сумма	99,85	100,65	99,49	99,48	99,72	100,21	100,04	100,04	100,18	99,48	99,65	99,63	99,72	100,35*	99,62	98,50	98,60	96,50	95,20	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	9,4	8,6	10,2	11,2	21,5	11,6	11,9	12,6	12,7	11,5	10,0	11,4	6,2	3,8	2,2	13,4	16,0	10,6	7,5
c	1,8	5,6	6,8	2,6	1,9	7,3	2,5	2,1	2,1	4,7	7,5	6,7	8,9	2,5	3,6	2,1	3,9	6,3	7,5
b	10,8	15,7	11,7	8,8	6,5	21,2	5,2	7,4	5,3	7,8	16,3	16,5	25,1	44,2	49,3	6,3	11,2	17,4	27,1
s	78,0	70,1	71,3	77,4	70,2	59,9	80,4	77,9	79,9	76,0	66,2	65,4	59,8	49,5	44,9	78,2	68,9	65,7	57,9
a'	70,6	28,7	—	50,0	—	—	25,6	51,3	40,0	12,4	—	—	—	—	—	19,0	—	—	—
f'	20,4	43,0	53,0	28,8	73,9	36,5	52,6	35,4	38,8	46,0	44,4	44,5	39,1	21,1	17,4	36,8	52,5	44,3	28,8
m'	9,0	28,3	39,6	21,2	16,3	48,1	21,8	13,3	21,2	41,6	46,9	39,3	43,9	53,1	75,3	44,2	38,3	42,6	46,1
c'	—	—	7,4	—	9,8	15,4	—	—	—	—	8,8	16,2	17,0	25,8	7,3	—	9,2	13,1	25,1
n	56,9	66,6	66,7	61,9	70,1	82,5	61,8	57,3	57,3	61,9	78,8	59,2	72,8	61,3	83,3	58,0	60,0	63,5	73,6
Q	35,4	17,4	-15,4	29,8	-4,5	-10,5	34,5	28,5	32,3	24,3	-4,9	1,3	-1,7	-11,1	-18,2	27,5	1,9	3,9	-6,7
a/c	5,2	1,5	1,5	4,3	1,1	1,6	4,8	6,0	6,0	2,4	1,3	1,7	0,7	1,5	0,6	6,4	4,1	1,7	1,0

Примечания. Во всех таблицах для каждого типичного (среднего) химического состава в скобках указано количество анализов, на основании которых получено среднее значение. 1 — гранит (5); 2 — гранодиорит (3); 3 — диорит кварцевый (5); 4 — гранит (9); 5 — сиенит (12); 6 — габбро-диорит (16); 7 — гранит (6); 8 — гранит

* В сумму входит 0,41 S.
(Маньчжурия, 15); 9 — гранит (628); 10 — гранодиорит (176); 11 — диорит (45); 12 — мондиорит (23); 13 — габбро (3); 14 — пироксенит (11); 15 — перидотит (9); 16 — гранит (155); 17 — сиенит (32); 18 — диорит (23); 19 — ультраосновная порода (11).

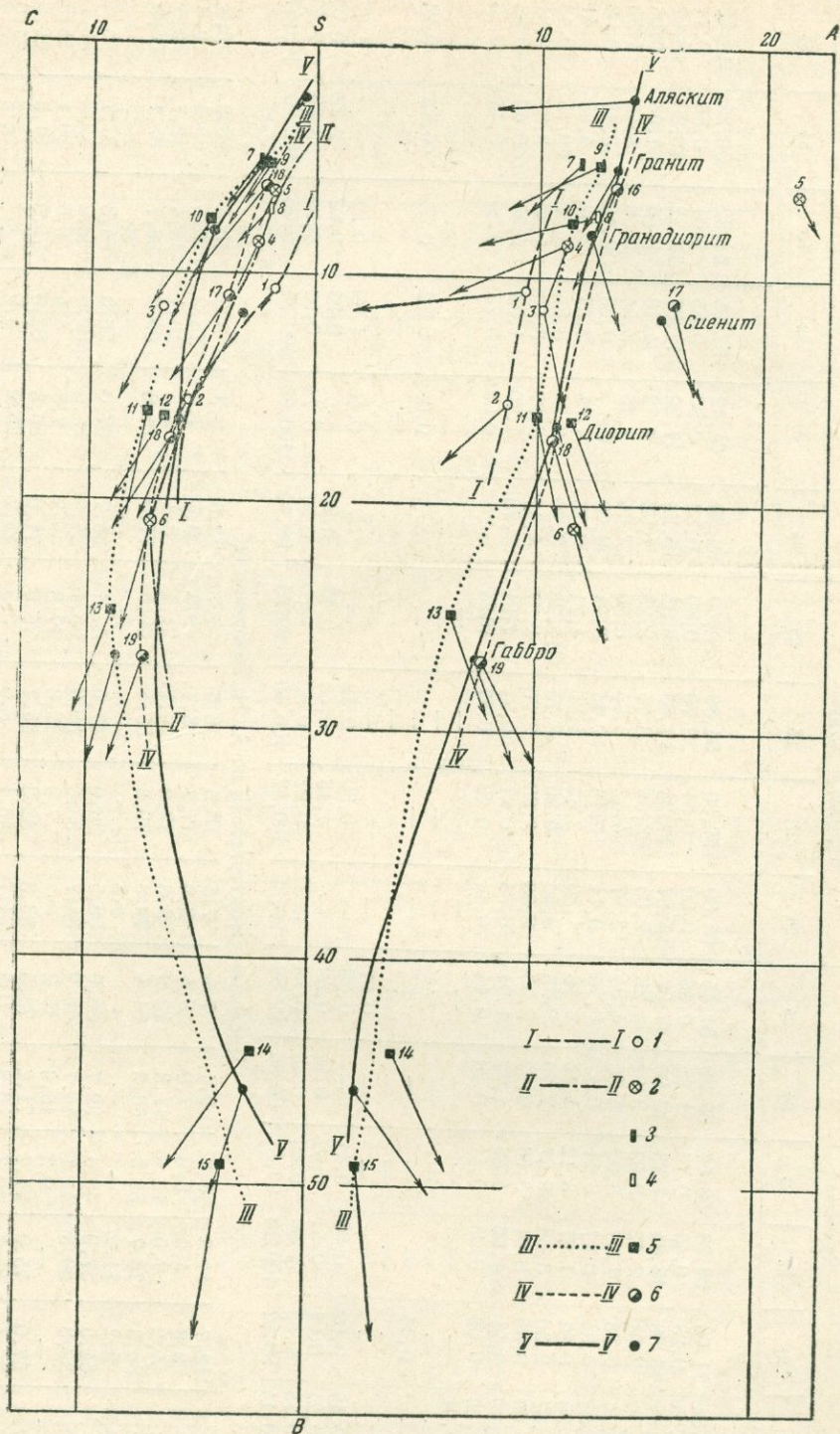


Рис. 1. Химический состав средних типов интрузивных пород различных районов южной части Дальнего Востока

1 — Камчатка, 2 — Сахалин, 3 — Япония, 4 — Северо-Восточный Китай, 5 — материковая часть Дальнего Востока, 6 — Забайкалье, 7 — по Дэли

Средние химические составы главных типов эффузивных пород

Таблица 2

Регион № анализа	Камчатка						Курильские острова				Сахалин					
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Окислы:																
SiO ₂	73,84	71,00	66,28	58,56	55,39	51,45	65,80	59,30	54,86	50,40	68,53	64,42	57,95	54,82	50,25	48,62
TiO ₂	0,25	0,23	0,45	0,70	1,15	0,96	0,50	0,51	0,70	0,80	0,33	0,50	0,85	1,04	0,36	0,71
Al ₂ O ₃	13,57	13,88	15,84	17,73	16,96	17,32	15,87	17,24	17,53	19,38	15,26	17,20	17,87	17,22	19,22	18,02
Fe ₂ O ₃	1,19	2,94	2,42	3,63	3,02	4,29	2,63	3,59	3,75	3,25	1,02	3,72	4,16	2,65	1,66	6,06
FeO	0,74	0,33	1,97	3,02	5,48	4,94	2,97	4,42	5,75	6,80	2,64	1,76	2,94	5,43	5,46	4,30
MnO	0,05	0,04	0,17	0,11	0,15	0,16	0,11	0,13	0,14	0,21	0,08	Сл.	0,66	0,12	0,14	0,08
MgO	0,38	0,82	1,27	3,12	4,40	6,16	1,80	2,62	4,30	4,21	0,73	1,09	2,87	2,93	4,55	4,41
CaO	1,67	2,30	3,68	6,47	7,75	9,43	5,56	6,80	8,75	10,26	3,19	6,21	6,86	5,32	10,15	10,48
Na ₂ O	4,08	3,89	3,91	3,66	2,92	2,50	2,80	3,20	2,60	2,87	4,41	3,27	3,06	4,58	3,37	2,31
K ₂ O	2,89	2,91	1,96	1,56	1,82	1,04	0,85	0,81	0,71	1,31	2,70	1,20	1,03	1,80	0,49	0,84
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,06	0,11	0,24	0,14	0,11	0,13	0,17	0,24	—	0,06	0,23	0,26	0,14	0,13
Cl	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,12	0,54	0,15	0,21
CO ₂	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,45	0,02	0,06	0,11	—	0,28	—	0,30	0,12	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,21	0,06	0,51	0,62	0,14	0,48	—	1,15	0,40	0,12	0,24	0,46	1,09	0,23	—	1,77
П.п.п.	0,75	1,35	1,60	0,44	0,44	0,66	0,32	0,22	0,32	—	0,57	—	0,23	0,02	2,22	0,05
Сумма	100,14	99,97	100,18	99,84	99,86	99,88	99,32	100,42	100,10	99,85	99,70	100,69	100,84	98,95	102,05	100,47
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																
a	12,8	12,7	11,8	10,7	9,4	7,3	7,5	8,6	6,8	8,7	13,6	9,3	8,8	13,4	8,8	6,8
c	2,0	2,8	4,5	6,9	7,0	8,4	6,9	7,7	8,7	9,3	3,4	7,2	18,2	5,5	9,4	9,8
b	3,1	4,2	7,0	12,9	17,3	22,9	8,8	13,2	19,1	21,4	5,1	7,5	13,1	14,4	19,7	22,5
s	82,1	80,3	76,7	69,5	66,3	61,4	76,8	70,5	65,4	60,6	77,9	76,0	69,9	66,7	62,1	60,9
a'	29,8	3,2	11,8	—	—	—	4,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—
i'	51,1	64,5	57,9	48,6	39,7	38,0	59,5	58,0	47,9	47,1	66,7	67,0	56,0	54,3	37,7	45,4
m'	19,1	32,3	30,3	42,1	44,7	46,9	35,7	35,0	39,8	35,1	24,0	25,5	39,6	36,2	42,2	36,1
c'	—	—	—	9,3	15,6	15,2	—	7,0	12,3	17,8	9,3	7,5	4,4	9,5	20,1	18,5
n	67,8	67,0	75,0	77,7	71,2	78,5	83,3	82,3	85,7	76,6	71,0	80,3	82,0	79,6	91,6	80,5
Q	36,6	32,4	25,3	10,7	6,8	—	0,2	31,7	16,1	8,5	—	25,2	26,2	4,0	—	—
a/c	6,4	4,5	2,6	1,5	1,3	0,3	1,1	1,1	0,7	0,9	4,0	1,3	1,1	2,4	0,9	0,7

Таблица 2 (окончание)

Регион № анализа	Япония						Материковая часть Дальнего Востока (Приморье и Приамурье)							Забайкалье	
	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	
Окислы:															
SiO ₂	73,40	64,60	59,80	52,10	49,05	47,40	75,88	72,58	60,31	59,05	55,24	49,04	73,10	51,90	
TiO ₂	0,10	0,30	0,20	0,50	2,28	0,20	0,13	0,29	0,70	0,73	1,40	2,76	—	—	
Al ₂ O ₃	13,90	16,30	17,60	18,30	16,48	18,60	12,72	13,89	16,95	16,35	15,44	15,03	13,30	15,90	
Fe ₂ O ₃	1,40	2,60	3,70	3,90	4,00	6,60	0,99	1,33	2,35	2,72	4,17	5,62	1,40	5,20	
FeO	1,00	3,10	3,80	7,00	6,80	5,50	0,49	1,16	3,63	3,60	5,34	5,29	1,00	4,50	
MnO	0,10	0,10	0,10	0,10	0,23	0,10	0,05	0,06	0,13	0,15	0,10	0,13	—	5,00	
MgO	0,50	1,60	2,70	4,50	5,60	5,30	0,22	0,51	3,10	3,64	4,35	6,94	0,80	6,80	
CaO	1,60	5,30	6,90	9,80	9,31	12,20	0,90	1,49	5,33	5,16	6,73	8,49	1,90	3,10	
Na ₂ O	3,00	2,90	2,70	2,20	3,57	1,80	2,41	3,27	3,15	2,86	2,99	2,90	3,50	2,30	
K ₂ O	3,20	1,70	1,40	0,60	1,99	0,40	3,84	3,94	2,67	2,21	1,69	1,74	5,20	—	
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,20	0,10	0,69	0,10	0,01	0,06	0,06	0,16	0,12	0,28	—	—	
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
F	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	
SO ₃	—	—	—	—	—	—	0,03	0,02	0,01	0,04	0,04	0,11	—	—	
S	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—	—	—	
C ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,06	0,09	0,05	0,29	—	0,03	—	—	
H ₂ O ₂ ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	0,34	0,02	—	—	—	
H ₂ O ⁺	1,50	1,30	1,20	1,20	—	2,00	0,92	0,49	0,92	0,86	1,13	0,84	—	—	
П.п.п.	—	—	—	—	—	—	1,19	0,69	1,16	2,53	1,53	1,02	—	—	
Сумма	99,90	100,00	100,30	100,30	100,00	100,20	99,86	99,87	100,86	100,69	100,29	100,24	100,20	94,70	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	10,9	9,1	8,4	5,9	10,9	4,8	10,4	12,5	11,2	10,0	9,3	9,0	14,6	10,7
c	1,9	6,7	8,1	10,0	5,7	10,9	1,1	1,8	6,0	6,5	6,0	5,6	1,2	5,9
b	6,3	8,2	12,5	21,2	25,4	26,4	5,5	5,0	11,6	12,7	18,9	26,7	4,4	21,1
s	80,9	76,0	71,0	62,9	58,0	57,9	83,0	80,7	71,2	70,8	65,8	58,7	79,8	62,3
a'	52,6	—	—	—	—	—	71,5	39,5	—	—	—	—	—	—
i'	34,8	65,5	56,8	49,5	40,0	44,3	22,6	44,7	47,9	48,3	47,0	37,5	47,8	44,2
m'	12,6	34,5	38,1	38,0	37,6	36,6	5,9	15,8	46,7	50,0	40,0	44,4	29,8	42,4
c'	—	—	5,1	12,5	22,4	19,1	—	—	5,4	1,7	13,0	18,1	22,4	13,4
n	58,5	72,3	74,6	85,4	73,4	87,9	49,4	56,4	63,8	67,1	72,7	72,3	50,5	67,6
Q	38,1	27,1	17,1	4,0	11,5	4,1	44,1	34,6	14,0	15,1	7,0	6,2	29,2	2,7
a/c	5,7	1,4	1,0	0,6	1,9	0,4	9,4	6,9	1,9	1,5	1,6	1,6	12,2	1,8

Примечания. 20 — риолит (6); 21 — липарит (4); 22 — дацит (16); 23 — андезит (50); 24 — андезито-базальт (16); 25 — базальт (51); 26 — андезито-дацит (4); 27 — андезит (12); 28 — андезито-базальт (11); 29 — базальт (7); 30 — порфир кварцевый (2); 31 — дацит (4); 32 — андезит (13); 33 — порфирит (4); 34 — андезито-базальт (4); 35 — базальт (14); 36 — риолит, среднее по Ямада;

37 — риолит-андезит, среднее по Ямада; 38 — андезит, среднее по Ямада; 39 — андезито-базальт, среднее по Ямада; 40 — базальт восточно-азиатской щелочной провинции (50); 41 — базальт, среднее по Ямада; 42 — липарит (19); 43 — порфир кварцевый (105); 44 — андезит (23); 45 — порфирит (16); 46 — андезито-базальт (19); 47 — базальт; (67); 48 — порфир кварцевый (30); 49 — трахито-базальт (66).

Химические составы интрузивных и экструзивных пород Восточной Камчатки

Породы	Интрузивные		Экструзивные			
	№ анализа	1	2	3	4	5
Окислы:						
SiO ₂		40,41	45,08	39,80	69,36	64,10
TiO ₂		0,06	0,31	0,35	0,14	0,95
Al ₂ O ₃		0,92	9,48	3,90	16,19	13,86
Fe ₂ O ₃		1,89	3,76	5,57	1,36	2,12
FeO		3,63	6,60	4,26	1,36	3,30
MnO		0,11	0,03	0,15	0,03	0,02
MgO		23,21	17,73	28,78	1,25	2,79
CaO		16,76	10,65	5,52	4,41	6,67
Na ₂ O		0,05	0,62	0,16	2,00	2,04
K ₂ O		0,15	0,66	0,36	3,25	2,42
P ₂ O ₅		0,02	0,10	0,28	0,10	—
SO ₃		—	0,07	—	0,67	—
Cr ₂ O ₃		0,56	—	—	—	—
NiO		0,04	—	—	—	—
H ₂ O ⁻		0,55	—	1,34	—	1,10
H ₂ O ⁺		—	—	—	—	1,95
П.п.п.		3,10	4,32	9,31	0,72	—
Сумма		100,46	99,41	99,81	100,84	100,32
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому						
a		0,3	2,4	0,8	9,0	7,8
c		0,3	4,8	1,9	5,3	5,4
b		53,1	44,4	56,1	6,5	12,6
s		46,3	48,4	41,1	79,2	74,2
a'		—	—	—	28,8	—
i'		8,1	20,1	14,3	38,8	39,7
m'		60,9	63,2	78,3	32,4	37,8
c'		31,0	16,6	7,4	—	22,5
n		35,3	61,0	42,8	48,0	56,0
Q		— 8,2	— 12,8	— 21,2	35,1	17,4
a/c		1,0	0,5	0,4	1,7	1,4

Примечания. 1 — диаллагит, Карагинский остров, Д. С. Харкевич, 1961; 2 — пироксеновый перидотит, р. Савульч, Г. И. Новоселов, 1960; 3 — перидотит, мыс Шаромский, А. И. Морозов, 1940; 4 — кварцевый диорит, Шипунский полуостров, В. Г. Крымов, 1959; 5 — диопсидовый диорит, залив Корфа, С. И. Федотов, 1949.

диаграмме эффузивных пород. Вариационная линия эффузивных пород Курильских островов занимает крайнее левое положение, тогда как вариационная линия пород Забайкалья — крайнее правое. Линия эффузивных пород Камчатки несколько отклоняется, почти совмещаясь в верхней части с линией пород материка. Это объясняется, по-видимому, слишком малым количеством химических анализов по кислым излившимся породам Камчатки, вошедшим в подсчет средних типов.

Такое расположение вариационных кривых этой огромной территории указывает на обедненность составов щелочами по отношению к средним типам пород по Дэли, в то же время наблюдается закономерное увеличение щелочности (с преобладанием, в основном, натрия над калием) и кислотности в интрузивных и эффузивных породах по мере движения с востока на запад от Курило-Камчатской гряды до Забайкалья. В том же направлении намечается уменьшение в породах титана, алюминия, железа, магния и кальция. Что же касается полевошпатовой

Химические составы интрузивных пород Центральной Камчатки

Породы № анализа	Протерозойские породы			Палеозойские породы				Верхнемеловые породы			Неогеновые (нижнемиоценовые) породы				
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Оксиды:															
SiO ₂	71,98	68,26	75,54	75,08	74,50	72,08	69,62	70,80	62,06	54,20	37,70	72,48	70,20	67,84	60,66
TiO ₂	0,32	0,29	0,06	сл.	нет	0,05	0,32	0,36	0,08	0,80	0,04	1,00	0,35	0,34	0,64
Al ₂ O ₃	14,70	17,00	16,79	13,13	14,43	19,01	18,41	14,49	24,94	12,35	0,80	14,50	14,79	14,17	18,07
Fe ₂ O ₃	0,81	1,21	0,00	0,65	0,72	0,46	2,76	1,95	1,06	9,52	4,83	1,10	0,62	2,89	2,72
FeO	1,86	3,37	0,20	2,15	0,21	0,44	—	1,12	—	6,21	4,31	0,80	2,37	1,43	2,22
MnO	нет	—	0,06	0,01	нет	0,09	0,03	0,07	0,11	0,12	0,19	0,04	0,09	0,05	0,07
MgO	0,91	0,92	0,17	0,34	0,11	0,06	1,52	1,12	1,82	3,51	43,00	0,45	0,91	1,56	20,06
CaO	2,29	2,42	1,29	1,59	1,81	2,02	3,60	2,49	3,98	8,88	0,09	1,87	2,68	2,86	4,81
Na ₂ O	2,79	2,85	1,62	3,58	4,21	3,80	1,17	3,73	2,41	1,40	сл.	3,97	3,97	3,92	3,78
K ₂ O	1,71	3,62	2,89	3,96	2,83	1,34	1,56	3,34	2,79	1,06	сл.	3,72	3,15	3,27	2,45
P ₂ O ₅	0,18	0,13	1,02	0,11	0,05	0,06	0,17	0,14	0,21	0,57	0,10	0,24	0,07	сл.	0,24
SO ₃	0,85	0,13	0,04	0,09	0,15	0,12	0,11	0,05	—	0,03	—	0,16	—	0,07	0,08
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,34	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,36	—	0,12	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,74	—	0,73	—	—
П. п. п.	1,02	—	1,02	0,08	0,50	0,62	0,98	0,68	1,15	1,70	—	0,59	—	1,00	1,71
Сумма	99,42	100,37	99,76	100,77	99,52	100,15	100,28	100,34	100,31	100,37	99,50	100,92	100,50	99,40	99,51
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому															
a	4,3	11,1	7,2	13,1	13,0	9,6	4,9	12,6	9,2	4,8	—	13,7	13,1	13,3	12,3
c	2,7	2,8	1,5	1,9	2,1	2,3	4,2	2,8	4,2	6,7	0,1	2,2	3,0	2,8	6,2
b	9,8	10,8	11,3	3,0	2,4	10,7	14,9	6,3	17,8	25,2	65,5	3,2	6,0	7,1	9,1
s	83,2	75,3	80,0	82,1	82,5	77,4	76,0	78,3	68,8	63,3	34,4	80,9	73,3	76,8	72,4
a'	58,9	49,0	95,5	—	62,0	94,8	73,1	—	77,6	—	1,00	25,0	—	—	7,8
f'	25,2	37,4	2,3	82,6	30,0	4,8	14,9	42,1	5,6	56,5	10,3	52,0	46,1	55,0	51,5
m'	15,9	13,6	2,2	17,4	8,0	0,4	16,3	28,4	16,8	23,9	88,7	23,0	61,6	37,0	40,7
c'	—	—	—	—	—	—	—	45,2	—	19,6	—	—	2,2	8,0	—
n	71,0	55,0	46,0	58,0	69,0	82,0	66,0	59,0	56,0	62,0	—	62,0	66,0	65,0	70,0
Q	55,1	25,6	44,1	36,0	—	33,3	38,0	28,6	15,0	10,3	31,3	42,2	22,0	24,2	5,0
a/c	1,6	4,0	4,8	6,9	6,5	4,1	1,0	4,5	2,1	0,7	—	6,3	4,4	4,4	2,0

Таблица 4 (окончание)

Породы в анализе	Неогеновые (нижнемиоценовые) породы							Неогеновые (верхнемиоценовые) породы					Неогеновые (плиоценовые) породы			
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Окислы:																
SiO ₂	59,10	55,64	54,56	59,01	44,46	69,20	65,70	62,82	59,68	57,60	56,20	51,44	65,20	62,76	54,52	53,62
TiO ₂	0,80	0,61	0,52	1,05	0,90	0,25	0,46	0,64	0,84	0,48	0,76	0,76	0,56	0,54	0,59	0,53
Al ₂ O ₃	16,61	7,08	19,14	19,03	11,86	18,52	20,27	19,14	14,72	18,40	17,46	20,16	16,73	19,66	20,34	19,75
Fe ₂ O ₃	3,57	5,83	2,85	4,00	11,54	1,43	0,08	1,94	3,21	0,68	0,58	3,61	2,40	3,07	4,32	4,23
FeO	3,44	—	4,81	6,06	4,92	—	2,15	1,85	4,59	3,21	4,97	4,66	2,44	1,73	3,73	3,52
MnO	0,11	0,31	0,09	0,01	0,23	0,06	0,04	0,07	0,09	0,14	0,18	0,03	0,06	0,06	0,12	0,14
MgO	3,08	6,04	3,64	5,44	8,06	2,14	2,10	2,60	4,68	4,13	2,64	4,55	2,99	3,12	4,57	4,52
CaO	6,18	12,79	7,98	9,98	13,98	3,70	5,02	4,97	6,89	6,40	6,98	9,28	5,12	5,01	7,84	8,85
Na ₂ O	3,10	2,47	3,37	3,60	1,80	2,27	1,52	2,50	1,94	2,74	2,28	2,76	2,33	2,27	2,20	2,54
K ₂ O	2,89	0,90	2,00	0,61	2,20	3,15	2,47	2,81	0,95	1,01	0,60	0,39	2,03	0,96	0,31	0,33
P ₂ O ₅	—	1,01	—	—	0,16	0,14	0,16	0,18	0,06	0,38	0,36	0,22	0,13	0,16	0,13	0,15
SO ₃	—	0,20	—	—	0,08	Нет	0,16	0,16	0,12	0,08	Нет	0,32	0,14	0,07	0,16	0,12
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,16	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	8,74	0,46	0,04	1,04	0,17	0,02	—	2,75	3,96	7,44	0,86	—	—	2,62	2,56
Сумма	100,06	100,88	99,42	99,87	100,93	101,03	100,26	99,68	100,52	99,21	100,45	99,04	100,23	99,41	101,45	100,86

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	11,3	6,7	10,8	9,0	6,8	9,1	6,7	9,0	5,8	8,1	6,5	7,3	7,9	6,4	5,5	6,3
b	5,7	1,3	7,9	8,6	4,3	4,3	5,9	5,7	7,2	8,4	9,5	10,7	6,2	6,0	10,0	11,0
b'	14,0	29,1	16,0	22,9	39,5	10,8	13,6	11,1	17,0	13,2	11,7	18,0	11,4	15,9	19,0	16,7
s	69,0	62,9	65,3	59,5	49,4	75,8	73,8	74,2	71,0	70,3	72,3	64,0	74,5	71,7	66,5	63,0
a'	—	—	—	—	—	56,0	58,8	38,0	—	12,4	5,3	—	17,7	48,8	15,8	—
f'	47,0	17,5	46,2	41,7	36,0	11,6	15,6	28,8	43,6	30,4	51,9	46,0	38,0	18,3	40,8	47,4
m'	39,0	34,6	39,5	41,1	33,3	32,4	25,4	34,0	48,1	57,2	42,8	46,7	44,3	32,9	43,4	50,0
c'	14,0	47,9	14,3	17,2	30,7	—	—	—	9,3	—	—	7,3	—	—	—	3,5
n	61,0	80,0	72,0	90,0	55,0	53,0	48,0	57,0	75,0	80,0	86,0	91,0	64,0	70,0	92,0	92,0
Q	9,7	11,1	1,1	-7,6	-19,0	29,1	28,3	19,0	21,2	16,0	22,1	10,0	27,0	24,6	11,0	5,4
a/c	2,0	5,1	1,3	1,0	1,7	2,1	1,1	1,6	0,8	0,9	0,6	0,7	1,2	1,0	0,5	0,6

Примечания. 6 — гнейсо-гранит, среднее течение р. Правой Колпаковой, А. Ф. Марченко, 1959; 7 — гнейсо-гранит, р. Кудряж, правый приток р. Правой Колпаковой, А. Ф. Марченко, 1958; 8 — гранит биотитовый, р. Стратиковская, в 5 км от устья, В. А. Ярмюлюк, 1951; 9 — гранит мусковитовый, р. Дукун, М. М. Лебев, 1959; 10 — гранит лейкократовый, среднее течение р. Правой Колпаковой, М. И. Горяев, 1957; 11 — гранит мусковитовый, массив г. Тхонжи, А. Ф. Марченко, 1959; 12 — гранит биотитовый, левый берег среднего течения р. Этыканендя, левое притока р. Золотой, впадающей в р. Облуковину, М. И. Горяев, 1957; 13 — гранит, левый приток р. Средней Воровской, А. Ф. Марченко, 1957; 14 — гранодiorит, между реками Быстрой и Степановой, С. З. Горбачев, 1958; 15 — габбро, г. Колмак, между реками Правой и Средней Воровской, А. Ф. Марченко, 1957; 16 — диорит, Вывенская зона, А. Ф. Михайлов, 1955; 17 — гранит, р. Озерная Камчатка, А. Ф. Марченко, 1957; 18 — биотитово-роговообманковый гранит, бухта Ахоттен, К. В. Прохоров, 1959; 19 — гранодiorит, левый приток р. Паратунки, С. Е. Апре-ков, 1961; 20 — диоритовый порфирит, Озерновский массив, Я. Ш. Геворкян, 1959; 21 — кварцсодержащий моноцитит, р. Средняя Карымчина, при слиянии с р. Пра-

вой Карымчиной, Н. Д. Соболев, 1940; 22 — габбро-диорит, истоки Левого разлика р. Правый Кирганик, П. Н. Ильченко, 1957; 23 — габбро-диорит, Ганальский хребет, реки Собачья и Исхалдыч, Л. И. Тихомиров, 1958; 24 — габбро, Ганальский хребет, реки Собачья и Исхалдыч, Л. И. Тихомиров, 1958; 25 — габбро, р. Яковская, левый приток р. Камчатка, А. Ф. Марченко, 1957; 26 — гранит биотитовый, северо-западный склон г. Лавка, А. Ф. Марченко, 1958; 27 — гранодiorит, водо-раздел рек Левый Кирганик (истоки) и Дюборой, М. И. Горяев, 1958; 28 — кварцевый моноцитит, правый приток р. Ванаявам, в 19 км к востоку от г. Витаней, Ю. А. Новоселов, 1959; 29 — диорит, массив г. Глинной, в 7 км к югу от с. Коряки, С. Е. Апреков, 1961; 30 — диоритовый порфирит, месторождение Сухое, И. Н. Илечко, 1957; 31 — кварцевый диоритовый порфирит, участок Киноварный (лайка), Л. И. Лапшина, 1957; 32 — габбро-диорит, Озерновский массив, Я. Ш. Геворкян, 1959; 33 — диоритовый порфирит, верховье р. Кроки, Л. И. Лапшина, 1959; 34 — диоритовый порфирит, верховье р. Кроки (Л. И. Лапшина, 1959); 35 — габбро-диорит, верховье р. Кроки, ручей Надежный, Л. И. Лапшина, 1959; 36 — габбро-диорит, верховье р. Кроки, Л. И. Лапшина, 1959.

известии, то ее количество резко уменьшается с востока на запад в эффузивных породах, что хорошо видно по расположению вариационных линий на плоскости *SCB*. В интрузивных породах такой закономерности пока установить не удалось, вероятно, из-за недостатка материала. Здесь четко намечается обогащение полевошпатовой известью только средних и основных пород материковой части, тогда как кислые породы всех регионов значительно обеднены ею (расположение роя векторов на плоскости *SCB* в верхней части значительно левее средних типов по Дэли).

Некоторое исключение для всех регионов составляют габбро и диориты; для них устанавливается уменьшение кислотности и увеличение магния и кальция с востока на запад.

Таким образом, на основании пока очень разрозненного и неполного материала по химизму пород отдельных регионов южной части Дальнего Востока удалось установить некоторые петрохимические закономерности изверженных горных пород от полуострова Камчатки до Забайкалья. В этом направлении намечается:

- 1) повышение кислотности пород;
- 2) увеличение щелочности пород;
- 3) уменьшение содержания в породах магния, кальция, железа, титана и алюминия;
- 4) резкое уменьшение содержания полевошпатовой извести;
- 5) уменьшение пересыщенности пород глиноземом.

Во всех разностях пород, кроме гранитов и риолитов, натрий резко преобладает над калием.

Более подробно химические составы пород рассмотрены для полуострова Камчатки. Здесь материалы по петрохимии магматических пород систематизированы по отдельным тектоническим зонам.

До настоящего времени для Камчатки рассматривались и сравнивались лишь составы молодых эффузивных пород. Нами на специальной диаграмме показаны составы интрузивных пород различных зон Камчатского полуострова. Интрузивные породы различных структурно-тектонических зон характеризуются достаточно четко проявленными петрохимическими особенностями (рис. 3).

Химические составы интрузивных пород Западной Камчатки

№ анализа	37	38	39	40	41	42	43	44
Окислы:								
SiO ₂	56,92	51,86	47,76	41,92	39,30	37,60	35,88	35,10
TiO ₂	0,75	1,33	1,00	0,04	0,05	0,14	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	20,05	14,04	21,70	2,11	1,42	12,46	3,99	1,55
Fe ₂ O ₃	1,65	2,61	8,90	3,02	5,11	4,53	7,03	4,11
FeO	1,83	2,87	3,75	4,09	2,58	7,44	4,04	6,20
MnO	0,02	0,06	0,08	0,14	0,12	0,06	0,08	0,21
MgO	2,41	4,98	8,29	36,90	37,75	24,20	22,02	36,16
CaO	2,19	6,88	3,53	0,54	0,60	4,16	1,30	0,51
Na ₂ O	2,26	1,40	2,41	0,51	0,14	0,70	0,84	0,05
K ₂ O	7,26	5,68	0,87	Сл.	Сл.	0,10	0,16	0,05
P ₂ O ₅	0,38	0,69	0,11	—	0,03	0,30	—	—
SO ₃	0,08	0,08	0,02	0,07	—	—	—	1,84
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,52	0,46	—	—	0,40
NiO	—	—	—	0,28	0,16	—	—	0,24
CO ₂	—	—	—	0,45	—	—	—	1,17
V ₂ O ₅	—	—	—	Сл.	0,02	—	—	Сл.
As	—	—	—	0,02	—	—	—	0,22
S	—	—	—	0,40	0,02	—	—	0,03
H ₂ O ⁺	—	—	—	8,33	11,40	6,30	21,84	11,80
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,70	0,76	2,02	1,56	0,72
П. п. п.	3,76	6,64	6,14	—	—	—	—	—
Сумма	99,56	99,12	102,56 (по автору)	100,04	99,92	100,91	99,83	99,73

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	16,0	12,1	6,3	0,9	0,3	1,7	2,3	0,3
c	2,8	4,0	4,0	0,5	0,6	4,7	1,7	0,5
b	13,5	19,3	37,3	58,3	60,6	53,4	50,8	63,6
s	67,7	64,5	52,4	40,3	38,5	40,2	45,2	35,6
a'	45,9	—	35,6	0,6	0,1	8,9	—	0,8
f''	23,4	16,4	28,6	9,5	9,6	19,2	20,9	13,5
m'	30,7	46,7	35,8	89,9	90,3	71,9	79,1	85,7
c'	—	25,8	—	—	—	—	—	—
p	31,0	27,0	87,0	100,0	100,0	9,0	87,0	50,0
Q	10,6	9,0	-1,8	-21,7	23,2	-28,4	-15,9	-29,9
a/c	5,7	3,0	1,5	0,2	0,5	0,3	1,3	0,06

Примечания. 37 — анализимовый сиенит, вершина г. Тиличек, левый приток р. Морощечной, П. А. Коваль, 1960; 38 — лейцитовый трахит, гора Белоголовая, Е. П. Кленов, 1958; 39 — трахидолерит лимбургитовый, верховье р. Аmaniны, К. М. Севастьянов, 1954; 40 — гарцбургит, Валижгенская зона, А. Ф. Михайлов, 1961; 41 — гарцбургит, Таловская зона, А. Ф. Михайлов, 1961; 42 — пироксенит (диаллагит), Пантонейская зона, А. Ф. Михайлов, 1961; 43 — аподеритовый серпентинит, Маметчинская зона, А. Ф. Михайлов, 1961; 44 — аподунитовый серпентинит, Валижгенская зона, А. Ф. Михайлов, 1961.

Для Восточной Камчатки характерны основной состав лав и основной и ультраосновной состав интрузивных пород, т. е. эти породы обеднены кремнеземом, щелочами и полевошпатовой известью, при значительном содержании магния и кальция (вариационная линия I—I').

Интрузивные породы Центральной Камчатки занимают промежуточное положение между бедными щелочами интрузивными породами Восточной Камчатки и обогащенными щелочами породами Западной Камчатки. В Центральной Камчатке по содержанию щелочей домезозойские, верхнемеловые и третичные интрузивные породы в целом располагаются между бедными щелочами интрузивными породами Восточной Камчатки и обогащенными щелочами породами Западной Камчатки.

Здесь по петрохимическим особенностям выделяются следующие группы пород.

1. Древние (домезозойские?) интрузивные породы. Они обладают лейкократовым характером, пересыщены глиноземом и обеднены магнием (вариационная кривая II—II).

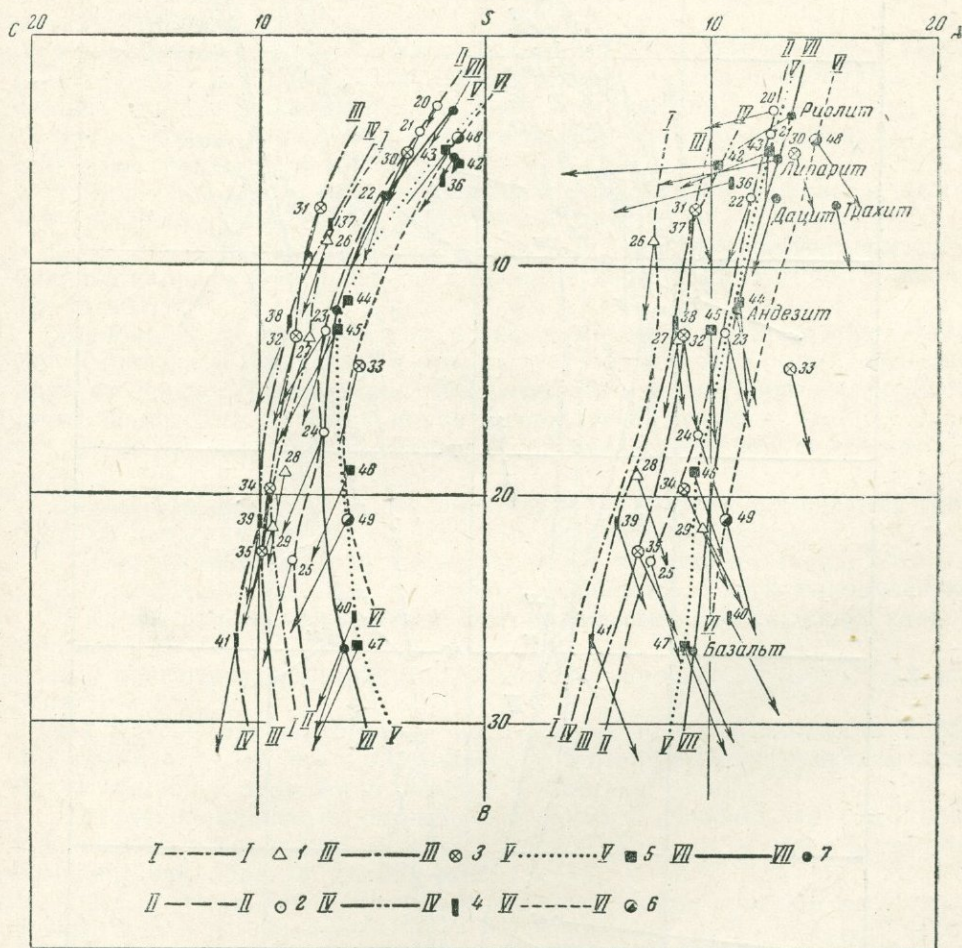


Рис. 2. Химический состав средних типов эффузивных пород различных районов южной части Дальнего Востока

1 — Курильские о-ва, 2 — Камчатка, 3 — Сахалин, 4 — Япония, 5 — материковая часть Дальнего Востока, 6 — Забайкалье, 7 — по Дзэи

2. Нижнемиоценовые интрузивные породы нормального ряда с повышенной щелочностью (с преобладанием натрия над калием), несколько обогащенные магнием (вариационная кривая III—III).

3. Верхнемиоценовые интрузивные породы, сильно пересыщенные глиноземом и по сравнению с нижнемиоценовыми интрузивами значительно обедненные щелочами и магнием. Содержание натрия превышает содержание калия (вариационная линия IV—IV).

4. Плиоценовые интрузивы, характеризующиеся уменьшением кремнезема и увеличением магния по сравнению с верхнемиоценовыми породами. Породы обогащены полевошпатовой известью (вариационная кривая V—V).

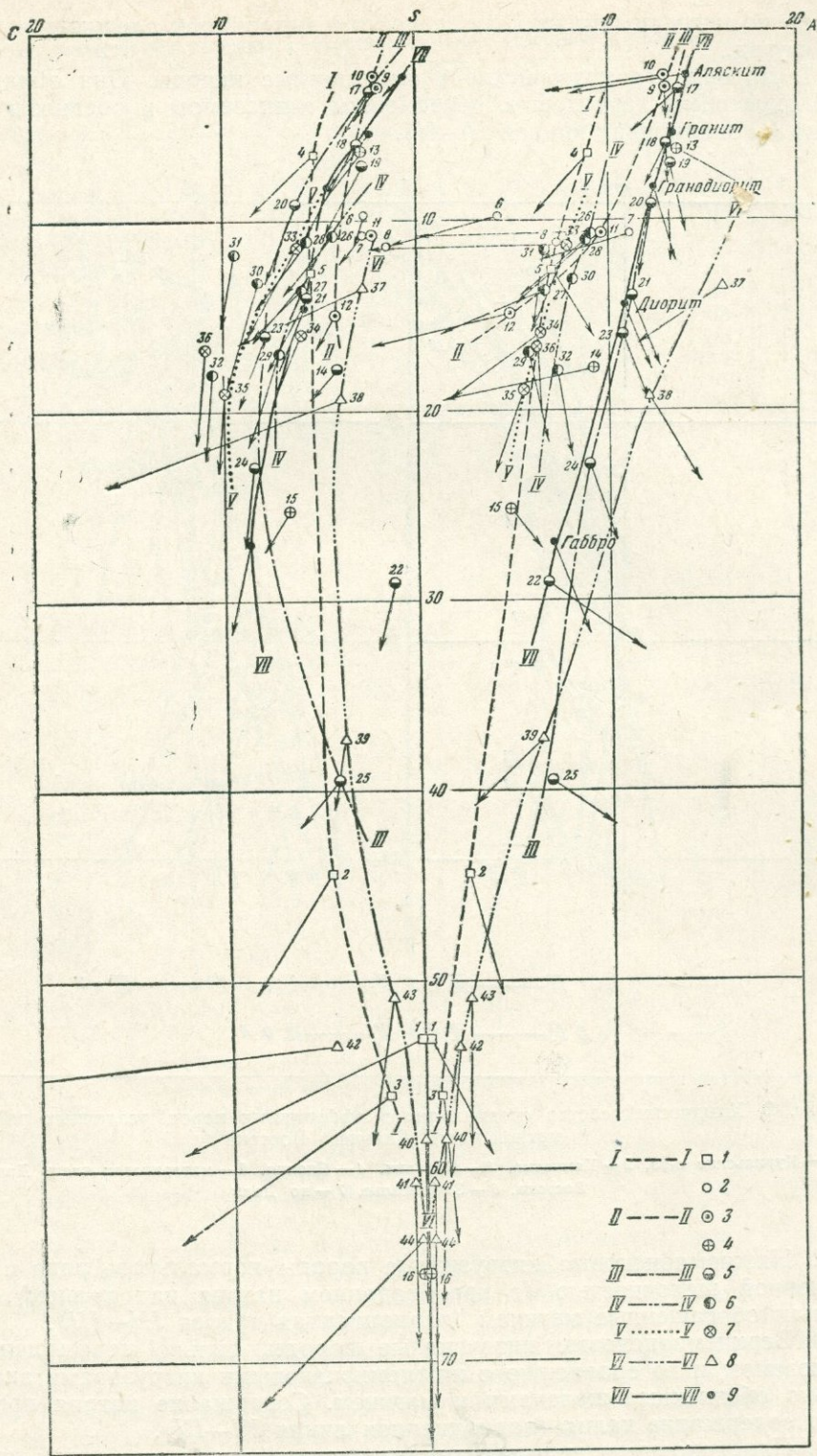


Рис. 3. Химический состав интрузивных пород полуострова Камчатки
 1 — Восточная и Центральная Камчатка, 2 — протерозойские, 3 — палеозойские,
 4 — верхнемеловые, 5 — неогеновые-нижнемиоценовые, 6 — неогеновые-верхнемиоцено-
 вые, 7 — плиоценовые, 8 — Западная Камчатка, 9 — по Дэли

Таким образом, интрузивные породы Центральной Камчатки отличаются повышенным, но меньшим содержанием кальция и повышенным содержанием щелочей по сравнению с одновозрастными породами Восточной Камчатки. Количество щелочей с течением времени уменьшается.

Для Западной Камчатки характерно широкое развитие щелочных пород, что является доказательством перехода к платформенному магматизму (вариационная кривая VI—VI).

Интрузивные породы Западной Камчатки мало отличаются от однотипных пород Восточной Камчатки. В первых натрий преобладает над калием, вторым свойственны обратные соотношения.

Среди пород Западной Камчатки выделяются по химическому составу две группы:

1. Более кислые разности с большим содержанием кальция и щелочей (анальцимовый сиенит, лейцитовый трахит).
2. Более основные разности пород с небольшим количеством свободного кальция и щелочей, обогащенные железом и магнием (анализы 40—45).

Вариационные линии, отражающие химические составы пород трех зон Камчатки — Восточной, Центральной и Западной, резко отделены друг от друга. Линия пород Восточной Камчатки занимает крайнее левое положение, а линия пород Западной Камчатки — крайнее правое. Породы Центральной Камчатки располагаются между этими линиями.

Таким образом, в пределах полуострова Камчатки намечаются следующие петрохимические особенности интрузивных пород.

1. Содержание щелочей увеличивается с востока на запад.
2. Содержание кальция и магния уменьшается в этом направлении.
3. С востока на запад уменьшается пересыщенность пород глиноземом.
4. Уменьшение полевошпатовой извести происходит с востока на запад.

На материалах по химизму интрузивных пород Камчатки как бы подчеркиваются те же закономерности, которые были отмечены для более обширной территории Дальнего Востока.

Эти закономерности, очевидно, отражают строение земной коры и находятся в причинной связи с расположением на востоке огромной симатической области Тихого океана.

Судя по тому, что отмеченные закономерности присущи не только четвертичным и неогеновым, но и более древним магматическим породам, Тихий океан с его симатическим ложем является древним образованием.

Таким образом, петрохимические данные косвенно подтверждают существование Тихоокеанского рудного пояса с концентрически окаймляющими Тихий океан зонами.

В ближайшем будущем автор предполагает рассмотреть химические составы изверженных пород Дальнего Востока по главным структурно-геологическим зонам и по геологическим возрастам, что позволит уточнить материалы, приведенные в данной статье.

ЛИТЕРАТУРА

- Попкова М. И., Кайдалова Е. Ф. и др. Сборник химических анализов изверженных горных пород южной части Дальнего Востока. Хабаровск, Изд. ДВГУ и ДВ. отд. всес. геогр. об-ва, 1961.
- Власов Г. М., Попкова М. И. Общая характеристика магматических процессов Камчатки. Геология СССР, т. XXXI «Камчатка, Курильские и Командорские острова», гл. V, 1962.

М. Л. ГЕЛЬМАН и В. Ф. БЕЛЫЙ

Северо-Восточное геологическое управление

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВЫХ И РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ЭФФУЗИВОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧУКОТКИ

Вулканическая деятельность мелового периода на Северо-Востоке Азии, в том числе и на Чукотке, в наиболее интенсивной форме проявилась в Охотско-Чаунском вулканическом поясе. В настоящей статье рассматривается территория Северо-Западной Чукотки с границами: на севере — полярное побережье, на западе — р. Колыма, на востоке — р. Куэвунь и р. Б. Осиновая, на юге — водораздел Большого и Малого Анюя. На этой территории располагается северное окончание важнейшей части пояса — Охотской дуги (Устиев, 1959). Северная оконечность Охотской дуги имеет свои особенности и по составу вулканических образований отличается от более южных районов: для меловых, в частности, для нижнемеловых эффузивов Чукотки характерно обилие кислых пород (липаритового, дацитового и андезитового состава), в целом соответствующих составу гранитоидов.

К западу от рассматриваемого отрезка вулканического пояса расположены мезозойды Чукотки, к юго-востоку — область мезо-кайнозойской складчатости Северо-Востока. По отношению к этой области в пределах вулканического пояса выделяются внутренняя и внешняя зоны. Петрохимический и, особенно, петрографический материал, который рассматривается в нашей статье, относится, главным образом, к внешним зонам вулканического пояса и к входящему в их состав так называемому Пегтымельскому компенсационному прогибу (Белый, 1961).

Как показано на рис. 1, граница внешней и внутренней зон вулканического пояса с течением времени несколько менялась.

Внешняя зона вулканического пояса обнаруживает известные связи с мезозойдами, и границу между ними разные авторы проводят по-разному, всегда с некоторой долей условности. Мы ее проводим по внешнему контуру области сплошных вулканических полей, относящихся по возрасту ко второй половине раннего мела или еще более молодых. В мезозойдах Чукотки эффузивные поля того же возраста занимают гораздо меньшую относительную площадь. Они расположены поблизости от крупных гранитоидных массивов, которые являются важнейшими магматическими образованиями этой области. Пространственная связь эффузивов и гранитоидов закономерна, и изучение их соотношений приводит к заключению о геологической одновременности эффузивного и интрузивного процессов при наличии разнообразных механизмов связи.

В пределах рассматриваемой северной части вулканического пояса массивы гранитоидов играют заметно меньшую роль. Одни из них древнее эффузивов, распространенных в их окрестностях (Мольтыканский массив и др.), и в окнах выступают из-под эффузивных покровов, прорывая осадочную толщу триаса. Другие (Катумский массив, массив р. Быстрой) прорывают и метаморфизуют часть разреза эффузивов, но перекрываются более молодыми эффузивами. По-видимому, в этом случае мы также сталкиваемся с примерами тесной связи гранитоидного и эффузивного магматизма. Наконец, известны небольшие тела полнокристаллических пород среднего состава, рассекающие всю эффузивную толщу вулканического пояса Чукотки.

Изложенные общие данные об эффузивах Чукотки указывают на родство мощной вулканической деятельности в северной части вулканического пояса с существенно гранитоидным магматизмом в мезозоидах. Такие соотношения являются частным случаем закономерной связи плутонических и вулканических процессов в Охотско-Чаунском вулканическом поясе (Устиев, 1951). Эти соотношения позволяют нам рассматривать особенности петрохимии меловых и раннепалеогеновых эффузивов Чукотки прежде всего как особенности вулканитов, связанных с гранитоидным магматизмом. Для петрохимических сопоставлений нами использовано 52 анализа эффузивных и 6 анализов субвулканических пород из коллекций разных авторов. Для сравнения взяты анализы гранитоидов Чукотки, заимствованные из многочисленных геологических отчетов. Большинство анализов — новые, выполненные в течение последних 10 лет. Более старые анализы взяты из печатных работ (Дитмар, 1938; Флёров и Дворак, 1958).

Разрез эффузивов рассматриваемой части Чукотского вулканического пояса имеет циклическое строение (Белый, 1961). Выделяются три цикла: первые два относятся ко второй половине раннего и к началу позднего мела; третий охватывает вторую половину позднего мела и, по-видимому, начало палеогена (рис. 2). Геологический возраст большей части эффузивов обоснован флорой. Лишь самые молодые базальты не имеют пока палеофитологической характеристики, но довольно определенно сопоставляются с раннепалеогеновыми базальтами Охотского побережья и кряжа Рарыткин.

Развитие каждого цикла начинается извержения кислого материала, а заканчивают — более основного (антидромная последовательность). Содержание кремнекислоты в горных породах первого цикла меняется от 77 до 60% (анализы с $\text{SiO}_2 \approx 80\%$ относятся к измененным, окварцованным разностям). Содержание SiO_2 в горных породах, сформированных в течение второго цикла, колеблется от 73 до 50%, а третьего — от 72 до 46%. Таким образом, имеющиеся анализы показывают, что первый цикл характеризуется наличием наиболее кислых разностей, а третий — наиболее основных. Это значит, что антидромная последовательность каждого цикла является элементом более общей антидромной последовательности, охватывающей всю эффузивную деятельность в целом. В то же время, каждый цикл осложняется циклическостью следующего порядка, которая изучена еще недостаточно, но, по-видимому, имеет гомодромный характер. Так, постепенное поокисление состава эффузивов вверх по разрезу установлено в пыкарваамской, коэквуньской и эргываамской свитах и намечается так же для энмываамской свиты. В связи с этим в каждом цикле самые кислые породы залегают несколько выше основания разреза, а самые основные — несколько ниже его верхов. Поэтому границы циклов не всегда резко выражены и проводятся по границам свит, намеченным по ряду картировочных признаков. К первому циклу относятся алькаквуньская свита (до 1000 м) и каленьмуваамская (до 800 м); ко второму — пыкар-

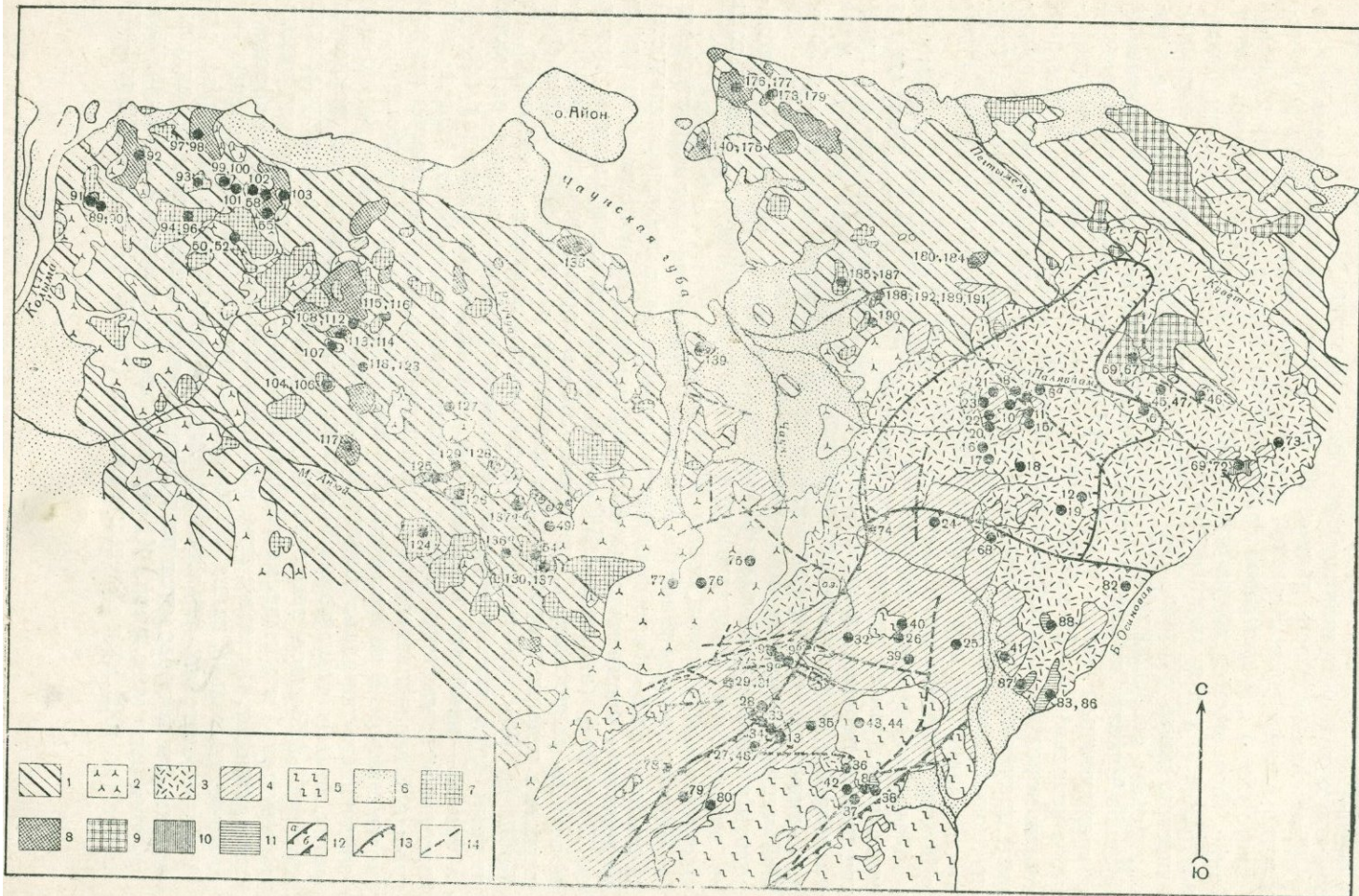


Рис. 1. Расположение анализируемых образцов

1 — терригенные, отчасти вулканосадочные образования палеозоя, триаса, юры и неокома; 2 — верхнемезозойские эффузивы в мезозондах; 3 — 5 — вулканогенные толщи северной оконечности Охотской дуги; 3 — вторая половина раннего мела; 4 — конец альба? — поздний мел; 5 — ранний палеоген; 6 — рыхлые антропогенные отложения; 7 — 8 — меловые гранитоиды в мезозондах; 7 — ранние фазы, 8 — поздние фазы; 9 — 11 интрузивные полнокристаллические породы в вулканическом поясе; 9 — массивы, более древние, чем эффузивы второй половины раннего мела, 10 — массивы, прорывающие эффузивы раннего мела и более древние, чем эффузивы позднего мела, 11 — прорывающие эффузивы массивы с неизвестной верхней границей; 12 — граница внешних и внутренних зон вулканического пояса; а — для первого и второго циклов, б — для третьего цикла; 13 — контур Петгымьского компенсационного прогиба; 14 — разломы

Цифры на карте соответствуют номерам анализов: 1 — 55, 6а, 9а и 9б — анализы эффузивов и связанных с ними субвулканических интрузий; 59 — 88 — анализы интрузивных полнокристаллических пород в вулканическом поясе, в том числе; 59 — 67 — Мольтыканский массив, 69 — 72 — Катумский массив, 73 — массив р. Быстрой; 89 — 191 — анализы гранитоидов и даек плутонического типа в мезозондах, в том числе; 94 — 96 — Тымкивеевский массив, 103 — Коневаамский массив, 130 — 137 — массив Двух Цирков

ваамская (до 1000 м), вороньинская (до 500 м) и коэквиуньская (порядка 1000 м); третий цикл состоит из эргываамской и энмываамской свит (соответственно около 800 м и до 700 м).

В подошве пыкарваамской свиты залегают андезито-дациты с содержанием кремнекислоты около 64%, которыми подстилаются характерные для этой свиты кислые породы с содержанием кремнекислоты около 73%. Таким образом, нижние горизонты пыкарваамской свиты по основности довольно близки к наиболее распространенным породам каленьмуваамской свиты (с содержанием SiO_2 60—62%). Несмотря на то, что образование эргываамской и коэквиуньской свит разделено значительным интервалом времени (Белый, 1961), переход от второго цикла к третьему также является постепенным. В верхней части коэквиуньской свиты известны андезиты, в которых содержание SiO_2 повышается до 60% (против обычных в этой свите 53—56%), а в основании эргываамской свиты залегают андезито-дациты, содержащие 63% кремнекислоты, которые лишь выше по разрезу сменяются кислыми породами с содержанием кремнекислоты около 72%. Особенности минеральных парагенезисов в переходных по основности разностях на границах циклов также являются промежуточными (см. рис. 2), что указывает на промежуточный режим вполне подвижных компонентов.

В большинстве случаев химический состав эффузивов внутри свиты довольно выдержанный. Поэтому общее изменение химизма в процессе развития вулканической деятельности может быть проиллюстрировано изменением средних содержаний компонентов от свиты к свите (табл. 1). В первых двух циклах это изменение выражается в смене липаритов (обычно спекшихся туфов) андезитами. Второй цикл имеет трехчленное строение, и самая верхняя его свита — коэквиуньская — характеризуется уже не андезитовым, а андезито-базальтовым средним составом. Правда, за средними цифрами состава коэквиуньской свиты кроется большое разнообразие отдельных типов пород, устанавливаемое как при площадном картировании свиты, так и при изучении ее разрезов. Наряду со сравнительно редкими базальтами толеитового типа и наиболее широко распространен-

Таблица 1
Средний химический состав эффузивов вулканического пояса Северо-Западной Чукотки по свитам

Окислы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	Σ
Свита, № проб:	73,55	0,19	13,88	1,23	0,38	0,02	0,32	1,22	2,08	3,32	0,03	2,34	1,13	0,19	99,87
Алькаквуньская 1—5	62,47	0,59	16,83	2,45	2,37	0,08	1,54	4,48	2,66	3,17	0,15	1,24	0,64	1,13	99,80
Каленьмуваамская 6—8,6-а	68,60	0,32	15,74	1,90	1,02	0,06	0,74	2,16	3,36	3,52	0,13	1,40	0,70	0,10	99,75
Пыкарваамская 9—14, 9-а, 9-б	63,66	0,61	16,29	2,66	1,63	0,09	1,85	4,44	2,66	2,82	0,19	1,45	0,61	0,86	99,82
Вороньинская 15—19	58,48	0,79	16,88	3,15	3,32	0,11	3,51	6,03	2,98	2,56	0,26	0,93	0,88	0,10	99,98
Коэквиуньская 20—31	68,58	0,34	15,71	1,77	1,01	0,09	0,72	2,36	3,79	3,56	0,13	1,11	0,64	0,15	99,95
Эргываамская 32—39	52,90	1,03	17,57	3,47	4,48	0,15	5,63	6,58	3,23	2,14	0,49	1,39	0,61	0,19	99,87
Энмываамская 40—44															

А п т - а л б б	В о з р а с т	П о л е г е н (р а н н и й)		Л а в а и с п е к ш и е с я т у ф ф ы	Ц в е т н ы е м и н е р а л ы (г л а в н ы м о б р а з о м , в к р а п л е н н и к и)				N п л а г и о к л а з о в					
		П о з д н и й о л о д - с е н о м	П о з д н и й с е н о м - д а т с к и й		М е з о к р а т о в ы е	Б и т у т	Р о г а т а я о л о ж н и ц а	П и р о к с е н	О л и в и н	С л и в и н	в к р а п л е - н и к и	в о с н о в н о й м а с с е		
													В о р о н и н с к а я	К а з ы в а я
П е р в ы й	В т а б	А д л а к - в у ч н а я	К а л е н ь м у д а м с к а я	Д а ц и т ы , и н о г д а а н д е з и т о - д а ц и т ы	Л и п а р и т ы	Л е й к о к р а т о в ы е и н о г д а м е з о к р а т о в ы е					10-25-40			
				Д а ц и т ы , а н д е з и т о - д а ц и т ы	Л и п а р и т ы	Л е й к о к р а т о в ы е						40-50		
				Д а ц и т ы , л и п а р и т о - д а ц и т ы	Л и п а р и т о - д а ц и т ы	М е з о к р а т о в ы е и л е й к о к р а т о в ы е							20-35	
				А н д е з и т о - д а ц и т ы , а н д е з и т ы	А н д е з и т о - б а з а л ь т ы	М е з о к р а т о в ы е и л е й к о к р а т о в ы е							45-55	
				Д а ц и т ы , а н д е з и т о - д а ц и т ы	Д а ц и т ы , а н д е з и т о - д а ц и т ы	М е з о к р а т о в ы е , л и - р о у м е з о к р а т о в ы е							38-55	
				Л и п а р и т ы , и з р е д к а л и п а р и т о - д а ц и т ы	Л и п а р и т ы , и з р е д к а л и п а р и т о - д а ц и т ы	М е з о к р а т о в ы е , л и - р о у м е з о к р а т о в ы е							25-40 и н о г д а д о 50	
				Д а ц и т ы , а н д е з и т о - д а ц и т ы , л и п а р и т о - д а ц и т ы	Д а ц и т ы , а н д е з и т о - д а ц и т ы , л и п а р и т о - д а ц и т ы	М е з о к р а т о в ы е							37-45	
				А н д е з и т ы , а н д е з и т о - д а ц и т ы	А н д е з и т ы , а н д е з и т о - д а ц и т ы	М е з о к р а т о в ы е , л а з о в л е й к о к р а т о в ы е							37-55	
				А н д е з и т о - б а з а л ь т ы	А н д е з и т о - б а з а л ь т ы	М е з о к р а т о в ы е , л а з о в л е й к о к р а т о в ы е							50-70 и з р е д к а > 70	50-70
				А н д е з и т о - д а ц и т ы , а н д е з и т ы	А н д е з и т о - д а ц и т ы , а н д е з и т ы	М е з о к р а т о в ы е , л а з о в л е й к о к р а т о в ы е							50-60	30-50
П е р в ы й	В т а б	А д л а к - в у ч н о м	К а з ы в а я	А н д е з и т о - д а ц и т ы	А н д е з и т о - д а ц и т ы	М е з о к р а т о в ы е , л а з о в л е й к о к р а т о в ы е					42-60			
				Л и п а р и т ы , л и п а р и т о - д а ц и т ы , т р а - х и л и п а р и т ы	Л и п а р и т ы , л и п а р и т о - д а ц и т ы , т р а - х и л и п а р и т ы	М е з о к р а т о в ы е , л а з о в л е й к о к р а т о в ы е						Обычно 24-40 и з р е д к а д о 15		
				Б а з а л ь т ы	Б а з а л ь т ы , а н д е з и т о - б а з а л ь т ы	М е з о к р а т о в ы е						62->70 и з р е д к а д о 53	52-70	

■ Соответствует 10% от общего объема свиты



Минерал присутствует

Минерал характерный

Минерал характерный, но либо преобладающий, либо единственный при нормальном количестве цветных

Рис. 2. Петрографический состав эффузивных пород вулканического пояса по свитам

ными андезито-базальтами химическими анализами выявлены также дациты и липариты с повышенной щелочностью.

Третий цикл резко отличается от предыдущих контрастностью входящих в его состав кислых пород эргываамской и основных — энмываамской свит. Энмываамская свита имеет базальтовый состав; среднее содержание кремнекислоты в ней (около 53%) соответствует базальтовому пику (52,5%) на кривой распределения горных пород по содержанию кремнекислоты, приведенной Ричардсоном и Снисби. Содержание кремнекислоты в средних составах более древних свит отвечает либо вершине гранитного пика на этой кривой, либо его склонам. Базальты энмываамской свиты отличаются от более древних основных пород частым присутствием оливина. Оливин в модальном составе породы имеется иногда и в тех случаях, когда параметр Q положителен. В связи с этими особенностями, возможно, что эффузивы энмываамской свиты не представляют завершения циклического развития мелового вулканизма, а связаны с самостоятельным палеогеновым этапом магматической активности, который проявился во многих районах Северо-Востока СССР в форме базальтового (преимущественно оливиново-базальтового) вулканизма. Постепенное нарастание основности вулканических продуктов по мере развития мелового вулканизма как бы подготавливает появление раннепалеогеновых базальтов на Чукотке. Это соответствует известным примерам сложного перехода от молодых липаритово-андезитовых серий Тихоокеанского кольца к перекрывающим их базальтам (Boyd, 1961).

Эффузивы из рассматриваемой части вулканического пояса образуют единую естественную ассоциацию, относящуюся к типу, промежуточному между Пеле и Йеллоустонским парком. В расположении векторов на диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 3, табл. 2), выявляется ряд особенностей этой ассоциации. На проекции ASB векторы, отмечающие более молодым циклам, смещаются плавно вправо и вниз, что отражает постепенное увеличение щелочности и основности горных пород по мере развития вулканизма. В связи с этим общий рой векторов оказывается довольно широким. Так как среди пород с наиболее высоким параметром b отсутствуют представители начальных циклов (с их относительно меньшей щелочностью), указанная тенденция в смещении векторов приводит к тому, что осевая линия всего роя проходит под заметно меньшим углом в оси SB диаграммы, чем средние линии молодых естественных ассоциаций, намеченные А. Н. Заварицким (1950). В этом выражается так называемая трахидолеритовая тенденция, которая сказывается в повышенной щелочности наиболее основных пород ассоциации.

Наклон векторов на проекции SCB отражает повышенное значение калия в чукотских эффузивах. Повышенное содержание калия в валовом составе лав и спекшихся туфов, вероятно, связано с повышенным потенциалом калия в магме. Последнее обстоятельство проявляется в не вполне обычных парагенезисах, указывающих на расширение полей кристаллизации содержащих калий минералов (Коржинский, 1957). Особенно специфичны такие соотношения в породах среднего состава (главным образом, в каленьмуваамской свите), где иногда с андезин-лабрадором ассоциируют вкрапленники санидина и обычен парагенезис биотита с пироксеном или с роговой обманкой (см. рис. 2).

В связи с широким распространением биотита наблюдается необычно высокая для эффузивов пересыщенность глиноземом. Пересыщенные глиноземом породы встречаются среди разностей с довольно высоким параметром b ($b=12,2$ при $a=9,3$ и в исключительном случае

Химический состав меловых — раннепалеогеновых

№ пробы	О к и с л ы													Сумма	П.п.п.	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-			CO ₂
1	80,13	0,12	12,88	0,67	0,32	0,01	0,14	0,14	0,14	3,24	0,01	1,90	0,32	—	100,02	2,33
2	76,97	0,14	12,66	0,83	0,40	0,02	0,29	1,08	2,50	2,73	0,03	1,31	0,22	0,75	99,93	2,43
3	67,67	0,25	15,04	2,02	0,28	0,02	0,49	2,63	1,73	2,61	0,04	3,41	3,59	0,20	99,98	7,30
4	69,57	0,21	14,04	1,07	0,76	0,03	0,29	1,55	4,06	3,02	0,04	4,19	1,06	—	99,89	5,35
5	73,40	0,24	14,76	1,54	0,16	0,02	0,39	0,68	1,96	5,00	0,04	0,88	0,45	—	99,52	1,50
6	64,06	0,64	16,77	2,94	1,87	0,08	1,46	4,09	2,22	3,44	0,33	0,94	0,73	—	99,57	1,40
6а	62,31	0,46	15,70	3,12	2,25	0,07	1,82	4,12	2,96	3,47	—	0,37	—	—	99,61*	2,96
7	61,54	0,60	17,08	1,80	2,48	0,08	0,88	6,02	2,84	1,86	0,12	1,17	0,83	2,43	99,73	4,23
8	60,09	0,63	17,25	1,82	2,81	0,08	1,94	3,58	2,54	3,80	0,15	2,50	1,00	2,10	100,29	5,11
9	64,39	0,48	17,42	2,42	1,93	0,10	1,62	3,41	3,48	2,91	0,15	1,23	0,43	—	99,67	1,80
9а	67,48	0,41	15,92	2,86	0,72	0,08	0,98	2,07	4,75	3,69	0,14	0,96	0,26	—	100,32	1,36
9б	64,96	0,29	15,50	2,96	0,24	0,03	0,62	2,48	1,80	2,87	0,08	4,12	3,84	—	99,79	7,89
10	72,94	0,22	14,71	1,66	0,40	0,01	0,35	0,60	3,26	3,82	0,17	1,11	0,39	—	99,64	1,29
11	69,87	0,29	15,39	0,81	1,52	0,09	0,58	2,29	3,18	3,20	0,19	1,10	0,28	0,80	99,59	2,05
12	70,0	0,31	15,77	1,78	0,94	0,06	0,58	2,19	3,74	3,15	0,10	0,98	0,08	—	99,68	0,98
13	70,00	0,25	15,13	1,14	1,32	0,05	0,57	2,13	3,24	4,09	0,09	0,87	0,20	—	99,08	1,21
14	69,13	0,34	16,11	1,86	1,12	0,07	0,66	2,08	3,39	4,42	0,11	0,79	0,15	—	100,23	1,10
15	72,78	0,36	12,78	1,59	0,24	0,06	0,60	2,66	1,96	4,38	0,05	1,04	0,28	0,80	99,58	1,86
16	62,55	0,65	17,15	2,50	2,29	0,10	1,85	4,39	2,87	2,39	0,23	1,51	0,20	1,69	100,37	2,69
17	60,63	0,65	17,62	2,28	2,37	0,09	1,94	4,93	2,95	2,36	0,22	1,56	0,36	1,79	99,75	3,21
18	61,85	0,70	17,20	3,79	1,24	0,09	2,67	4,39	2,97	2,95	0,22	0,72	1,03	—	99,82	1,74
19	60,48	0,68	16,71	3,15	2,01	0,11	2,19	5,82	2,53	2,03	0,23	2,42	1,18	—	99,54	3,74
20	71,97	0,25	14,56	2,19	—	0,04	0,63	0,21	4,38	4,53	0,07	0,67	0,25	—	99,75	1,07
21	63,74	0,82	16,80	1,13	3,61	0,07	1,51	4,46	3,02	1,88	0,19	1,74	0,96	—	99,93	2,58
22	55,92	1,02	16,23	3,24	4,50	0,13	5,44	6,96	2,23	2,27	0,26	0,51	1,33	—	100,04	1,68
23	60,70	1,03	17,38	3,11	2,97	0,10	2,63	5,14	2,06	3,14	0,25	0,41	0,85	—	99,77	1,26
24	60,71	0,84	16,38	2,41	3,25	0,10	2,76	5,46	3,22	3,22	0,22	1,58	0,02	0,30	100,20	1,46
25	65,21	0,22	18,27	1,85	1,34	0,10	0,81	2,17	4,33	4,40	0,14	0,62	0,27	—	99,73	0,61
26	51,25	0,95	18,09	5,66	3,81	0,17	4,30	7,78	3,25	1,54	0,50	1,13	1,53	—	99,96	2,10
27	50,32	1,02	18,69	3,87	5,59	0,17	5,03	10,13	2,74	1,11	0,30	0,87	0,43	—	100,04	1,00
28	53,64	0,86	17,33	3,64	4,10	0,14	5,70	8,09	2,83	1,90	0,35	0,55	0,95	—	100,31	1,40
29	55,79	0,80	16,56	3,85	3,32	0,14	4,54	7,24	2,60	2,56	0,28	1,01	1,62	—	100,31	2,55
30	55,80	0,86	16,05	3,49	3,71	0,10	4,58	7,33	2,51	1,69	0,32	1,49	1,50	0,15	99,58	3,06
31	56,72	0,80	16,19	3,35	3,64	0,10	4,13	7,43	2,64	2,48	0,30	0,57	0,91	0,75	100,03	1,89
32	62,80	0,49	17,89	3,38	1,15	0,14	0,92	3,99	3,89	2,94	0,27	0,41	1,35	—	99,62	1,99
33	66,81	0,46	15,78	1,90	0,85	0,13	0,71	2,48	3,74	3,37	0,13	1,04	0,94	1,20	99,54	2,83
34	71,93	0,26	15,24	1,14	0,78	0,08	0,59	0,92	4,4	3,93	0,10	0,43	0,20	—	100,22	0,63
35	71,60	0,25	15,07	1,72	0,84	0,07	0,48	1,89	3,87	3,46	0,07	0,79	0,19	—	100,30	1,14
36	65,94	0,40	16,93	1,93	1,32	0,07	1,20	3,70	3,19	3,37	0,15	0,71	0,73	—	99,64	1,49
37	68,64	0,30	16,26	1,50	1,09	0,08	0,83	2,30	3,22	4,21	0,12	0,91	0,77	—	100,24	1,60
38	70,34	0,37	14,94	1,71	1,38	0,06	0,66	2,27	3,63	4,29	0,13	0,48	0,07	—	100,33	0,47
39	70,55	0,19	13,58	0,85	0,67	0,08	0,34	1,27	4,16	2,93	0,04	4,16	0,87	—	99,69	5,09
40	50,17	1,10	19,23	3,93	4,34	0,15	4,94	8,53	3,28	2,23	0,87	0,46	0,3	—	99,53	0,43
41	46,22	1,26	18,18	4,24	6,34	0,18	8,22	5,80	2,38	1,50	0,26	4,04	0,23	0,94	99,79	4,41
42	49,53	0,90	16,44	2,88	5,29	0,16	9,77	8,61	2,91	1,60	0,35	0,74	0,72	—	99,90	1,13
43	53,75	1,15	17,46	3,04	5,09	0,16	4,21	6,72	3,26	2,00	0,73	1,11	1,08	—	99,76	1,87
44	64,81	0,70	16,49	3,19	1,32	0,12	1,03	3,24	4,27	3,35	0,25	0,58	1,01	—	100,36	1,52
45	68,26	0,43	15,51	1,09	2,09	0,10	0,78	1,93	2,78	3,51	0,22	1,80	0,08	1,32	99,90	2,69
46	55,63	1,60	17,38	3,93	3,94	0,17	2,58	5,41	3,33	2,69	0,68	1,06	1,15	—	99,55	1,79
47	55,91	0,72	18,16	1,34	5,15	0,11	4,19	5,77	3,37	1,43	0,34	3,12	0,02	—	99,63	2,81
48	74,83	0,18	12,41	2,24	0,33	0,02	0,20	0,41	3,34	4,30	0,03	0,70	0,64	—	99,63	1,43
49	51,07	0,61	13,59	0,70	3,67	0,29	3,28	9,23	4,08	1,50	0,16	0,25	1,80	10,00	100,23	11,52
50	63,78	0,48	18,55	1,54	2,04	0,05	1,08	3,78	3,90	4,03	0,11	0,66	0,16	—	100,16	0,72
51	73,94	0,09	14,28	0,36	0,81	0,03	0,43	1,75	5,17	2,17	0,02	0,48	0,10	0,63	100,26	1,31
52	69,69	0,22	15,60	0,82	1,47	0,04	0,90	2,35	4,06	3,52	0,06	0,64	0,22	0,16	99,75	1,06
53	70,30	0,32	14,85	0,51	1,88	0,04	1,04	1,75	4,05	4,04	0,09	1,01	0,22	—	100,07	1,28
54	58,38	0,75	16,47	0,94	2,46	0,05	2,47	5,94	2,70	2,62	0,26	0,23	2,63	4,51	100,41	7,21
55	56,09	0,66	15,92	1,91	2,94	0,09	4,93	4,63	3,89	3,10	0,36	2,73	0,27	2,63	100,15	5,49

* В сумму включены потери при прокаливании

эффузивных пород Северо-Западной Чукотки

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
4,7	0,1	7,8	87,4	87,4	10,1	2,5	—	5,6	6,7	0,07	65,3	47,00
9,0	1,2	6,3	83,5	76,3	16,5	7,2	—	58,0	10,3	0,08	47,8	7,50
7,8	3,2	9,3	79,7	69,7	21,2	9,1	—	49,0	18,2	0,2	40,6	2,44
13,6	1,9	3,8	80,7	40,0	47,2	12,7	—	67,4	25,5	0,2	31,6	7,16
10,7	0,8	11,6	76,9	83,2	11,4	5,4	—	37,7	9,7	0,2	32,3	13,40
9,9	5,1	9,8	75,2	29,8	44,7	25,5	—	49,3	25,5	0,7	25,5	1,94
12,0	5,0	8,5	74,5	—	59,3	38,2	2,5	56,5	32,2	0,58	20,0	2,40
9,6	7,6	6,3	76,5	—	69,1	26,2	4,7	69,3	26,2	0,8	26,2	1,26
11,5	4,6	11,5	72,4	31,3	38,7	30	—	50,0	13,7	0,8	16,8	2,50
12,0	4,2	9,6	74,2	32,8	38,6	28,6	—	64,37	18,6	0,55	20,20	2,85
15,7	2,5	5,3	76,5	7,6	60,3	32,1	—	66,4	46,2	0,4	10,08	6,28
9,2	2,4	5,3	83,1	—	59,5	21,7	18,8	48,4	55,0	0,4	27,26	3,83
12,1	0,6	7,8	79,5	70,0	23,3	6,7	—	57,0	18,3	0,2	34,2	20,2
11,7	2,8	6,4	79,1	50,5	33,7	15,8	—	60,5	10,5	0,3	32,0	4,18
12,6	2,6	6,3	78,5	46,2	38,7	15,1	—	64,4	23,6	0,34	29,2	4,85
13,0	2,5	5,3	79,2	40,5	41,8	17,7	—	54,4	17,7	0,4	29,9	5,2
13,7	2,6	6,1	77,6	39,6	42,8	17,6	—	54,0	25,1	0,6	23,4	5,3
10,9	3,2	2,8	83,1	—	60,0	37,5	2,5	40,5	50,0	0,4	41,2	3,41
10,00	5,5	10,5	74,0	25,5	43,6	30,9	—	64,8	21,5	0,7	22,5	1,82
10,5	6,3	9,8	73,4	19,1	45,6	35,3	—	65,8	20,6	0,8	19,5	1,67
11,4	5,6	9,0	74,0	15,7	52,0	32,3	—	60,0	37,8	0,8	19,6	2,38
9,1	7,5	9,1	74,3	—	54,8	44,4	0,8	65,3	31,4	0,9	22,9	1,21
15,6	0,3	5,4	78,7	48,2	33,7	18,1	—	59,7	33,7	0,2	25,9	52,0
9,6	5,7	8,9	75,8	27,0	43,6	29,4	—	70,6	11,1	0,9	26,7	1,68
8,3	7,0	18,4	66,3	—	39,7	51,2	9,1	59,3	15,3	1,4	9,0	1,18
9,3	6,4	12,2	72,1	16,2	46,2	37,6	—	50,0	22,0	1,3	19,2	1,45
12,0	5,2	11,6	71,2	—	45,8	41,0	13,2	60,5	18,1	0,98	13,2	2,31
15,9	2,7	7,3	74,1	42,6	38,9	18,5	—	59,7	21,3	0,3	13,7	5,89
10,1	8,0	18,5	63,4	—	49,8	42,4	7,8	76,1	28,1	1,4	-1,4	1,26
8,1	9,0	21,9	61,0	—	41,3	41,0	17,7	78,7	15,1	1,53	-3,2	0,9
9,2	7,4	20,0	63,4	—	37,3	49,1	13,6	69,5	16,7	1,22	1,0	1,2
9,9	6,5	17,2	66,4	—	39,5	45,3	15,2	60,0	19,8	1,06	6,5	1,5
8,4	6,6	17,2	67,8	—	40,0	47,9	12,1	69,0	18,4	1,17	12,2	1,27
9,7	6,4	16,8	67,1	—	43,1	38,9	18,0	61,9	17,6	1,05	8,4	1,53
13,4	5,0	7,2	74,4	18,6	58,8	22,6	—	66,7	41,2	0,57	17,0	2,62
13,4	3,1	5,6	77,9	33,4	45,7	20,9	—	62,7	29,6	0,54	15,9	4,0
15,4	1,0	4,8	78,8	43,8	35,6	20,6	—	64,3	19,2	0,3	25,8	15,4
13,2	2,3	5,0	79,5	38,7	45,3	16,0	—	63,1	29,4	0,25	30,3	5,74
12,1	4,6	6,9	76,4	26,2	43,5	30,3	—	59,5	24,3	0,45	24,0	2,62
13,1	2,8	6,6	77,5	43,9	34,7	21,4	—	53,6	18,4	0,35	26,0	4,68
14,0	2,7	4,2	79,1	6,4	67,8	25,8	—	56,0	35,5	0,41	27,5	5,19
13,6	1,5	3,7	81,2	46,4	38,8	14,8	—	68,1	20,1	0,25	33,7	9,06
11,0	8,1	19,7	61,2	—	40,7	44,7	14,6	69,3	17,9	1,65	-7,7	1,36
7,9	7,4	28,1	56,6	10,5	37,0	52,5	—	70,6	13,6	2,04	-10,0	1,07
8,7	6,6	27,9	56,8	—	27,4	59,0	13,6	73,5	8,8	1,32	-10,4	1,32
10,6	7,1	17,0	65,3	—	46,8	43,9	9,3	71,4	16,0	1,54	2,3	1,49
14,5	4,0	5,9	75,6	—	69,5	30,5	0	65,9	47,0	0,83	18,2	3,66
11,1	2,3	9,1	77,5	53,4	32,6	14,0	—	55,0	10,3	0,4	30,5	4,83
11,9	6,3	12,9	68,9	—	58,8	36,1	5,1	65,0	27,1	2,1	7,7	1,89
9,9	7,4	14,8	67,9	5,8	43,4	50,8	—	78,3	7,8	0,9	8,6	1,34
13,1	0,5	4,5	81,9	44,0	48,5	7,5	—	54,0	41,2	0,2	37,1	26,2
12,3	3,8	19,3	64,6	—	24,5	31,5	44,0	80,5	3,1	0,9	-12,73	3,24
14,6	4,7	6,4	74,3	21,8	50,0	28,2	—	60,0	19,6	0,56	4,18	3,11
14,1	2,1	2,2	81,6	18,2	51,5	30,3	—	78,2	18,2	0,08	25,24	6,71
13,8	2,8	4,7	78,7	25,7	42,9	31,4	—	64,7	14,3	0,25	17,99	4,93
14,3	2,1	4,8	78,8	19,7	45,1	35,2	—	60,7	8,4	0,3	18,4	6,81
10,8	6,7	9,0	73,5	—	38,0	49,6	12,4	61,1	9,9	1,0	3,58	1,61
13,6	4,3	14,8	67,3	—	31,4	58,5	10,1	65,3	11,6	0,8	-8,11	3,16

Примечания к таблице 2

Алькаквуньская свита 1 — липарит окварцованный, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик М. В. Кондрашина; 2 — липарит, коллекция А. В. Волохина, аналитик М. В. Кондрашина; 3 — витролипарит измененный, коллекция А. В. Волохина, аналитик М. В. Кондрашина; 4 — витролипарит, коллекция А. В. Волохина, аналитик М. В. Кондрашина; 5 — липарито-дацит, коллекция А. В. Волохина, аналитик М. В. Кондрашина.

Каленьмуваамская свита 6 — дацит, коллекция В. И. Копытина (1961), аналитик Н. И. Сергутина; 6а — андезито-дацит, коллекция В. Г. Дитмара (1934), аналитик О. Кобылина; 7 — андезито-дацит измененный, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик З. И. Карпичева; 8 — андезит измененный, коллекция А. В. Волохина, аналитик З. И. Карпичева.

Пыкарваамская свита 9 — андезито-дацит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 9а — липарито-дацит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик И. С. Рябова; 9б — липарит, коллекция В. Ф. Белого, аналитик И. С. Рябова; 10 — липарит, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик З. И. Карпичева; 11 — липарит, коллекция А. В. Волохина, аналитик З. И. Карпичева; 12 — липарит, коллекция В. А. Захарова (1958), аналитик Н. И. Морозова; 13 — липарит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 14 — липарит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко.

Вороньинская свита 15 — липарит, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик М. В. Кондрашина; 16 — андезито-дацит, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик М. В. Кондрашина; 17 — андезито-дацит, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик М. В. Кондрашина; 18 — андезито-дацит, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик М. В. Кондрашина; 19 — андезито-дацит, коллекция В. А. Захарова (1958), аналитик Н. И. Морозова.

Коеквуньская свита 20 — трахилипарит, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик М. В. Кондрашина; 21 — андезито-дацит, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик З. И. Карпичева; 22 — андезито-базальт, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик М. В. Кондрашина; 23 — андезит, коллекция А. В. Волохина (1961), аналитик М. В. Кондрашина; 24 — андезит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 25 — трахилипарит, коллекция В. Ф. Карпичева (1958), аналитик М. И. Морозова; 26 — андезито-базальт, коллекция В. Ф. Карпичева (1958), аналитик М. И. Морозова; 27 — базальт, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик М. И. Морозова; 28 — базальт, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик М. И. Морозова; 29 — андезито-базальт, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик М. И. Морозова; 30 — андезито-базальт, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик М. И. Морозова; 31 — андезито-базальт, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик М. И. Морозова.

Эргываамская свита 32 — андезито-дацит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 33 — липарито-дацит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик Н. И. Морозова; 34 — трахилипарит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик Н. И. Морозова; 35 — липарит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 36 — липарито-дацит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 37 — липарито-дацит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 38 — липарит ороговикованный, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 39 — витролипарит, коллекция В. Ф. Карпичева (1958), аналитик Н. И. Морозова.

Энимваамская свита 40 — базальт, коллекция В. Ф. Карпичева (1958), аналитик Н. И. Морозова; 41 — базальт, коллекция В. А. Лоргуса (1958), аналитик З. И. Желункина; 42 — базальт, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 43 — базальт, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко; 44 — трахит?, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик П. В. Артеменко.

Субвулканические интрузии вулканического пояса 45 — кварцевый порфирит, коллекция В. И. Копытина (1961), аналитик Н. И. Сергутина; 46 — андезит, коллекция В. И. Копытина (1961), аналитик Н. И. Сергутина; 47 — андезит, коллекция В. И. Копытина (1961), аналитик Н. И. Сергутина; 48 — липарит, коллекция В. Ф. Белого (1958), аналитик Н. И. Морозова.

Эффузивы и субвулканические интрузии в мезозоидах Чукотки 49 — трахизбазальт, коллекция М. Л. Гельмана (1959), аналитик Г. С. Гормашева; 50 — андезит, коллекция М. Л. Гельмана (1960), аналитик Н. И. Морозова; 51 — липарит, коллекция М. Л. Гельмана (1960), аналитик Н. И. Морозова; 52 — липарит, коллекция М. Л. Гельмана (1960), аналитик Н. И. Морозова; 53 — липарит, коллекция М. Л. Гельмана (1960), аналитик Н. И. Морозова; 54 — андезито-дацит, коллекция М. Л. Гельмана (1959), аналитик Г. С. Гормашева; 55 — кварцевый сиенит-порфир, коллекция М. Л. Гельмана (1960), аналитик Н. И. Морозова.

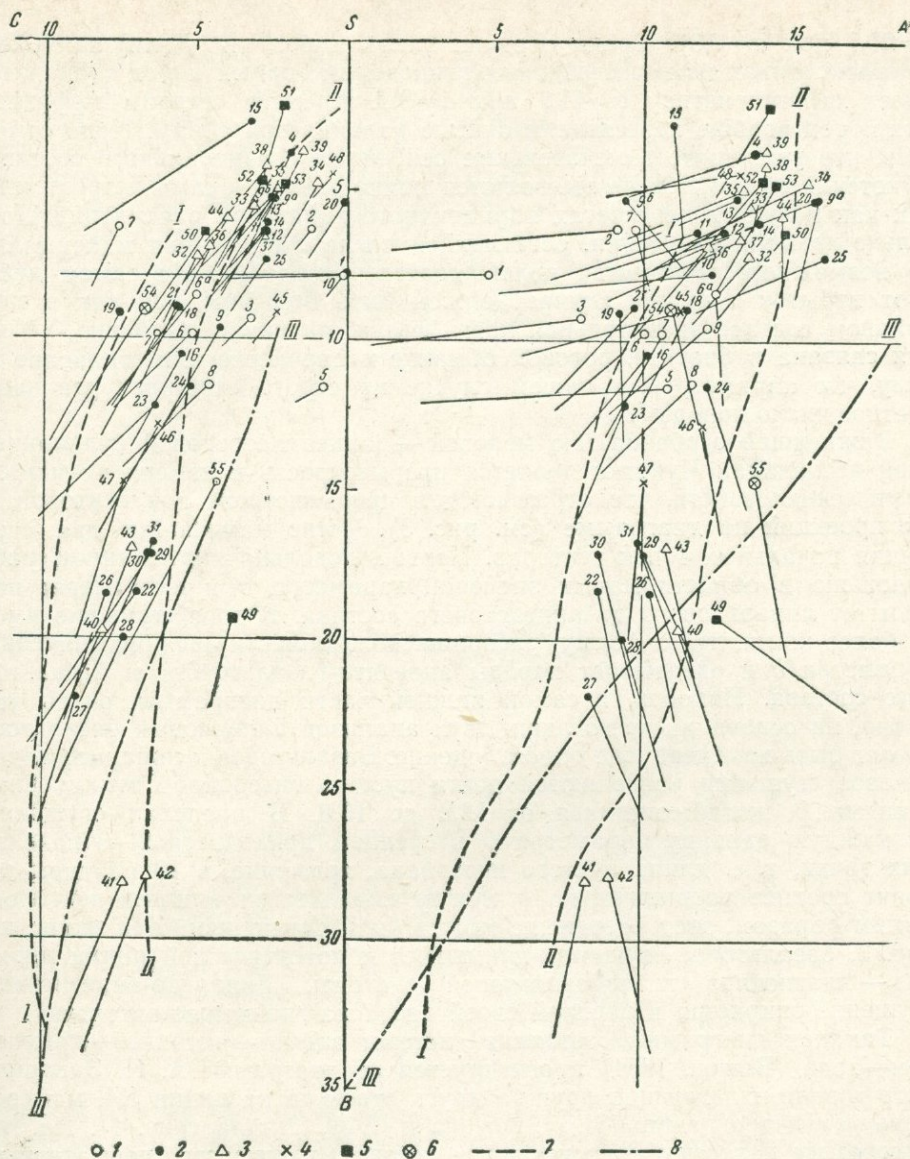


Рис. 3. Химизм меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки

Цифры на диаграмме соответствуют номерам анализов на карте (см. рис. 1) и в табл. 1—2. 1—3 — эффузивы вулканического пояса: I — первый цикл, 2 — второй цикл, 3 — третий цикл; 4 — субвулканические интрузии в пределах вулканического пояса; 5 — эффузивы в мезозоидах; 6 — субвулканические интрузии в мезозоидах; 7 — средние линии для роя векторов новейших вулканических ассоциаций по А. Н. Заварицкому: I — тип Пеле, II — тип Йеллоустонского парка; 8 — проекция котектической линии диопсид — плагиоклаз (III).

$b=28,1$ при $a=7,9$). Среди средних типов пород (по Дэли) наиболее меланократовая из пересыщенных глиноземом горных пород (тоналит) имеет характеристику $b=11,7$ при $a=9,1$. Средние составы эффузивных пород вообще пересыщены окисью кальция при $b>9,0$. Надо отметить, что указанные замечательные особенности минерального состава Чукотских эффузивов не выявляются полностью методами петрохимии, так как в легких пересчетах нормативного характера рассматривается только избыток алюминия, остающийся после образования максимально возможного количества полевошпатовых молекул. На самом деле этот избыток в нашем случае должен быть большим, так как в модальном составе значительная часть калия, натрия и, особенно, кальция связана в биотите, роговой обманке и пироксене. Это приводит к тому, что параметр b в нашем случае не строго отражает реальное цветное число породы¹.

Важнейшей особенностью меловой — раннепалеогеновой вулканической ассоциации Чукотки является прерывистость в изменении петрохимических свойств, что отражается в прерывистости роя векторов и его проекций на диаграмме (см. рис. 3). Четко намечается два сгущения начальных точек векторов. Первое, довольно протяженное, расположено в области малых значений параметра b и охватывает породы от липаритового до андезитового состава. Второе сгущение имеет более компактную форму, расположено в области средних значений параметра b и охватывает породы андезито-базальтового и базальтового состава. Наконец, в самой нижней части диаграммы очень условно, на основании всего лишь двух анализов оливиновых базальтов, может быть намечено еще одно сгущение. Базальтовое и липарито-андезитовое сгущения разделяются почти пустым интервалом между значениями b , колеблющимися от 12,2 до 15,8. В пределах сгущений на каждую единицу параметра b в среднем приходится 2—3 начальных точки, т. е. длина пустого интервала, примерно, в 10 раз превосходит среднее расстояние по b между начальными точками векторов. Таким образом, этот разрыв не может быть случайным. Как видно на рис. 3, базальтовое сгущение примыкает к котектической линии диопсид — плагиоклаз гаплобазальтовой системы. Липарито-андезитовое сгущение опирается в верхней своей части на гранитную эвтектику.

Так как диаграмма состояния системы альбит—ортоклаз—кремнезем—вода (Bowen, 1954) проектируется на диаграмме А. Н. Заварицкого в виде налегающих друг на друга отрезков на линии SA, мы воспользуемся диаграммой Н. Л. Боуэна и О. Ф. Таттла (рис. 4). На эту диаграмму нанесены относительные весовые количества нормативных альбита, ортоклаза и кварца в тех эффузивах, где они в сумме составляют не менее 80% от общей нормы состава. На рис. 4 видно, что фигуративные точки кислых эффузивов из разных циклов располагаются либо вблизи минимума на котектических линиях кремнезем — полевошпат, либо в поле первичной кристаллизации кремнезема. Исключительное богатство нормативным кварцем липаритов алькаквуньской свиты, вероятно, связано с поствулканическим окремнением, результаты которого довольно отчетливо устанавливаются в шлифах. Однако, менее резкое, но подобное смещение для пород пыкарваамской свиты может объясняться также при эвтектическом составе смещением ко-

¹ Химические потенциалы вполне подвижных компонентов являются важнейшей химической характеристикой магматических процессов. Однако, их различие может приводить к разнообразию минеральных парагенезисов при одинаковом составе расплавов относительно инертных компонентов, т. е. эти различия проявляются в гетероморфизме горных пород. В связи с этим полная картина химического своеобразия магм может быть получена лишь в сочетании методов петрохимических пересчетов и парагенетического анализа.

тектических линий и расширением полей кристаллизации полевого шпата в природной системе в связи с повышенным потенциалом щелочей и особенно калия (Коржинский, 1955).

Таким образом, разрыв в рое векторов разделяет две анхизтектические системы и приходится на область наиболее тугоплавких составов. Надо указать, что по разные стороны от области разрыва попадают иногда породы, близкие друг другу по возрасту и минеральному составу. Например, векторы 22 и 23, чьи начальные точки расположены как раз на границах области разрыва, характеризуют два покрова из

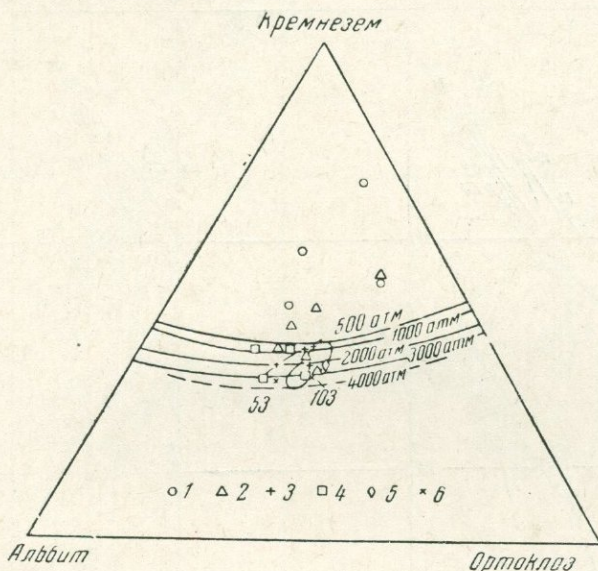


Рис. 4. Нормативный состав кислых эффузивов Северо-Западной Чукотки и гранитная эвтектика (вес. %)

1 — алькаквунская свита, 2 — пыкарваамская свита, 3 — козквунская свита, 4 — эргываамская свита, 5 — вулканическое поле около Тымкивеевского массива, 6 — Коневаамский массив; 53 — сваренный туф, 103 — гранит. На диаграмме показан контур поля гранитов по Н. Боуэну и О. Таттлу

одного и того же разреза козквунской свиты. И в андезито-базальте 22 и в андезите 23 содержатся вкрапленники одних и тех же минералов с одинаковыми свойствами: в частности, для обеих пород очень характерны гломеропорфировые сростания пироксенов.

В пределах вулканического пояса с эффузивами разных свит связаны субвулканические интрузии. Обычно это дайки и пластовые тела, сложенные порфировыми породами, петрохимически мало отличающимися от эффузивов. Среди разностей, пересыщенных глиноземом, здесь известны породы с параметром b , еще более высоким, чем в эффузивах. Некоторые субвулканические породы занимают промежуточное положение между липарито-андезитовым и базальтовым сгущением, соответствующее наиболее высокотемпературным разностям субвулканических пород.

Эффузивные образования в мезозоидах Чукотки петрохимически изучены еще недостаточно. Они принадлежат к той же ассоциации, что и эффузивы Охотско-Чаунского пояса. Векторы эффузивных пород из мезозоид занимают крайнее правое положение на проекции роя векторов на плоскость ASB диаграммы для эффузивов Чукотки (см. рис. 3).

Эти лавы характеризуются такой щелочностью, которая в вулканическом поясе наблюдается только в наиболее позднем цикле, относящемся к позднему мелу и раннему палеогену. Эффузивные образования в мезозоидах датированы по сравнительно редким находкам органических остатков. Однако, нижнемеловой (а может быть и более древний) возраст такой сравнительно щелочной породы, как трахибазальт 49, подтверждается флорой, собранной непосредственно в пошве покрова.

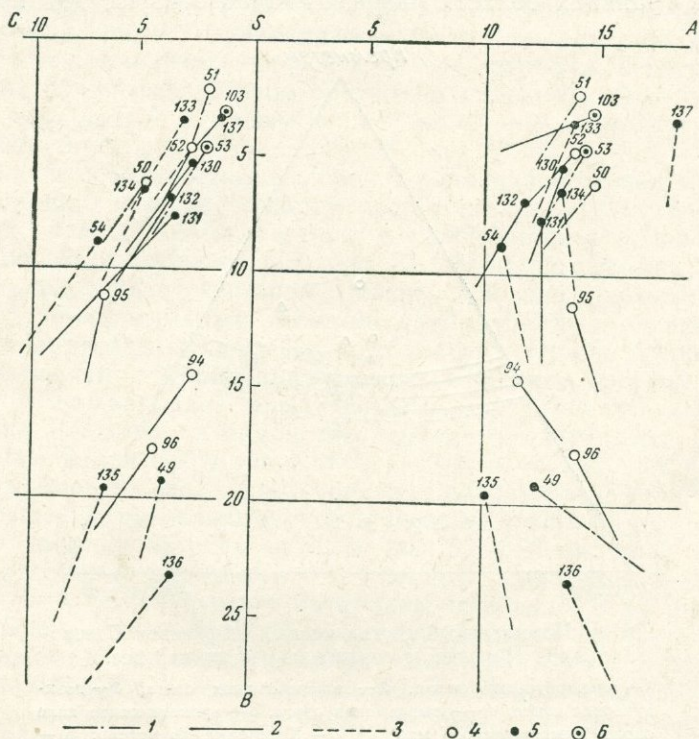


Рис. 5. Химизм взаимосвязанных интрузивных и эффузивных пород в мезозоидах Чукотки. Номера на диаграмме соответствуют номерам анализов на рис. 1, 3 и табл. 1, 2

1 — эффузивы; 2 — гранитоиды; 3 — дайки; 4—6 — массив и окружающие его эффузивы: 4 — Тымкивеемский массив, 5 — Двух Цирков, 6 — Коневаамский

В вулканических полях в мезозоидах, в общем, не отмечается циклического строения. Напротив, в эффузивном поле, сопряженном с Тымкивеемским массивом, установлено линзообразное залегание кислых эффузивов среди одновременных с ними андезитов. Но максимальная разница в содержаниях кремнекислоты в породах среднего и кислого состава (анализ 50, $\text{SiO}_2=63,78$; анализ 51, $\text{SiO}_2=73,94$) не выходит за пределы химических различий внутри одной и той же свиты эффузивов из вулканического пояса (например, пыкарваамской).

В Аюйской зоне изучено три примера связи эффузивных образований и гранитоидных интрузий: массив Тымкивеемский, массив Двух Цирков и Правоконеваамский массив. В развитии гранитоидного магматизма мелового периода в мезозоидах Чукотки можно выделить две фазы: древнюю — гранодиорит-диоритовую и молодую — гранитную. Первые два массива вместе с сопутствующими им эффузивами отно-

сятся к древней фазе, третий сложен калиевыми гранитами, которые являются наиболее молодыми среди гранитоидов Анюйской зоны. Хотя в целом гранитоидные массивы ранних фаз, сопутствующие им дайки и эффузивы образуют единую ассоциацию и для любой эффузивной породы можно указать химический интрузивный эквивалент, в каждом

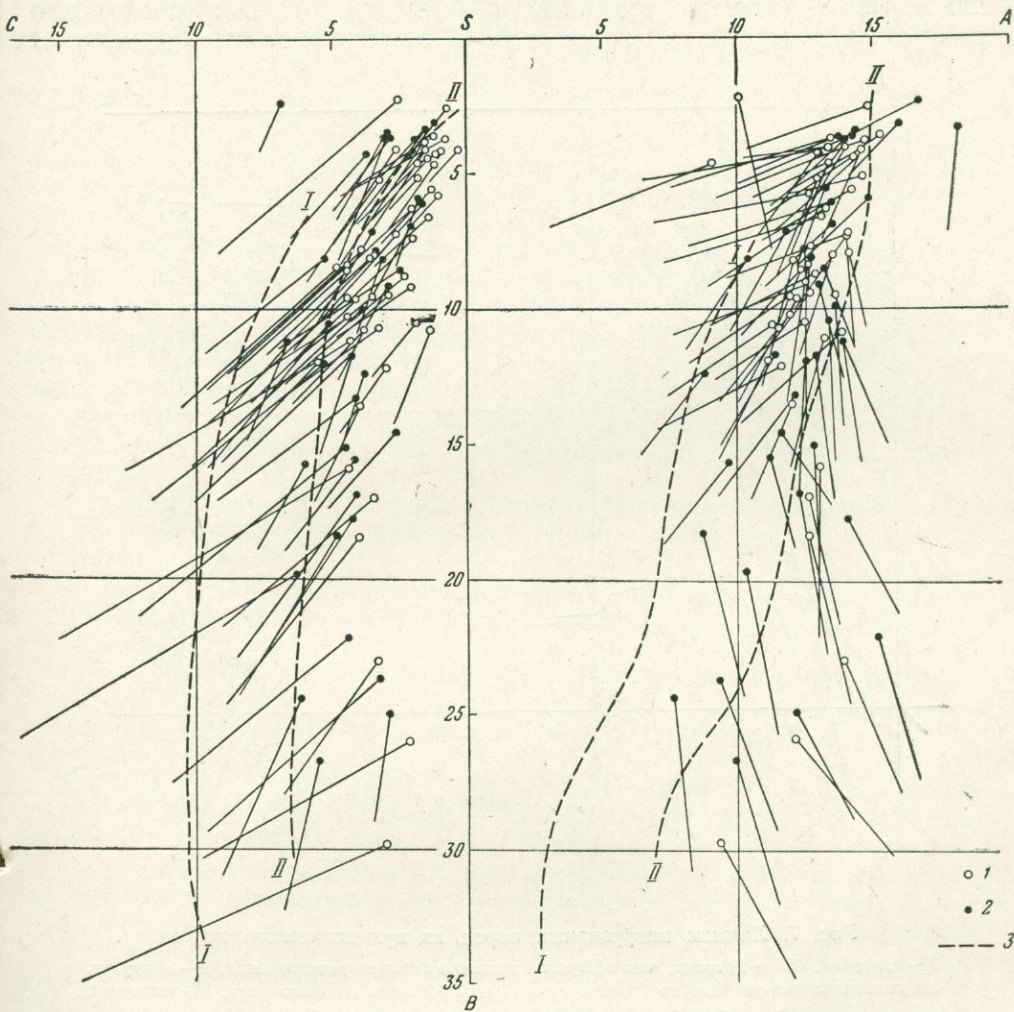


Рис. 6. Химизм интрузивных пород в мезозоидах Чукотки

1 — древние фазы, 2 — молодые фазы, 3 — средние линии для новейших естественных вулканических ассоциаций: I — тип Пеле, II — тип Йеллоустонского парка

из изученных примеров состав интрузивных и эффузивных пород различен. Химический состав гранитоидов Тымкивеевского массива отличается большей основностью по сравнению с окружающими его эффузивами (рис. 5), а гранитоиды массива Двух Цирков, напротив, являются более кислыми, чем связанные с ним эффузивы Тытыльвеевской впадины, химический состав которых изучен еще недостаточно. Детальное геологическое исследование позволяет сделать вывод о различном механизме связи интрузивных и эффузивных образований, чем, вероятно, определяется различный ход дифференциации. Калиевые граниты молодой фазы и сопутствующие им эффузивы имеют состав, очень близкий к гранитной эвтектике (см. рис. 4). Химически они почти

не отличаются друг от друга, так как какая бы то ни было дифференциация эвтектического состава, по-видимому, невозможна.

Несмотря на указанные особенности, эффузивы и интрузивы Анойской зоны в целом образуют единую петрохимическую ассоциацию, что видно уже на сводной диаграмме интрузивных и эффузивных пород, для которых доказана взаимосвязь (см. рис. 5). Петрохимическая диаграмма, построенная по методу А. Н. Заварицкого для интрузивных

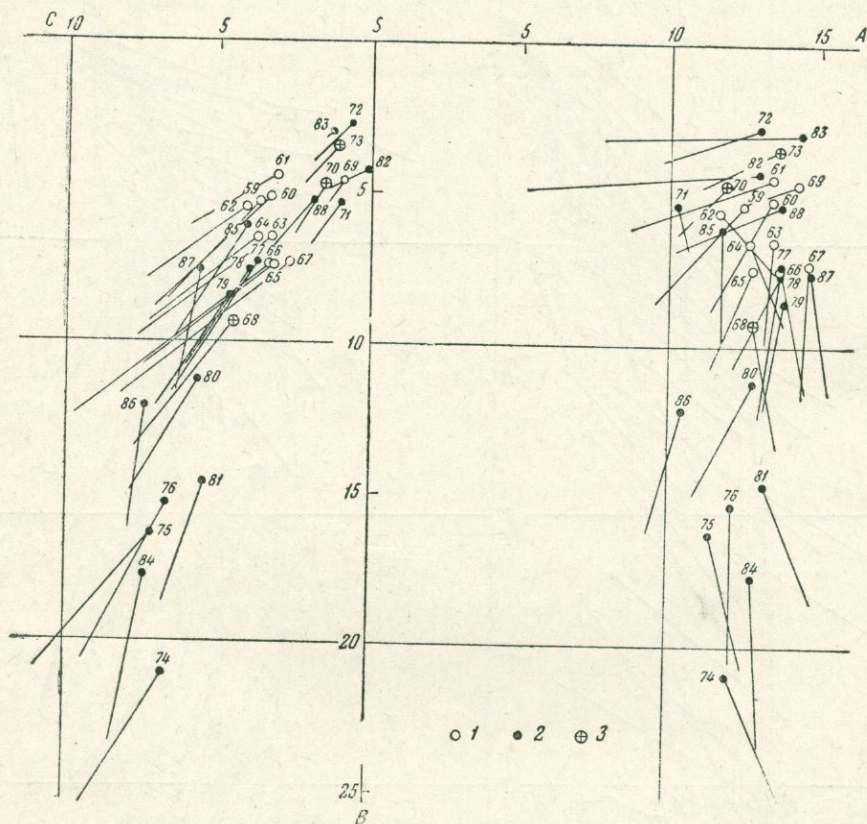


Рис. 7. Химизм интрузивных пород из вулканического пояса

1 — интрузии, более древние, чем эффузивы второй половины раннего мела, 2 — интрузии, прорывающие ранний мел, но более древние, чем эффузивы позднего мела, 3 — интрузии, прорывающие эффузивы с неясным возрастом

пород северо-западной Чукотки (рис. 6), показывает, что они принадлежат к той же петрохимической ассоциации, промежуточной между типами Йеллоустонского парка и Пеле, что и эффузивные образования. Для интрузивных пород так же, как и для эффузивных, характерна трахидолеритовая тенденция. Наклоны векторов на проекциях *ASB* и *CSB* диаграммы интрузивных пород из мезозойских и чукотских эффузивов указывают на соответствие этих пород как по соотношению щелочей, так и по составу феррической группы. На диаграмме эффузивных пород (см. рис. 3) выделяются специфические векторы 1—3, соответствующие некоторым окремненным разновидностям кислых спекшихся туфов алька-квуньской свиты. На вариационной диаграмме интрузивных пород этим составам соответствуют анализы пегматитов, образующих небольшие тела в гранитоидных массивах (на проекции *ASB* диаграммы интрузивных пород эти векторы находятся в верхней левой части поля). Трахи-

базальтам и базальтам с повышенной щелочностью, векторы которых занимают нижнее правое положение на проекциях диаграммы эффузивных пород, среди интрузивных образований соответствуют лампрофиры и меладiorиты. К этому надо добавить, что в гранитоидах Чукотки с их характерной монцонитоидной тенденцией очень часты парагенезисы калиевого полевого шпата с андезином (а иногда и с лабрадором), биотитом и пироксеном или роговой обманкой, т. е. режим вполне подвижных компонентов при образовании этих пород был аналогичен их режиму при вулканической деятельности в вулканическом поясе.

Рой векторов интрузивных пород из мезозойд Чукотки менее прерывист, чем рой векторов эффузивов северной части вулканического пояса. Однако, и здесь отмечается значительное разрежение начальных точек в интервале от $b_1=12,5$ до $b=15,5$.

Для более ясного представления о соотношениях полнокристаллических и эффузивных пород приводится диаграмма химических составов интрузивных пород, развитых в пределах вулканического пояса (рис. 7). Эти породы имеют те же особенности, что и эффузивы и гранитоиды мезозойд. На диаграмме видно, что наиболее основные разности известны только среди интрузий, для которых не намечается перекрытие более молодыми эффузивами. Это как будто бы соответствует тенденции к постепенному повышению основности эффузивов от цикла к циклу.

Рассмотрение петрохимических особенностей меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки приводит к следующим выводам.

1. Петрохимически меловые эффузивы Чукотки, как и других областей Северо-Востока СССР, соответствуют новейшим вулканическим ассоциациям Тихоокеанского пояса, несколько отличаясь от них трахидолеритовой тенденцией, которая в последних почти не выражается, но очень характерна для некоторых существенно кислых вулканических ассоциаций Средиземноморской провинции (например, для ассоциации Эгейского моря).

2. Петрохимические особенности меловых эффузивов Чукотки очень близки к близким по возрасту и положению интрузивным породам чукотских мезозойд. Однако, между связанными в единых аппаратах гранитоидами и эффузивными породами обычно имеются различия, обусловленные разнообразными механизмами дифференциации.

3. Меловые эффузивы Чукотки представляют собой существенно кислую толщу. Валовой состав многих меловых липаритов и кислых спекшихся туфов приближается к гранитной эвтектике. От этих пород намечается переход до андезитов при совершенно постепенном увеличении основности. Андезито-базальты и базальты мелового и палеогенового возраста образуют обособленную петрохимическую группу, близкую к котектической линии гапlobазальтовой системы. Поэтому большую часть меловых эффузивов Чукотки надо рассматривать как результат эффузивной деятельности гранитной магмы, а не как результат дифференциации базальтовой магмы.

4. Циклическое строение и антидромная последовательность внутри цикла являются характерной особенностью меловых эффузивов вулканического пояса. Время формирования каждого цикла измеряется геологическими веками в отличие от кратковременных современных антидромных последовательностей, которые, согласно А. Н. Заварицкому (1950), объясняются дифференциацией в вулканическом канале. Антидромные последовательности мелового вулканизма Чукотки отражают, по-видимому, глубинные процессы. Эта последовательность, развивающаяся на протяжении длительного времени, характерна и для других разрезов вулканогенных толщ с большим количеством кислого мате-

риала: для третичных абсарокских брекчий в Вайоминге (Ирдли, 1954), для плейстоценовых извержений в районе оз. Тоба на Северной Суматре (Ван Беммелен, 1957) и для других.

5. Причины появления базальтов в тесной ассоциации с более кислыми вулканическими породами пока не могут быть точно указаны. Возможно, они связаны с палингенным происхождением магмы и с выплавкой базальтовой эвтектики. Однако, имея в виду особенности расположения векторов дацитов и андезито-базальтов коэквиуньской свиты, можно поставить вопрос: не связано ли появление андезито-базальтов в данном случае с ликвацией? При этом, возможно, что происхождение палеогеновых и меловых базальтов различно. Помимо перечисленных выше особенностей на это указывает расположение начальных точек соответствующих векторов преимущественно по разные стороны от котектической линии диопсид — плагиоклаз.

6. Эффузивы из нижнемеловых вулканических полей в мезозоидах Чукотки отличаются наибольшей щелочностью, которая в пределах вулканического пояса достигается только в самом позднем цикле. Это может быть связано с общим закономерным для Дальнего Востока повышением щелочности по мере удаления от Тихого океана, а может быть является следствием различия в формах магматической деятельности — преимущественно интрузивной в мезозоидах и преимущественно эффузивной в вулканическом поясе.

7. Принципиальное подобие петрохимии чукотских гранитоидов и эффузивов чукотской части вулканического пояса позволяет думать, что в пределах последней могут быть найдены месторождения тех же металлов, что и в Чукотской складчатой области (золото, олово и др.). Однако, различие форм магматизма и петрохимические особенности будут вызывать различия в формационных типах месторождений и в их возрасте.

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Белый В. Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чаунского вулканического пояса. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, в. 15, 1961.
- Ван Беммелен Р. Б. Геология Индонезии. ИЛ, 1957.
- Дитмар В. Г. Геологическое строение северной части Чукотского округа. Труды ВАИ, т. 95, 1938.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. ИЛ, 1954.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозь магматическими растворами и гранитизацией. Труды первого Всес. петрогр. Совещ. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.». Изд-во АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Советская геология, № 3, 1959.
- Устиев Е. К. Петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов. Изв. АН СССР, серия геол., 11, 1961.
- Флеров Б. Л. и Дворак И. К. Валькумейский интрузивный комплекс. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, в. 12, 1958.
- Bowen N. L. Experiment as an aid to the understanding of the natural world. Proc. Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 106, 1954.
- Boyd F. R. Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. Geol. Soc. Am. Bull., 72, 3, 1961.

Н. В. СТРУВЕ

ВСЕГЕИ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЮЖНЫХ ЧАСТЕЙ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

При подготовке настоящей статьи автором были использованы помимо личных наблюдений опубликованные и рукописные материалы, что позволило сделать сопоставление базальтов и обосновать некоторые выводы.

Кайнозойские базальты пользуются на территории Бурятской АССР весьма широким развитием, а если учесть, что не менее широко они развиты и в сопредельных районах Западной Сибири, Тувы и Монголии, то становится совершенно ясным, что мы имеем дело с остатками покровов огромной вулканической провинции, обладающей, как увидим ниже, рядом специфических черт и особенностей.

Для описания базальтов и петрохимического их сравнения мы выбрали наиболее изученные районы Прибайкалья, Джидинский рудный район и район бассейна р. Селенги с ее притоками Чикоем, Хилком и др.

Классические выходы базальтов кайнозоя наблюдаются в Прибайкалье, в районе Тункинской впадины, где на них впервые было обращено внимание и где они расчленены по возрастному принципу (Логачев, 1954, 1955; Лодочников, 1938, 1941; Флоренсов, Лоскутова, 1953, и др.).

Излияния более древних, верхнетретичных базальтов, происходившие в послемiocеновое время, получили в литературе наименование «вершинных», так как обычно приурочены к водоразделам и вершинам, являясь реликтами некогда обширных покровов. Более молодые, нижнечетвертичные базальты, предголоценовые, или, как их называют «долинные» базальты, залегают на разных гипсометрических уровнях, нередко переслаиваясь с речными отложениями, что указывает на излияния лав после образования современного рельефа.

Н. А. Логачев (1954) выделяет еще третью фазу вулканизма в конце плиоцена — начале плейстоцена, представленную наряду с вулканогенными, туфогенными породами. Такое же расчленение на неогеновый и четвертичный вулканизм приводится П. И. Налетовым (1941, 1961) и А. П. Божинским (1941) для Джидинского района.

Для восточной части Западного Забайкалья возрастное расчленение базальтов до сих пор не проводилось и многочисленные выходы их обозначаются на картах как нерасчлененные верхнетретично-нижнечетвертичные образования. Это обусловлено отсутствием сколько-нибудь

обширных областей распространения базальтов и благоприятных разрезов с чередованием осадочных и вулканогенных пород, а также слабой изученностью стратиграфии базальтов указанной территории.

В самое последнее время, благодаря работам В. В. Климочкина, В. Н. Турунтаева, А. К. Извекова, В. А. и А. Н. Новиковых и других, получено фаунистическое подтверждение неоген-нижнечетвертичного возраста базальтов. Последние залегают на неогеновых красноцветах толгойской свиты и перекрываются отложениями среднего отдела четвертичной системы. Подобные же соотношения имеют место в сопредельных районах Монголии (Маринов, 1957; Окнова, 1940).

Вулканизм начальных стадий носил несомненные черты щитовых вулканов. Доказательством этого служат обширные территории, заполненные жидкими, легко распространяющимися на громадные пространства и почти не сопровождающимися туфогенно-обломочным материалом базальтовыми лавами. Близость возраста и химического состава базальтов соседних территорий Прибайкалья, Забайкалья и Монголии указывает на то, что в определенный период вся эта область являлась ареной деятельности щитовых вулканов и обнаруживающиеся сейчас многочисленные, но разрозненные поля базальтов являются уцелевшими участками единого базальтового покрова.

Конечные стадии вулканической деятельности, проявившиеся главным образом в пониженных долинных частях рассматриваемой территории, носили, видимо, линейный характер, что могло быть связано с дальнейшей консолидацией района, залечиванием части трещин и обновлением разломов в обрамлении депрессий, вдоль бортов которых происходили излияния самых молодых базальтовых лав.

Если считать, что в районе Прибайкалья главная масса базальтов изливалась в неогеновое время, то в восточных и юго-восточных районах основная вулканическая деятельность совпадала с нижнечетвертичным временем. Это обстоятельство, вероятно, связано с более поздней консолидацией южных районов, способствующей появлению глубинных разломов, доходящих до подкоровых участков земной коры.

Несмотря на довольно близкий минералогический и химический состав как оливиновых, так и безоливиновых базальтов всех трех рассматриваемых районов, указывающий на общность магматического очага и близкую тектоническую обстановку, намечаются довольно явные изменения химизма в двух направлениях: в отношении возраста и в отношении района излияний.

Наиболее основные излияния происходили в верхнетретичное время на территории южного Прибайкалья. Эта петрохимическая особенность обнаруживается наиболее отчетливо при рассмотрении сводной диаграммы химических составов базальтов, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 1). За небольшим исключением точки составов тункинских неогеновых базальтов концентрируются вблизи точки состава платобазальта (по Дэли). Большая часть точек составов базальтов этой же территории, но относящихся уже к нижнечетвертичному времени, ложится в поле *BSA* правее и выше. Базальты Джидинского рудного района представляют собой менее основной тип, а наиболее «щелочные» типы принадлежат к нерасчлененным базальтам восточных частей Западного Забайкалья.

Сравнение полученной векторной диаграммы с известными новейшими вулканическими провинциями показывает весьма близкое сходство ее с типом Гавайских островов (особенно с вулканом Мауна Лоа; Заварицкий, 1950). Сходство выражается не только в химическом составе, но и в типе лавовых излияний. Еще В. Н. Лодочников (1941), описывая жидкие базальтовые лавы Тункинской впадины, относил их по типу излияний к Гавайям.

Точно также, как это указывают В. Кросс (Cross, 1915) и Х. Поуэрс (Powers, 1935) в своих работах о дифференциации гавайских базальтовых лав, мы наблюдаем результат дифференциации базальтовой магмы на два типа: салический и мафический. Эти два типа образуют две группы сгущения точек составов в нижней и верхней частях проекции на плоскостях *ASB* и *CSB* диаграммы. Салический тип характеризуется низкими количествами магния (химический анализ дает не более

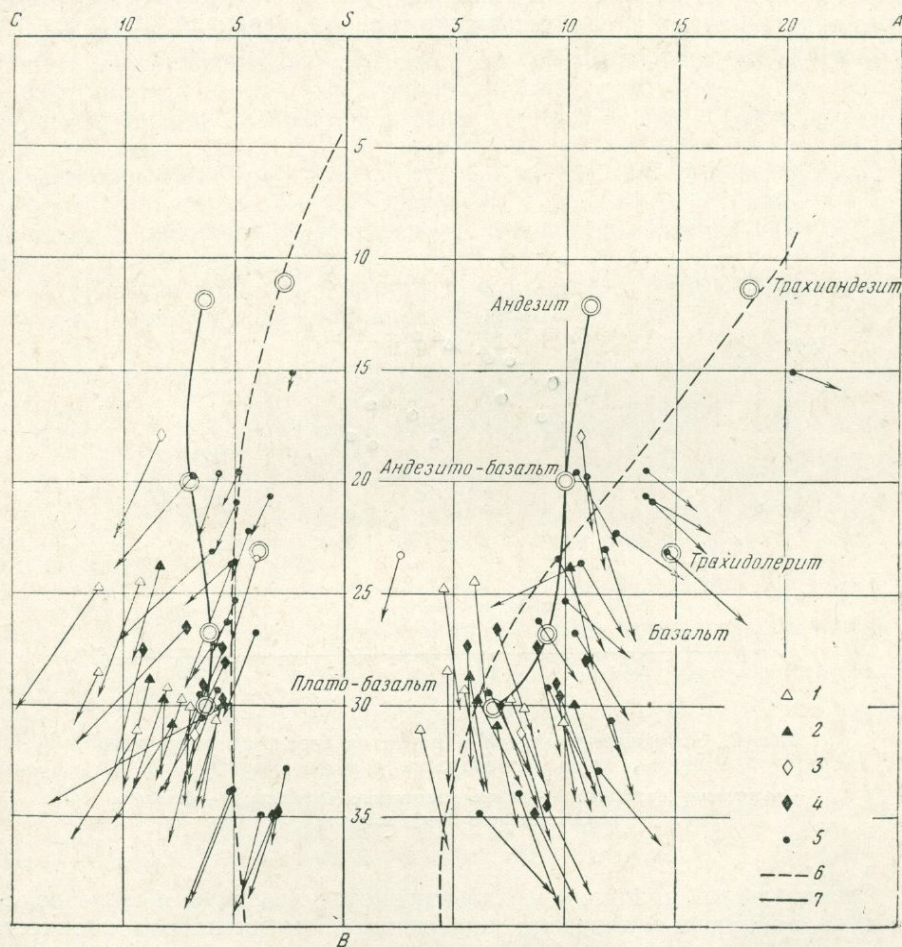


Рис. 1. Химический состав кайнозойских базальтоидов южных частей Прибайкалья и Западного Забайкалья

1—2—Тункинская впадина: 1—неоген, 2— Q_1 ; 3—4—Джидинский район: 3—неоген; 4—черные Q_1 ; 5—бассейн р. Селенги, $N-O_1$; 6—кривая вулканической ассоциации Гавайских островов; 7—кривая типичных лав

3% MgO , тогда как для нормальных базальтов по А. Н. Заварицкому нижним пределом служит 5%) и повышенным содержанием щелочей, что выражается в повышении характеристики a и отношении $\frac{a}{c}$. Микроскопическое изучение серии пород показывает также весьма умеренное количество цветных минералов, главным компонентом служит плагиоклаз, образующий порфиновые выделения и микролиты, погруженные в богатое железом стекло.

В фемическом типе MgO содержится не менее 6—7%, а иногда и более. Но все же самые большие значения MgO (до 10%) приводятся

Н. В. Кухринксовой (1961) для палагонитовых базальтов третичного возраста, которые, согласно ее представлениям, встречаются только в неогене. Это косвенно подтверждает наши выводы о преобладании молодых базальтов в Западном Забайкалье, в которых палагонит, как правило, отсутствует.

Для исследуемой базальтовой провинции чрезвычайно характерно значительное количество титана, иногда превышающее кларковое количество в 5 раз. В феррическом типе TiO_2 уходит в молекулу пироксена, образуя титан-авгит. В салическом же типе, он, вероятно, образует рудный минерал.

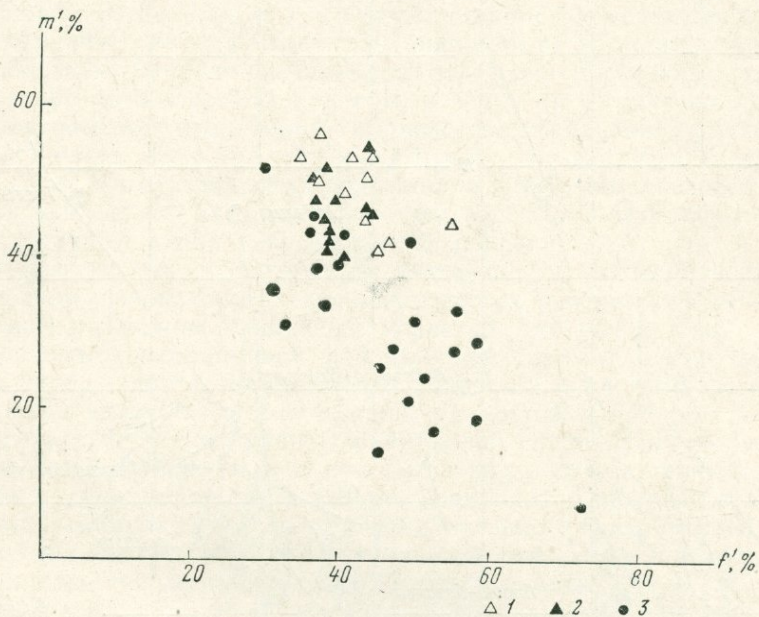


Рис. 2. Соотношение железа и магния в базальтах различного возраста

1 — неогеновые базальты; 2 — нижнечетвертичные базальты; 3 — базальты нерасчлененного $N-Q_1$ возраста

Спектральные анализы нескольких нерасчлененных базальтов Западного Забайкалья показали повышенные против кларка количества Sr и La .

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Анализ геологических и петрохимических особенностей базальтов кайнозоя на огромных территориях Забайкалья, Прибайкалья и Монголии указывает на общность геологической истории и окончательное вступление их к концу мезозоя — началу кайнозоя в период платформенного развития. В результате активизации молодой платформы по обновившимся глубинным разломам происходили повсеместные излияния базальтов

2. Излияния носили четко выраженный платформенный характер и в начале вулканической деятельности (неоген) обладали весьма близким петрохимическим составом. Источником излияний служил, по-видимому, общий магматический очаг.

3. В ходе геологического развития региона наблюдается некоторый сдвиг в восточном — юго-восточном направлении в отношении начала излияния. Массовые излияния базальтов в южных частях Забайкалья происходили в более позднее время — в начале четвертичного периода.

4. На ранних стадиях излияния носили характер щитового вулканизма, сменившегося в ходе развития магматического очага вулканизмом центрального типа.

5. Диаграмма векторов дает весьма сходную картину с вулканической провинцией Гавайских островов. В средней части приведенной диаграммы так же, как и на диаграмме гавайского типа, наблюдается отклонение роя векторов вправо от линии SB , в сторону повышения щелочности.

6. По мере эволюции магматического очага наблюдается общая тенденция к понижению основности лав и увеличению их щелочности, выражающаяся в увеличении отношения f'/m' и a/c . Эта особенность исключительно ярко выражена в нерасчлененных неоген-нижнечетвертичных базальтах бассейна р. Селенги, где базальтовая магма, видимо, подверглась дифференциации, дав две серии лав салического и фемического рядов. В первых отношении f'/m' значительно выше, чем в базальтах Тункинского и Джидинского районов, и обычно равняется двум, а иногда и более (рис. 2).

7. Крайние члены салического ряда по своему составу приближаются к трахидолеритам и даже трахиандезитам.

ЛИТЕРАТУРА

- Божинский А. П. Четвертичная базальтовая эффузия долины р. Джиды. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1941.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Кухринкова Н. В. Базальты Тункинской системы впадин. Труды Вост. Сиб. фил. АН СССР, вып. 16, 1961.
- Логачев Н. А. Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины. Мат-лы по изуч. производ. сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 1, 1954.
- Логачев Н. А. К геологии базальтов юго-западного Прибайкалья. Мат-лы по изучению производ. сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 2, 1955.
- Лодочников В. Н. О базальтах юго-западного Прибайкалья. Советская геология, № 5, 1938.
- Лодочников В. Н. К геологии базальтов бассейна р. Иркут. Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 2.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской народной республики. Изд. АН СССР, 1957.
- Налетов П. И., Шалаев К. А., Деуля Т. Т. Геология Джидинского рудного района. Труды Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 27, 1941.
- Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Окнова Т. М. К петрографии базальтов Монголии и Тувы. Труды Монг. эксп. АН СССР, № 37, вып. 11, 1940.
- Флоренсов Н. А., Лоскутова Н. В. Новые данные о тункинских вулканах. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.
- Gross W. Lavas of Hawaii and their relations. Professional Paper, 88, 1915.
- Powers H. A. Differentiation of Hawaiian lavas. Amer. Journ. of science. 5th. Ser., v. 30, No. 178, 1935.

Н. В. ШТАЛЬ

ВСЕГЕИ

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Мезозойская складчатая зона Забайкалья характеризуется широким развитием послескладчатого магматизма, среди которого устанавливаются как интрузивные, так и вулканические образования. Несмотря на широкое развитие последних, основное внимание геологов — исследователей Восточного Забайкалья, привлекали интрузивные образования, и после работ М. С. Нагибиной, И. В. Лучицкого, А. А. Арсеньева, Е. А. Нечаевой и некоторых других специальное изучение вулканических образований не производилось.

Малая изученность верхнемезозойского вулканизма Восточного Забайкалья привела к тому, что многие вулканические образования — вулканические аппараты, экструзии и т. п. — описаны в литературе как интрузивные и объединяются в единый интрузивный комплекс малых интрузий.

В настоящей статье приводятся некоторые новые данные, касающиеся главным образом петрохимических особенностей верхнемезозойских вулканических образований, изучавшихся автором, совместно с И. Я. Центер в течение последних 2 лет на территории Восточного Забайкалья.

Верхнемезозойские вулканические образования Забайкалья относятся к типичным постгеосинклинальным, субаэральным вулканическим формациям и широко распространены в пределах различных структурных зон. Они установлены не только на территории мезозойской складчатой зоны, но пользуются значительным развитием в пределах жесткого обрамления последней. Наряду с верхнемезозойскими вулканическими образованиями в Забайкалье имеются и более древние аналогичные вулканические формации позднепермского и триасового возраста, распространенные главным образом на территории Западного и Центрального Забайкалья, в пределах зоны раннепалеозойской стабилизации.

Верхнемезозойский возраст вулканогенных образований, развитых в пределах области мезозойской складчатости, устанавливается наиболее достоверно на территории Восточного Забайкалья по взаимоотношению с фаунистически и флористически охарактеризованными отложениями юры и мела. Вулканогенные образования сохранились здесь на значительных, но разобщенных территориально площадях и приурочены в структурном отношении к протяженным тектоническим швам, вдоль которых образуются узкие приразломные прогибы. К этим же тектони-

ческим зонам приурочены гипабиссальные и приповерхностные интрузивные тела малых и средних размеров, часть которых, как это удалось установить, несомненно, является размытыми вулканическими аппаратами.

Вулканогенные толщи состоят из лавовых потоков и покровов, переслаивающихся с туфами и реже с туффитами.

По составу пород и по времени формирования верхнемезозойские вулканогенные образования подразделяются на две возрастные группы: верхнеюрскую и нижнемеловую — неогеновую (?). Первая из них по составу пород может быть названа трахиандезито-базальтовая-трахилипаритовая, вторая — андезито-базальтовая-липаритовая.

Верхнеюрская вулканогенная толща представлена ассоциацией пород, закономерно изменяющихся по составу от трахиандезито-базальтов к латитам, трахиандезитам, трахидацитам и трахилипаритам. Очень редко в основании толщи устанавливаются базальты. Также редки среди более кислых лав липариты. Верхнеюрские вулканогенные образования отчетливо расчленяются на две толщи: более раннюю, состоящую из лав и туфов состава от трахиандезито-базальтов до трахиандезитов, и более позднюю, залегающую стратиграфически выше, состав лав которой изменяется от трахидацитов до трахилипаритов. Таким образом, наши данные не подтверждают высказанного в свое время мнения М. С. Нагибиной о залегании в основании верхнеюрской вулканогенной толщи кислых эффузивов (1959). И для нижней и для верхней вулканогенных толщ установлено присутствие вулканических аппаратов центрального типа.

Вторая, более молодая и менее определенная в отношении возраста вулканическая формация представлена несколько иной ассоциацией пород. Нижний возрастной ее предел определяется переслаиванием лав базальтового и андезито-базальтового состава с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнемелового возраста (районы Аргунской и Ново-Дурулгуевской впадин). Верхний возрастной предел остается неясным. В Аргунской впадине после базальтов и андезито-базальтов, переслаивающихся с нижнемеловыми отложениями, происходит излияние кислых лав и выбросы большого количества пирокластического материала, после чего начинаются опять излияния лав основного состава. В других местах развития базальтов и андезито-базальтов кислые лавы не установлены. Например, в районе с. Газимурский завод, по данным Т. Мкртчяна, на базальтовый покров, залегающий на отложениях нижнего мела, непосредственно налагает неоген (ближе не определенный). Соотношение базальтов с раннечетвертичными отложениями не выяснено. Для этой вулканической формации характерно чередование лав резко контрастного состава: базальтов — андезито-базальтов и липаритов (реже дацитов-липаритов).

В целях выяснения общей направленности вулканического процесса мы изучали районы развития верхнеюрского вулканизма, несколько отличающиеся положением в региональных тектонических структурах. В результате выяснилось, что независимо от этого, состав лав и последовательная их эволюция выдерживаются совершенно отчетливо.

В процессе изучения верхнеюрских вулканогенных образований был систематически отобран материал для выяснения их петрохимических особенностей. Анализы, использованные для построения петрохимической диаграммы (рис. 1) по методу А. Н. Заварицкого, характеризуют состав лав трех участков развития вулканогенной толщи верхнеюрского возраста: восточного борта Харанорской впадины, верховий рек Борзя и Газимур (Александрово-Заводский район) и Аргунского хребта. Имеющиеся в литературе единичные разрозненные анализы эффузивов этого же возраста здесь не приводятся.

Что касается петрохимических данных для более молодой вулканогенной формации — нижнемеловой — неогеновой (?), то здесь мы использовали, кроме наших анализов, данные других исследователей.

Для характеристики верхнеюрской вулканогенной формации мы располагаем 43 новыми анализами. Анализируемые породы отражают

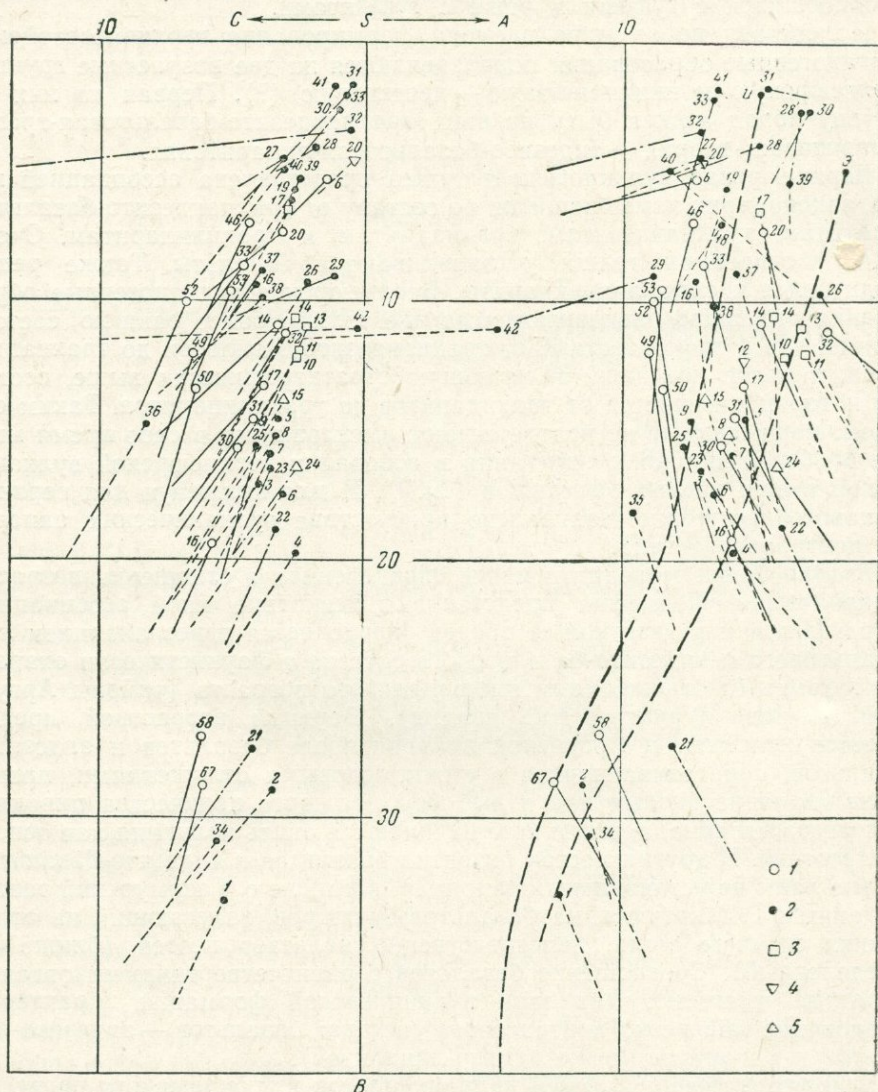


Рис. 1. Диаграмма химических составов пород верхнеюрской вулканогенной формации Восточного Забайкалья

1 — средние типы Дэли; 2 — покровы, потоки; 3 — некки; 4 — дайки; 5 — штоки
И — кривая вулканической ассоциации Йеллоустонского парка, Э — то же Этны

состав лав, слагающих покровы и подводящие каналы, а в ряде случаев дайки и штоки (табл. 1).

Химические анализы отражены на векторной диаграмме (см. рис. 1). Анализы пород разных участков различаются изображением векторов: векторы фигуративных точек пород Харанорской впадины изображены штриховым коротким пунктиром, Аргунского хребта — длинными штрихами, Александро-Заводского района — длинным штрихом с точкой. Для сопоставления с изученными вулканическими ассоциациями пород

Таблица химических анализов пород верхнеюрской вулканической формации

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
Компоненты:																							
SiO ₂	50,14	52,92	58,35	56,90	57,68	58,30	58,62	60,00	60,23	60,60	61,00	61,24	62,00	62,74	63,34	64,50	65,68	66,19	68,16	75,24	49,4	52,20	
TiO ₂	1,21	1,17	0,85	0,82	0,88	0,70	1,38	0,72	0,92	0,73	0,57	0,63	0,77	0,60	0,69	0,66	0,53	0,63	0,63	0,20	1,53	1,23	
Al ₂ O ₃	14,68	13,58	15,36	14,72	15,47	15,01	15,89	15,67	15,46	15,15	15,68	16,10	15,89	16,13	14,84	15,48	15,59	16,46	15,28	13,44	14,45	16,74	
Fe ₂ O ₃	9,28	8,87	5,86	2,76	4,83	1,92	1,34	1,41	1,61	2,57	1,80	4,48	3,70	4,07	4,72	4,72	2,11	3,66	3,26	1,55	2,62	2,62	
FeO	6,24	5,64	1,98	3,70	1,00	3,50	5,04	3,82	4,47	1,86	2,94	2,40	1,44	1,45	2,81	1,43	1,53	0,90	0,87	1,04	5,15	4,49	
MnO	0,19	0,17	0,13	0,02	0,06	сл.	0,08	0,02	0,10	0,12	сл.	0,07	0,02	0,07	0,06	0,03	0,04	сл.	0,07	сл.	0,07	0,09	
MgO	9,01	9,05	4,55	4,67	4,76	5,50	4,14	4,43	3,81	3,55	3,02	3,33	2,52	3,39	3,50	2,32	1,59	1,10	0,99	0,37	7,74	4,95	
CaO	8,82	6,53	5,21	7,54	3,54	5,64	5,12	5,28	5,42	3,63	4,06	3,21	3,56	2,23	3,89	3,36	2,68	2,81	2,18	0,34	9,20	5,63	
Na ₂ O	2,74	2,81	3,22	3,86	4,04	4,05	4,53	4,08	3,63	4,80	4,90	4,34	5,01	5,10	3,74	3,74	4,60	4,13	3,83	3,11	3,41	5,00	
K ₂ O	1,53	2,68	4,19	4,20	4,00	3,94	2,88	3,77	3,30	4,20	4,43	3,73	4,16	3,56	3,85	3,34	3,60	3,40	4,06	4,94	2,40	3,30	
П. п. п.	1,26	1,41	1,89	0,51	1,34	0,98	0,04	0,60	0,45	1,23	0,46	2,05	0,55	1,37	0,47	1,22	0,93	0,91	0,81	1,08	3,39	2,77	
H ₂ O ⁻	0,04	0,06	0,91	0,17	2,10	0,45	0,44	0,28	0,36	0,88	0,46	0,30	0,36	0,36	0,28	0,57	1,05	0,41	0,05	0,18	0,65	0,82	
P ₂ O ₅	0,44	0,62	0,53	0,34	0,48	0,34	0,55	0,30	0,34	0,47	0,32	0,47	0,28	0,46	0,29	0,35	0,23	0,37	0,26	0,23	0,58	0,42	
CO ₂	0,66	0,40	0,42	—	не обн.	—	0,18	—	не обн.	не обн.	—	0,72	0,15	0,50	0,24	0,18	не обн.	0,20	0,15	0,12	—	не обн.	
S	0,02	0,01	сл.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,06	—	0,05	—	0,08	—	—	—	0,05	—	—	сл.	0,02	—	0,01	0,02	—	—	—	
Сумма	99,30	99,81	100,24	100,27	100,18	100,38	100,19	100,43	100,10	100,14	100,26	99,65	100,39	99,72	99,39	99,73	100,16	99,67	99,36	100,50	100,58	100,26	

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	7,62	8,56	13,01	14,3	14,8	13,53	14,2	14,1	12,6	16,3	17,1	14,6	16,9	16,0	13,17	13,1	15,4	13,9	14,1	13,3	10,9	16,2
c	5,33	3,42	3,98	2,5	3,2	3,08	3,5	3,3	4,0	2,5	1,9	3,3	2,0	2,6	2,30	3,8	2,8	3,4	2,6	0,3	4,2	3,3
b	33,16	28,8	17,15	19,7	14,6	17,46	15,8	15,2	14,6	12,2	12,1	12,2	11,0	10,6	14,48	9,4	6,5	7,2	5,7	4,6	27,3	18,8
s	53,84	58,93	66,81	63,5	67,4	65,77	67,5	67,4	68,7	69,0	68,9	69,9	70,1	70,8	70,05	73,7	75,3	75,5	77,5	81,8	57,6	61,7
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,0	9,52	34,31	—	—
c'	16,07	11,54	16,4	32,8	8,0	20,9	17,0	20,2	17,6	18,8	24,5	3,9	20,2	0,6	11,82	2,9	7,4	—	—	—	25,9	20,0
f'	38,68	38,22	38,59	28,4	35,3	27,6	38,0	31,3	38,8	32,7	34,5	50,0	41,1	46,3	46,12	55,8	49,4	55,22	63,07	52,86	26,1	34,6
m'	42,63	45,43	44,91	38,8	56,7	51,5	45,0	48,5	43,6	48,5	41,1	46,1	38,7	53,1	42,21	41,3	43,2	25,67	26,18	12,85	48,0	45,4
n	73	50	53	57,9	60,7	64,8	70,1	62,6	60,4	63,1	62,7	63	64,3	69	60	62	66	35	58	49	68,7	69
t	1,7	1,3	1	1,1	1,1	0,97	1,1	0,9	1,0	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,5	0,8	0,5	0,2	0,2	1,5
φ	38	39	34	11,3	28,5	13,7	6,9	7,9	9,2	17,7	12,2	48	28,2	45	46	56	27,3	55	63	52	8,0	11,8
a/c	1,4	2,5	3,2	5,7	4,6	4,38	4,0	4,4	3,2	6,5	9,0	4,4	8,4	6,1	5,7	3,4	5,5	4,0	5,4	44	2,6	4,9
Q	-13,04	-2,29	+2,67	-4,1	+2,0	+1,56	+2,1	+3,3	+8,3	+2,9	+1,7	+4,3	+4,4	+7,0	+11,46	+6,6	+17,0	+19,8	+24,3	+36,7	-10,8	-2,3

Таблица 1 (окончание)

№ анализа	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
Компоненты:																					
SiO ₂	56,30	56,60	58,98	61,02	64,68	66,26	67,21	69,99	71,20	75,60	75,96	77,10	46,84	56,40	57,45	61,82	62,76	65,87	70,63	76,12	79,71
TiO ₂	1,85	1,21	0,75	0,87	0,28	0,25	0,35	0,51	0,40	0,10	0,08	0,13	1,48	1,11	0,82	0,95	0,55	0,68	0,62	0,40	0,19
Al ₂ O ₃	14,62	15,70	14,98	16,03	14,10	14,32	14,33	13,88	14,85	12,07	12,41	11,81	14,65	15,51	16,57	16,15	16,83	15,64	13,51	12,19	11,34
Fe ₂ O ₃	5,78	4,32	1,69	3,63	2,06	2,05	0,91	2,08	1,41	1,63	0,52	0,98	3,25	2,09	2,90	1,74	1,91	1,30	2,32	1,14	1,94
FeO	2,04	3,50	3,33	0,87	0,59	0,34	1,03	0,80	0,20	0,54	0,40	0,14	5,76	4,60	3,06	3,81	3,20	3,05	0,61	0,72	1,02
MnO	0,06	0,13	0,07	0,06	0,01	0,07	0,07	0,03	0,02	0,03	0,02	0,06	0,16	0,08	0,08	0,09	0,08	0,11	0,01	0,05	—
MgO	3,25	3,20	4,78	2,10	0,30	0,26	0,40	0,86	0,47	сл.	0,34	0,53	8,80	5,06	4,51	1,57	2,04	0,67	1,33	0,06	0,28
CaO	5,90	5,10	5,50	3,48	2,20	1,30	0,95	0,88	0,67	0,28	0,28	0,50	10,50	7,10	6,65	4,05	3,00	1,87	2,70	0,92	0,24
Na ₂ O	3,85	4,35	4,52	4,67	2,21	2,59	3,11	1,55	4,20	3,92	0,27	3,49	2,16	3,12	3,15	3,65	2,57	5,10	3,07	4,42	0,21
K ₂ O	2,96	4,39	1,56	4,99	5,15	6,28	6,70	5,63	5,80	5,39	9,14	4,63	2,66	2,36	2,89	4,21	5,30	3,60	3,76	3,16	3,57
П. п. п.	1,26	1,30	2,06	0,82	5,41	4,97	4,26	2,64	0,61	0,50	0,56	0,43	3,37	1,59	0,90	1,42	1,50	1,48	0,98	0,44	1,43
H ₂ O ⁻	1,33	0,51	0,63	0,70	2,92	1,58	0,80	0,58	0,51	0,23	0,22	0,42	1,27	1,15	0,57	0,36	0,41	0,21	0,08	0,16	0,08
P ₂ O ₅	0,87	0,04	0,25	0,51	0,04	0,03	0,04	0,14	0,05	сл.	—	0,02	—	—	—	—	—	0,08	—	0,06	—
CO ₂	0,41	—	0,66	—	0,07	0,07	0,10	—	0,06	—	—	—	сл.	0,15	—	0,22	—	—	—	—	—
S	—	—	—	—	—	—	—	0,18*	—	0,05*	0,03*	—	—	—	—	—	—	0,09*	—	0,10*	0,09*
Cr ₂ O ₃	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,48	100,42	99,76	99,75	100,02	100,37	100,26	99,68	100,45	100,32	100,37	100,24	100,90	100,32	100,47	100,04	100,15	99,77	100,39	99,91	100,15

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	13,0	16,0	12,4	17,7	13,1	15,4	17,00	11,8	17,3	15,6	13,2	13,6	8,7	10,4	11,4	14,5	13,6	16,5	11,9	13,8	5,2
b	3,5	2,4	3,9	2,0	2,9	1,6	1,3	1,1	0,8	0,2	0,3	0,6	5,5	5,3	5,5	3,8	3,7	2,3	3,0	1,0	0,3
c	16,5	16,4	15,6	9,7	4,5	4,0	2,7	9,0	2,6	1,9	3,4	2,1	30,8	18,2	16,0	9,1	10,0	5,3	5,0	1,8	11,1
s	67,0	65,2	68,1	70,6	79,5	79,0	78,8	78,1	79,3	82,3	83,1	83,7	55,00	66,1	67,1	72,6	72,7	75,9	80,1	83,4	83,4
a'	—	—	—	—	32,8	32,1	5,1	54,3	15,4	—	61,5	12,5	—	—	—	—	1,9	—	—	—	74,6
c'	23,3	22,8	17,9	22,5	—	—	—	—	—	17,3	—	—	24,0	17,5	17,0	12,0	—	0	49,4	3,7	—
f'	42,8	43,9	29,4	41,1	55,7	55,4	69,2	28,7	56,4	82,7	23,1	46,9	27,5	34,6	34,0	56,8	46,9	77,9	5,4	92,6	21,5
m'	33,9	33,3	51,7	36,4	11,5	12,5	25,7	17,0	28,2	0	15,4	40,6	48,5	47,9	49,0	30,3	34,0	22,1	45,2	3,7	3,9
n	67,7	59,8	80,1	58,6	39,3	38,9	40,5	22,3	52,3	52	4,0	53,3	54,7	66,7	62,2	56,8	42,3	68,0	55,0	67,6	73
t	2,4	1,2	0,9	1,1	0,3	0,2	0,3	0,5	0,4	0,1	0,1	0,1	2,4	1,5	1,0	1,2	0,5	0,8	0,6	0,4	0,2
φ	30,5	22,8	9,6	32,4	42,6	46,5	30,8	20,1	46,1	5,5	11,5	37,5	9,2	9,9	15,6	17,4	16,3	20,8	38,3	66,7	13,6
a/c	3,7	6,6	3,2	88,5	4,5	9,6	13,0	10,8	21,6	0,01	4,4	61	1,6	2,0	2,0	3,8	3,5	7,2	3,9	13,8	17,3
Q	+ 4,5	- 4,0	+ 7,5	+ 3,8	+ 29,9	+ 24,0	+ 22,5	+ 31,5	+ 24,2	+ 33,3	+ 39,5	+ 39,6	- 12,9	+ 6,1	+ 5,9	+ 12,4	+ 14,5	+ 16,5	+ 39,4	+ 38,8	+ 56,1

Примечания. Восточный борт Харанотской впадины: 1 — обр. 440, долерит, водораздел падей Тутхалтуй и Долгокы; 2 — обр. 571, лавовая брекчия базальтового порфирита, левый борт пади Тутхалтуй в 9 км от верховья; 3 — обр. 303а, трахиандезито-базальт, правый борт пади Эдортуй, северо-западнее пос. Чингильтуй; 4 — обр. 191, пироксеновый трахибазальт, водораздел падей Тутхалтуй и Бревенной; 5 — обр. 488, лагит, правый борт пади Эдортуй, в 1,5 км к северо-востоку от д. Чингильтуй; 6 — обр. 134а, трахиандезито-базальт, левый борт пади Чингильтуй в 5,5 км к северо-западу от д. Чингильтуй; 7 — обр. 144а, мошонит, хадабулакский шток, левый борт пади Долгокыча вблизи устья; 8 — обр. 9 — обр. 551, андезит-базальт, верховья пади Сенной, левый борт; 10 — обр. 473а, трахиандезит, неск. левый борт пади Чингильтуй, г. Гонгор; 11 — обр. 60, трахиандезит, неск. правый борт пади Чингильтуй, в 7 км выше д. Чингильтуй; 12 — обр. 752, трахиандезит, кольцевая лапка, правый борт пади Тоготуй; 13 — обр. 489, трахиандезит, неск. левый борт пади Чингильтуй в 1 км к северо-востоку от д. Чингильтуй; 14 — обр. 460, трахиандезит, неск. левый борт пади Бревенной; 15 — обр. 155, мошонит, хадабулакский шток, правый борт пади Эдортуй, в 4 км югу от д. Чингильтуй; 16 — обр. 1528, кварцевый лагит, левый борт пади Тутхалтуй, в 7 км от устья; 17 — обр. 316, трахидацит, неск. левый борт пади Тутхалтуй, в 7 км от устья; 18 — обр. 261, лава-брекчия трахидацита, левый борт пади Сенной, около устья; 19 — обр. 379, трахидацит, левый борт пади Хада-Булак, в 2,5 км к юго-востоку от д. Хада-Булак. 20 — обр. 453, липарит, лапка, правый борт пади Долгокыча в 5,5 км ниже верховья.

Район с. Александровский завод (верхнее течение рек Газимур и Онон-Борзя): 21 — обр. 141а, базальт, вершина г. Яковлевской; 22 — обр. 3112, трахиандезито-базальт, левый борт левой вершины р. Газимур; 23 — обр. 927 в, трахиандезито-базальт, г. Крестовка 800 м на юго-восток от вершины. 24 — обр. 26а, мошонит, шток, правый борт пади Шонокуй около д. Шонокуй; 25 — обр. 402а, трахиандезито-базальт, водораздел падей Кува и Муждья, в 8 км к юго-востоку от с. Онон-Борзя; 26 — обр. 71д, трахиандезит, правый борт ручья Клин, в 1 км к востоку от д. Клин; 27 — обр. 973а, липарит, правый борт долины р. Газимур, в 1,7 км к востоку от д. Маньково; 28 — обр. 698а, трахидацит, правый борт долины р. Газимур в 2 км к северо-востоку от д. Маньково; 29 — обр. 951, трахидацит, водораздел падей Каркалтай и Прямой Кудикан; 30 — обр. 137а, дацитовый порфир, лапка, г. Яковлевская в 1 км к юго-востоку от вершины; 31 — 903а/60, трахидацит, водораздел падей Каркалтай и Прямой Кудикан; 32 — 21а/60, трахидацит, водораздел падей Кутугуй и Шонокуй, в 6 км к востоку северо-востоку от д. Шонокуй; 33 — 535/60, липарит, г. Будугя (верховья р. Унда); 34 — 929б/60, липарит, г. Крестовка, в 800 м на юго-юго-восток от вершины. Район Аргунского хребта: 35 — обр. 84, базальт, к северо-востоку от р. Абагайтуй; 36 — обр. 1075/56, андезит-базальт, падь Куку-Азарга; 37 — обр. 1658/58, рогообманковый андезит-базальт, падь Куйтун; 38 — обр. 1562/56, рогообманковый трахиандезит, падь Гусна; 39 — обр. 6/н, кварцевый лагит, правый борт пади Куйтун; 40 — обр. 889/55, трахидацит, левый борт пади Куйтун; 41 — обр. 1180/58, липарит, падь Нарын-Кундуй; 42 — обр. 217/55, гранит-порфир (лапка) к северу от пади Абагайтуй; 43 — обр. 166/55, липарит, г. Чир-Абагайтуйский.

на диаграмму нанесены кривые, отвечающие ассоциациям пород Этны и Йеллоустонского парка. Первая из них отделяет группу известково-щелочных пород от группы щелочных пород. Порода известково-щелочного ряда располагаются влево от кривой; породы щелочные расположены вправо от нее. Кривая Йеллоустонского парка отвечает породам, наиболее близким к щелочным из всех известково-щелочных пород естественных вулканических ассоциаций.

Кроме того, нами на диаграмму нанесены некоторые фигуративные точки средних типов пород по Дэли, отвечающие лавам нормального известково-щелочного ряда и некоторым переходным к щелочным, а также фигуративные точки интрузивных пород мондонит-сиенитового ряда. Номера точек средних типов пород Дэли соответствуют таблице, приведенной А. Н. Заварицким (1960).

Как видно из диаграммы (см. рис. 1), породы верхнеюрской вулканической толщи заметно отклоняются от пород нормального известково-щелочного ряда, занимая промежуточное положение между кривыми ассоциации пород Этны и Йеллоустонского парка. Некоторые фигуративные точки отклоняются даже вправо от кривой Этны.

На диаграмме отчетливо видны три участка сгущения фигуративных точек, отвечающих трем толщам. Наиболее отчетливо выражена группа пород трахиандезито-базальтового — трахиандезитового ряда, занимающая центральное место на диаграмме. Это породы, у которых параметр a имеет значение от 10,5 до 17,7. Значение параметра b изменяется от 9,0 до 19,7. В группе этих пород наиболее основными являются лавы, залегающие в основании разреза вулканогенной толщи. Наиболее кислые представлены верхними лавовыми потоками, а также породами жерла. Интересно отметить, что фигуративные точки, отвечающие породам Хадабулакского штока (№ 8 и 15), хорошо укладываются в общий ряд постепенно изменяющихся по составу пород, и, возможно, они являются породами, слагающими более глубинные части подводящего канала.

Все породы этого ряда характеризуются недосыщенностью известью, что отражается в малом значении параметра s , которое колеблется от 1,1 до 3,8, т. е. является меньшим, чем у пород монцонито-сиенитового ряда.

Соотношение K_2O к Na_2O не постоянно и значение параметра n колеблется от 53 до 70, наиболее часто равняясь 60—63.

Коэффициент Q является положительным (кроме одного случая — анализ 4) и колеблется от 1,56 до 11,46, большей частью не превышая 3,0—4,5.

Интересно отметить, что при сопоставлении петрохимических особенностей пород трех изученных районов, наименее щелочными являются породы Аргунского хребта — их фигуративные точки ложатся наиболее близко к кривой Йеллоустонского парка. Породы Александрово-Заводского района более щелочные и в ряде случаев их фигуративные точки ложатся вправо от кривой Этны.

По сумме признаков породы этого ряда относятся по классификации А. Н. Заварицкого частично к 3 классу, 8 группе — к породам, слабо пересыщенным кремнеземом и богатым щелочами, и к 4 классу, 12 и 13 группам — к породам, насыщенным кремнеземом, богатым и умеренно богатым щелочами.

Породы, слагающие верхнюю толщу верхнеюрской вулканогенной формации, на петрохимической диаграмме выражены менее четко, чем рассмотренная выше группа. Часть фигуративных точек занимает такое же закономерное положение между кривыми Этны и Йеллоустонского парка, но значительное число точек отклоняется левее последней. Большая часть этих пород характеризуется пересыщенностью глиноземом.

Параметр a колеблется в значительных пределах — от 12 до 18,7. Значение параметра b изменяется от 7,1 до 1,7. Породы характеризуются высоким содержанием SiO_2 — коэффициент Q колеблется от +22,5 до +39,5.

По классификации А. Н. Заварицкого породы относятся ко 2 классу группам 3 и 4 пород — к породам, богатым и умеренно богатым щелочами.

Интересно отметить, что в геологической литературе по Забайкалью при описании верхнеюрских вулканогенных толщ эти своеобразные по химизму породы всегда описывались как обычные нормальные андезиты и дациты, хотя в свое время И. В. Лучицкий (1950) отмечал их некоторую щелочность. По-видимому, это связано с трудностью их диагностики, на что указывает и А. Н. Заварицкий (1957), говоря что их «...действительно очень трудно, почти невозможно, даже при микроскопическом исследовании отличить от андезитов, особенно палеотипных их представителей, т. к. содержание щелочного полевого шпата в тонкозернистой основной массе не легко установить. Решающим в этом случае может оказаться лишь полный химический анализ».

Впервые проведенные систематически химические анализы вскрыли своеобразие верхнеюрского вулканизма Восточного Забайкалья.

Вторая вулканическая формация Восточного Забайкалья нижнемелового — неогенового возраста, названная нами андезито-базальтово-липаритовой, значительно отличается от описанной выше, что хорошо видно на прилагаемой петрохимической диаграмме (рис. 2, табл. 2). На диаграмме нанесены фигуративные точки химических анализов лав и туфов из нескольких районов Восточного Забайкалья: Аргунской, Торейской и Ново-Дурулгуевской впадин, верховий рек Урюмка и Уров и среднего течения г. Газимур. Всего использовано 29 анализов, являющихся менее представительными, чем анализы, использованные для характеристики верхнеюрской вулканической формации, но даже

эти данные позволяют установить основные различия двух разновозрастных вулканических формаций.

На диаграмме (см. рис. 2) также, как и на рассмотренной выше, нанесены кривые двух естественных ассоциаций вулканических пород — Этны и Йеллоустонского парка, а также некоторые (те же, что и на

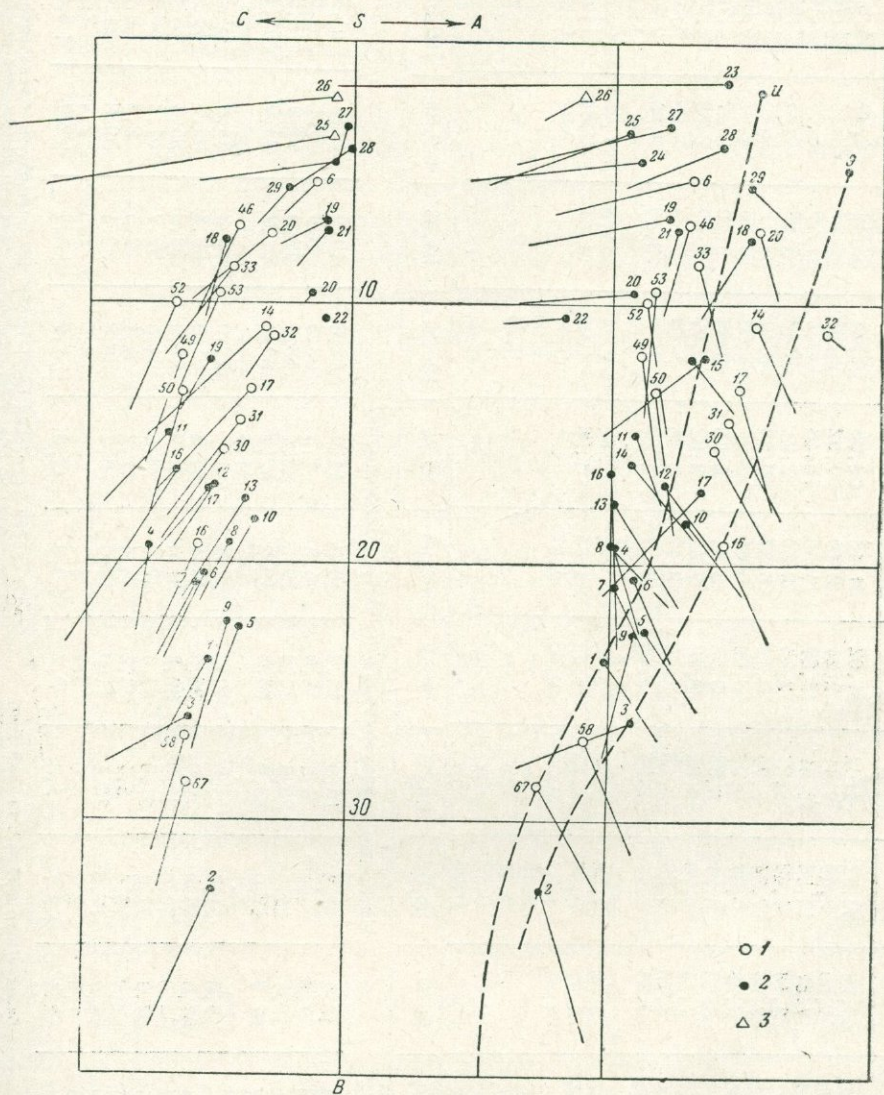


Рис. 2. Диаграмма химических составов пород нижнемеловой неогеновой (?) вулканической формации Восточного Забайкалья

1 — средние типы Дэли; 2 — покровы, потоки; 3 — штоки

рис. 1) средние типы пород Дэли. При первом же взгляде на диаграмму видно, что большая часть фигуративных точек ложится влево от кривой ассоциации Йеллоустонского парка и совершенно незначительная часть точек располагается вправо от нее, не достигая, однако, кривой ассоциации пород Этны (кроме одного анализа — № 3).

Максимальное число анализов относится к породам андезито-базальтового состава, из которых только единичные обнаруживают некоторое обогащение щелочами (анализы 3, 5, 9, 10, 17). К сожалению,

Таблица химических анализов пород нижнемеловой — неогеновой вулканической формации

Таблица 2

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Компоненты														
SiO ₂	46,50	49,05	49,20	49,66	50,52	51,02	51,02	51,13	52,68	52,84	53,46	54,30	54,99	56,59
TiO ₂	4,20	1,24	1,00	1,60	2,46	2,31	2,24	3,10	0,92	2,98	1,77	2,12	1,76	1,75
Al ₂ O ₃	13,88	13,70	21,94	17,57	13,98	15,61	15,60	14,50	16,48	14,35	17,09	16,00	15,14	12,89
Fe ₂ O ₃	6,40	3,69	1,71	3,13	4,40	5,27	2,55	3,30	2,21	6,40	4,99	10,25	3,95	3,79
FeO	5,40	5,48	6,45	7,90	7,34	5,75	9,19	6,57	6,59	3,42	3,79	0,36	4,45	2,36
MnO	0,16	0,16	0,05	0,28	0,07	0,07	0,09	0,11	—	0,08	0,98	0,07	0,09	0,07
MgO	3,90	11,40	6,04	3,53	3,91	3,83	3,58	3,61	6,59	2,96	2,19	2,47	2,73	4,13
CaO	7,78	9,04	4,47	7,15	6,76	6,82	6,78	7,42	3,62	6,09	6,39	6,55	6,97	6,68
Na ₂ O	2,60	2,57	1,60	3,79	3,56	3,18	3,04	3,12	3,85	3,59	2,39	3,20	3,35	2,65
K ₂ O	2,32	1,46	4,44	0,83	2,11	2,34	2,18	2,37	1,59	3,03	3,29	3,06	2,32	2,52
H ₂ O ⁺	—	0,88	—	—	—	—	—	2,23	—	—	—	—	1,90	0,81
П.п.п.	1,47	0,24	2,45	2,39	1,58	1,30	1,42	0,52	2,06	0,24	1,78	1,05	0,52	4,78
H ₂ O ⁻	0,66	0,44	0,59	0,67	0,98	1,75	1,52	1,65	1,06	0,92	1,51	0,86	1,26	1,45
P ₂ O ₅	1,62	—	—	0,83	1,37	0,53	0,38	1,02	—	0,91	—	—	0,87	0,21
CO ₂	2,64	—	—	—	0,15	—	—	—	—	1,00	—	—	—	—
BaO	0,08	—	—	—	0,47	—	—	—	—	0,25	—	—	—	—
SO ₃	0,48	—	—	0,17	0,18	—	—	—	—	0,1	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—
Сумма	100,09	100,39	99,94	99,80	99,91	99,78	99,59	100,65	99,47	100,21	93,63	100,29	100,30	100,68

Числовые характеристики по А. Н. Заварницкому

a	9,8	7,6	10,9	10,2	11,3	10,9	10,2	10,0	11,0	12,8	10,9	12,0	10,8	10,0
c	5,2	5,0	6,0	7,6	4,1	5,5	5,8	4,5	4,5	3,5	6,9	5,1	4,9	3,9
b	23,8	32,7	21,1	19,4	22,6	20,6	20,8	19,3	22,4	18,4	15,0	17,0	16,2	17,6
s	61,2	54,7	62,0	62,8	62,0	63,0	63,2	59,2	62,1	65,3	67,2	65,9	65,1	68,5
a'	—	—	45,5	—	—	—	—	—	11,8	—	—	—	—	—
c'	21,0	17,0	—	9,0	21,0	15,0	13,8	22,6	—	22,0	9,8	18,8	23,5	26,2
f'	48,0	26,0	36,3	57,0	48,0	51,0	35,9	46,4	37,2	41,0	63,2	55,8	48,0	32,6
m'	30,0	57,0	18,2	33,0	30,0	33,0	30,3	31,0	51,0	28,0	28,0	25,4	28,6	41,2
n	63,5	72,3	35,5	87,0	72,1	67,0	67,5	62,2	78,5	64,5	52,7	61,2	69,5	61,6
t	6,4	1,8	1,5	2,0	3,4	3,4	3,2	4,4	1,2	4,1	2,5	2,8	2,3	2,8
φ	24,0	9,3	8,0	14,0	17,6	23,1	11,0	15,0	8,7	30,8	30,4	53,3	21,0	32,6
a/c	1,8	1,5	1,8	1,3	2,7	2,0	2,0	2,2	2,4	3,0	1,5	2,4	2,2	2,6
Q	-2,4	-10,8	-3,8	-2,4	+2,7	-1,3	-0,2	+0,9	-2,3	+1,7	+5,7	+2,7	+6,7	+13,1

Примечания: 1-обр. 802—994, андезито-базальт интрузивный, правый борт долины р. Дурулгуй; 2-обр. 22, оливиновый базальт, левый берег р. Газимур, около д. Коробль; 3-обр. 1а-д, шаровой базальт (дайка), п. Булуй (верховье р. Дурулгуй); 4-обр. 174/48, андезито-базальт, г. Иргицык 12 км к юго-западу от с. Кубухай; 5-обр. 1724, оливиновый андезито-базальт, район к югу от д. Дурулгуй; 6-обр.

дацит район Торейских озер; 19-обр. 327, липарит, п. Брекачанка, район д. Большой Зерентуй; 20-обр. 1970, липарит, с. Дучары; 21-обр. 4017 дацит, с. Дучары; 22-1970а, липарит с. Дучары; 23-обр. 1390, липарит, левый берег р. Талакан; 24-обр. 669а, липарит, верховье р. Мотогор (левый приток р. Уров); 25-обр. 1302 пепловый туф липарита, левый борт р. Б. Вамбуя; 26-обр. 1407а, пепловый туф

устье п. Гарджигуй; 9-обр. 448, андезит-базальт, левый берег п. Гондыбой; 11-обр. 857—815, андезит-базальт интрузивный, верхнее течение р. Дзулгуй; 11-обр. 1672 андезит-базальт, район Торейских озер; 12-обр. 054в трахиандезито-базальт, к юго-востоку от п. Нерчинский завод; 13-обр. 480, андезит, верхнее р. Зола; 14-обр. 15, андезит, левый берег р. Газимур, вблизи д. Корабль; 15-обр. 055в, дацит-андезит, к юго-востоку от п. Нерчинский завод; 16-обр. 2455а, андезит, район Торейских озер, 17-обр. 2349, андезит, район Торейских озер; 18-обр. 3239, трахи-

дацит, в 6 км к востоку от с. Нерчинский завод. Анализы 11, 16, 17, 17 взятые из работы Е. Н. Егоровой (1932); 8, 24, 26 — из работы Н. И. Катусника и М. С. Нагибиной (1945); 20, 21, 22 — из работы Г. И. Князева (1957), 9 и 19 — из работы И. В. Лучникова и М. С. Нагибиной (1938); 12, 15, 29 — из работы В. А. Мелюрского (1932); 2, 13, 14, 23, 25 — из работы Е. В. Павловского и И. В. Лучникова (1940); 1, 3, 4, 6, 7 — из коллекции автора, 5 и 10 — любезно были предоставлены нам. М. А. Иващенко

Таблица 2 (окончание)

№ анализа	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Компоненты															
SiO ₂	57,54	58,66	59,42	61,64	70,92	71,53	73,9	75,2	76,08	76,38	77,24	81,70	68,92	71,52	67,24
TiO ₂	1,88	2,52	0,60	0,53	0,32	0,3	0,19	0,24	0,18	0,19	0,31	0,21	0,16	0,28	0,66
Al ₂ O ₃	16,98	17,93	16,57	19,0	13,20	13,93	11,17	9,91	12,4	11,56	11,05	8,15	12,60	12,26	15,04
Fe ₂ O ₃	8,03	4,96	3,69	?	2,48	1,48	—	1,30	0,76	0,71	0,64	0,54	0,93	1,94	4,07
FeO	0,57	0,39	3,89	4,47	0,56	4,38	6,60	7,82	0,98	0,94	0,60	1,53	0,14	0,28	0,59
MnO	0,04	0,38	0,08	0,08	—	—	—	—	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,06	0,04
MgO	1,48	6,81	2,11	1,28	0,44	0,18	0,65	0,1	—	0,17	0,37	0,14	0,25	0,35	0,51
CaO	5,75	6,12	4,29	3,82	0,81	1,16	0,65	0,8	0,51	0,38	0,63	0,51	1,68	0,49	2,64
Na ₂ O	3,70	2,86	3,32	5,39	1,86	2,27	3,18	1,84	3,49	0,63	0,73	0,28	4,22	2,53	3,69
K ₂ O	3,06	2,72	4,11	2,02	5,56	4,31	4,15	3,16	4,92	6,97	6,52	5,90	1,42	5,82	4,80
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	1,99	—	—	—	0,18	1,50	1,13	0,44	—	—	—
П.п.п.	0,82	1,95	0,89	1,46	0,71	—	—	—	0,62	0,24	0,38	—	5,91	3,39	0,56
H ₂ O ⁻	0,46	0,79	0,89	0,63	0,90	0,04	0,04	0,13	0,37	0,22	0,62	1,00	3,60	1,05	0,32
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,13	0,05	1,12	0,10	0,34	0,09	0,22	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,09	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,31	100,09	99,86	100,32	93,75	99,71	100,58	101,62	100,36	100,25	99,69	100,48	99,94	100,06	100,16

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	13,0	10,0	13,4	15,1	12,0	10,8	12,4	8,2	14,2	11,00	10,6	8,9	12,0	14,0	15,1
c	5,3	6,6	5,3	4,8	0,9	1,5	0,9	0,9	0,6	0,5	0,7	0,6	2,0	0,5	2,4
b	12,2	16,5	12,2	7,6	6,8	9,7	7,2	10,6	1,7	4,6	3,6	2,1	3,3	4,1	5,6
s	69,5	66,9	69,1	72,5	80,3	78,0	79,5	80,3	83,5	84,0	85,1	88,4	82,7	81,4	76,8
a'	—	—	37,3	18,3	53,0	43,2	3,6	22,9	14,8	64,3	53,7	15,6	56,5	36,7	—
c'	15,7	3,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13,3
f'	62,7	29,2	32,3	52,2	37,0	53,4	82,1	75,3	85,2	28,6	29,6	75,0	30,4	48,3	72,3
m'	21,6	67,6	29,4	29,5	10,0	3,4	14,3	1,8	—	7,1	16,7	9,4	13,1	15,0	14,4
n	65,2	61,2	54,7	80,5	34,0	45,2	54,2	46,9	52,0	11,9	13,8	7,4	81,9	39,8	54,1
t	2,5	2,9	0,8	0,5	0,3	0,2	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,8
φ	58,1	24,4	31,6	—	30,0	12,1	—	0,9	3,4	11,5	14,8	18,7	26,1	40,0	61,7
a/c	2,4	1,5	2,5	3,2	13,3	—	13,8	9,1	23,7	22,0	15,2	14,7	6,0	28,0	6,3
Q	+7,8	+7,2	+6,1	+10,0	+35,7	+39,6	+33,3	+43,3	+38,0	+45,4	+41,3	+58,4	+39,4	+34,3	+21,1

геологических данных недостаточно для того, чтобы можно было установить место анализированных пород в стратиграфическом разрезе и выяснить — относятся ли они к основанию вулканической толщи, или некоторые из них моложе лав кислого состава. Для решения этого вопроса необходимо провести специальные наблюдения.

Анализируемые породы группы андезито-базальтов характеризуются закономерным изменением состава от более основных к более кислым разностям. Параметр a изменяется от 9,8 до 13,4. Параметр b колеблется еще в больших пределах — от 26 до 12 (и только в одной анализе его значение возрастает до 32,6). Четыре анализа отвечают породам, пересыщенным глиноземом, остальные относятся к породам нормального ряда. Значение параметра c , в противоположность породам верхнеюрской формации, нормальное, и даже отмечается некоторая тенденция к его увеличению. Коэффициент Q колеблется значительно — от $-10,8$ до $+13,1$. Дополнительная характеристика c' варьирует в широких пределах, что отражается на непостоянстве угла наклона вектора вправо.

Соотношение щелочей непостоянно, и некоторые породы заметно обогащены калием, что отражается на значении параметра n , колеблющегося от 35,5 до 87,0.

По классификации А. Н. Заварицкого анализируемые породы относятся к 4 и 5 классам, к группам 14, 15 и 19, т. е. к породам, насыщенным или слабо-недосыщенным кремнеземом и бедным или очень бедным щелочами.

Группа кислых лав также достаточно резко отличается от рассмотренных выше кислых пород верхнеюрской вулканогенной формации. Большая часть фигуративных точек расположена влево от кривой вулканической ассоциации Йеллоустонского парка, и только две занимают промежуточное положение между последней и кривой ассоциации Этны. Параметр a изменяется от 7,2 до 15,1, параметр b — от 1,7 до 10,6. Все породы относятся к ряду пересыщенных глиноземом за исключением одного (№ 29). Все они отличаются низким значением параметра c , значение которого большей частью не достигает единицы. Коэффициент Q колеблется от $+21,1$ до $+58,4$.

Следовательно, анализируемые породы по классификации А. Н. Заварицкого относятся к классу 2 (за исключением двух, которые, имея $Q > 45$, относятся к классу 1), к группе 3, т. е. породам, пересыщенным кремнеземом и богатым щелочами.

Таким образом, и диаграммы, и классификационные признаки показывают резкое различие двух разновозрастных верхнемезозойских вулканических формаций Восточного Забайкалья.

Новые данные по петрохимии верхнеюрской вулканогенной формации хорошо увязываются с пока еще разрозненными химическими анализами пород, относимых обычно к группе приповерхностных малых интрузий. Можно с уверенностью сказать, что многие из таких интрузий при ближайшем рассмотрении окажутся принадлежащими к вулканической формации, представляя породы, заполняющие жерло.

Продолжение начатых исследований поможет в дальнейшем объяснить причины установленного резкого различия между обеими верхнемезозойскими вулканическими формациями. Особенно интересной нам представляется смена во времени более щелочной ассоциации (верхнеюрской) менее щелочной — щелочноземельной нижнемеловой — неогеновой (?). Возможно, сборы нового аналитического материала для уточнения петрохимической характеристики последней внесут большую ясность и уточнят имеющиеся в настоящее время данные.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1957.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. АН СССР, 1960.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Егорова Е. Н. Андезито-базальты района Торейского и Борзинского озер (Восточное Забайкалье). Труды ВГРО, т. LI, вып. 83, 1932.
- Катушенок И. И. и Нагибина М. С. Геологическое строение района верхнего течения реки Урюмка (Восточное Забайкалье). Очерки по геологии Сибири, вып. 13, 1945.
- Лебедев А. П. и Богатиков О. А. Палеовулканические исследования в СССР за период 1917—1959 гг. Труды Лаб. вулканологии, вып. 21, 1962.
- Лучицкий И. В. и Нагибина М. С. О молодых эффузивах Восточного Забайкалья. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XVI (I), 1938.
- Лучицкий И. В. Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья, 1950.
- Мелиоранский В. А. Геолого-петрографические исследования в Приаргунском районе. Труды ВГРО, вып. 128, 1932.
- Нагибина М. С. История мезозойского вулканизма верхнего Приамурья и Забайкалья и положение вулканогенных формаций в тектонической структуре Монголо-Охотского пояса. Сб. «Проблемы вулканизма». Ереван. Изд. АН АрмССР, 1959.
- Павловский Е. В. и Лучицкий И. В. Геолого-петрографический очерк верховий рр. Газимур, Уров и Урюмка. Очерки по геологии Сибири, вып. 10, 1940.

А. В. ЛЕОНОВ

Геологический институт АН КазССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКОЙ БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНЫХ ДУГ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В системе северных цепей Центрального Тянь-Шаня протяженностью около 600 км в виде прерывистой цепочки прослеживаются выходы мезозойских магматических пород. Эти породы известны в Джугмальной депрессии, в бассейнах рек Каракичи и Минкуш, на перевале Долон, на северном и южном берегах оз. Иссык-Куль, в бассейнах рек Турайгыр и Тоссор, в Боэмском ущелье, по ручьям Онорчек, Сулу-Терек Кокджарсу и Байламтал, в депрессии Ойкарагай, ограниченной с севера горами Уш-Хасан, а с юга — горами Сары-Тау (рис. 1).

Покровы базальтов чаще залегают на палеозойских породах (C_1 , C_2) или более молодых ($Mz?$) терригенных осадках. Лишь в районах Ойкарагая и Каракичей известно, что базальты прорывают и перекрывают среднеюрские породы. Проявление после среднеюрского вулканизма в мезозойских породах Северного Тянь-Шаня и Казахстана еще не установлено. В настоящее время известно только, что базальты и их туфы с размывом перекрываются палеоген — неогеновыми молассами, в основании которых встречаются окатанные гальки базальтов (Ойкарагай, Каракичи и др.).

Отмеченные факты указывают на одновременную или близкую по времени эффузивную деятельность в Северном Тянь-Шане. Следовательно, все эти хотя и разрозненные выходы базальтов можно отнести к одновозрастной (Mz) базальтовой формации. Магматические породы базальтовой формации представлены эффузивной и интрузивной фациями.

Эффузивная фация включает продукты эксплозивной и эффузивной деятельности (туфобрекчии, туфы) и базальтовые лавы. Отложения туфогенной толщи сохранились от воздействия последующих эрозионных процессов не везде одинаково. В Боэмском ущелье мощность их не превышает 30 м, а в Ойкарагае равна 64 м. Остатки лавовых покровов средней мощностью 10—20 м и протяженностью несколько сот метров известны в Боэмском ущелье, Турайгыре, Тоссоре и Минкуше. Небольшие (50—100 м) покровы отмечены в Ойкарагае, мощность их 0,5—2,5 м.

Интрузивная фация представлена как секущими телами (штоки, некки и дайки), так и пластовыми залежами (силлы). Формы и размеры этих тел чрезвычайно разнообразны. Часто интрузивные тела пространственно тесно взаимосвязаны: в местах внедрения штоков и некков (Ойкарагай) встречаются дайки и пластовые залежи.

Породы базальтовой формации макроскопически представлены серыми и зеленовато-серыми разностями. В секущих телах они плотные и тонкозернистые, в покровах — пористые с пузыристыми и шлакопо-

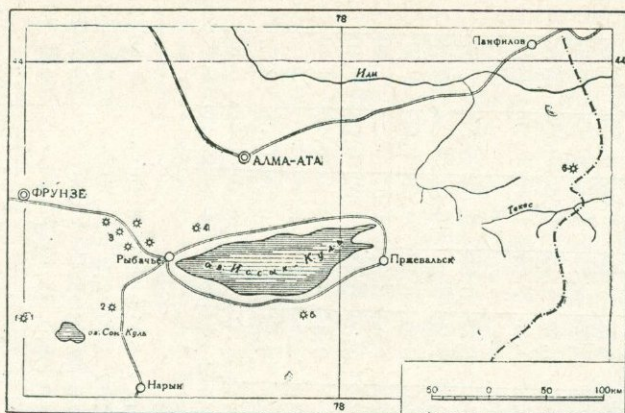


Рис. 1. Обзорная карта районов распространения мезозойских магматических пород в северных дугах Тянь-Шаня

1 — Каракичинский р-н; 2 — Долонский; 3 — Боамский; 4 — Тургайский; 5 — Тоссорский; 6 — Ойкарагайский

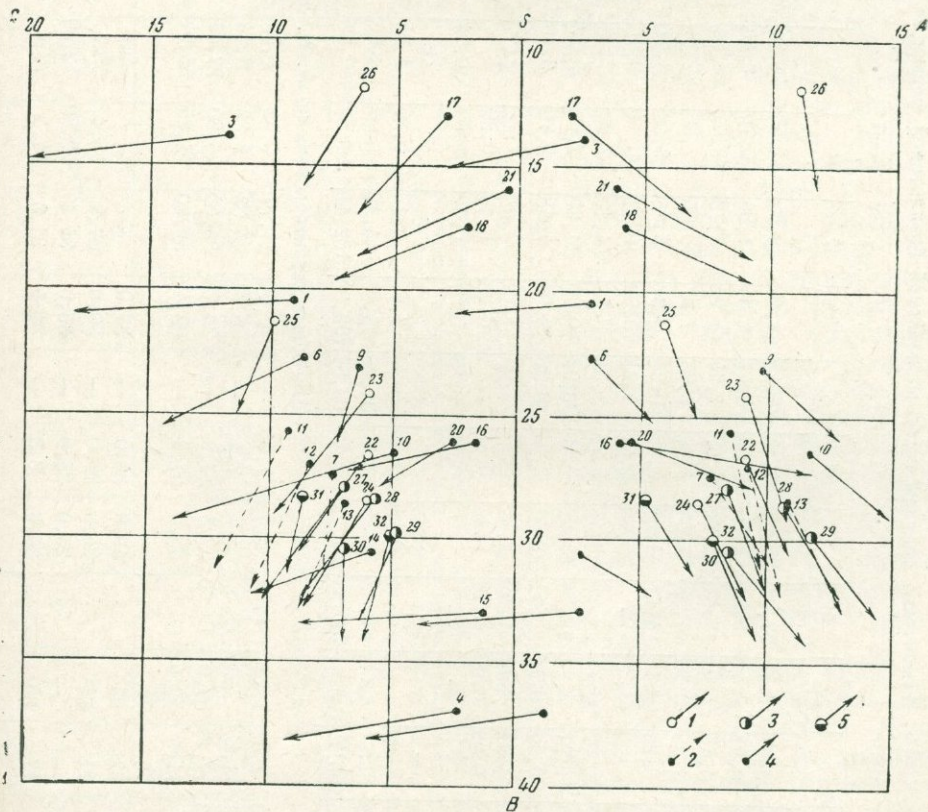


Рис. 2. Диаграмма химических составов эффузивов базальтовой формации северных дуг Тянь-Шаня

1 — типовые базальты и долериты по Дэли; 2 — долериты и диабазы; 3 — оливиновые базальты Тургайского прогиба; 4 — андезиты, андезито-базальты и их туфы; 5 — сибирские траппы (базальты и долериты)

Таблица 1

Химические составы пород мезозойской базальтовой формации северных дуг Тянь-Шаня

Оксиды	№ образца																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	58,10	57,74	58,67	57,28	57,04	55,02	44,16	26,15	42,43	46,62	44,58	45,31	45,96	52,12	59,30	57,48	76,52	70,06	29,30	59,56	76,04
TiO ₂	0,62	0,82	0,91	1,42	0,81	1,60	2,00	0,41	1,60	1,96	0,70	0,60	0,60	1,44	1,32	0,20	0,45	0,30	1,32	0,42	0,23
Al ₂ O ₃	23,59	12,04	24,15	26,94	17,61	14,98	15,59	4,90	14,22	15,73	19,51	18,56	17,42	10,51	22,18	5,53	5,84	6,09	11,05	7,35	3,23
Fe ₂ O ₃	4,67	0,51	1,55	0,96	1,53	7,04	4,17	2,23	7,87	10,05	7,28	7,54	8,34	17,93	9,28	1,93	4,49	1,77	30,89	5,76	3,05
FeO	3,75	4,65	3,28	10,12	4,17	4,90	5,76	0,24	0,32	0,86	3,53	3,08	3,46	1,15	2,45	0,43	1,44	1,29	3,89	1,73	0,43
MnO	—	0,72	—	—	—	0,18	0,07	0,28	0,09	0,21	0,11	0,16	0,14	0,12	0,03	—	—	—	—	0,06	0,01
MgO	0,56	2,10	0,93	0,71	4,20	3,46	5,73	3,01	3,40	4,10	7,63	7,58	7,27	3,11	0,98	1,88	0,82	3,01	5,50	2,82	2,92
CaO	7,37	18,53	9,27	2,12	14,24	11,60	10,80	30,97	9,70	11,20	7,62	9,26	9,39	11,73	1,12	17,85	7,65	10,51	15,20	14,79	7,75
Na ₂ O	0,12	0,85	0,17	0,16	0,11	0,44	2,91	0,20	3,00	1,58	2,89	3,10	4,16	0,65	0,39	0,89	0,55	0,48	0,50	1,31	0,77
K ₂ O	1,81	1,29	1,44	0,74	0,68	1,29	0,67	1,00	1,00	5,39	1,71	1,43	1,06	0,83	1,50	1,44	0,51	1,67	—	1,10	1,72
P ₂ O ₅	Сл.	—	0,09	0,06	0,16	0,12	0,46	—	0,28	0,10	0,63	1,41	0,92	0,17	0,11	0,07	0,11	0,09	0,28	0,10	0,14
SO ₃	—	—	—	—	—	—	0,15	0,38	0,01	0,02	0,03	0,04	0,08	0,12	—	0,31	—	0,13	0,13	0,13	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,19	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,15	0,47	0,26	—	—	0,09	0,36	3,70	7,10	0,10	0,25	1,25	0,15	0,14	0,48	0,34	0,18	0,56	0,08	0,27	0,35
П.п.п.	—	1,83	—	—	—	—	7,60	31,20	15,25	4,18	3,07	1,86	0,65	0,28	1,34	11,16	0,84	4,70	1,46	5,32	2,77
Сумма	100,74	100,55	100,72	100,51	100,55	100,72	100,43	103,87	106,36	102,10	99,54	101,18	99,60	100,30	100,67	99,51	99,40	100,66	99,60	100,72	99,41

Параметры

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	2,9	3,63	2,5	1,12	1,12	2,9	7,9	—	9,8	11,77	9,62	9,39	11,00	2,60	2,64	4,11	1,90	3,10	—	4,40	3,80
c	9,1	6,11	11,9	2,3	11,5	8,7	7,4	—	6,64	5,03	9,33	8,44	6,9	5,90	1,30	1,77	2,9	2,20	—	2,60	0,6
b	20,4	24,93	14,1	37,0	19,06	22,8	27,2	—	23,2	26,60	25,80	27,15	28,60	30,60	33,00	26,2	13,18	17,50	—	26,20	15,9
s	68,1	65,3	71,5	59,5	68,0	65,6	57,2	—	60,4	56,60	55,25	55,02	53,50	61,1	63,00	68,0	88,10	77,2	—	66,8	80,0
a'	55,7	—	56	71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	67,2	—	—	—	—	—	—
f'	39,6	—	33	25	—	49,0	36,0	—	37,0	—	—	—	—	54,3	28,60	7,90	11,00	14,6	—	24,60	17,3
m'	5,0	—	11	11	—	26,0	38,0	—	30,0	27,3	55,4	50,5	43,60	17,5	4,20	12,40	40	28,10	—	18,00	28,5
c'	—	—	—	—	—	25,0	25,0	—	33,0	34,4	2,80	12,50	20,7	28,20	—	79,70	49	57,3	—	57,40	54,2
n	10	50	17	30	22	33,3	6,3	—	81,4	31,3	72,2	77,0	86,3	53,0	24,00	48,00	64,3	30,0	—	70,0	40,0

Таблица 1 (окончание)

Пара- метры	№ образца																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
t	4	1,3	1	19	1	2,1	3,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
φ	15	2	9	19	5	27,2	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Q	14,6	16,7	26,2	14,3	16,5	16,7	—8,8	—	—5,55	—15,57	—18,07	—17,18	—21,9	10,9	19,6	25,4	63,5	46,0	—	—	22,2
a/c	0,3	0,6	0,2	0,5	0,1	0,3	1,1	—	1,5	2,35	1,0	1,1	1,6	0,6	2,0	3	0,5	1,5	—	—	4,3

Примечания: 1 — андезит-базальт с участка Ойкарагай; 2 — андезит-базальт с шаровой отдельностью с участка Ойкарагай; 3 — андезит, с участка Кепеджайлау — Ойкарагай; 4 — пироксеновый базальт с участка Ойкарагай; 5 — андезит-базальт с участка Ойкарагай; (1—5 по Е. Д. Поляковой, 1950*). 6 — андезит-базальт из нека с участка Кепеджайлау — Ойкарагай, по автору; 7 — долерит, левый борг р. Сатылы-Хасан, по автору; 8 — миндалекаменный базальт Турайгыра, по А. Н. Виртунову (1961); 9 — базальт Турайгыра, по А. Н. Виртунову; 10 — оливиновый базальт, по А. А. Луйк (1954-1955); 11 — диабаз Боамского ущелья, по А. А. Луйк (1954—1955); 12, 13 — диабазы с Красной горки-Боамского ущелья, по О. В. Пилишевскому (1958-60); 14 — пузыристый базальт из кровли потока Кепеджайлау — Ойкарагай, по автору; 15 — базальт из цементна эруптивной брекчия, с участка Кепеджайлау — Ойкарагай, по автору; 16 — туф, из осевания туфогенной толщи Ойкарагай, по автору; 17 — андезит-базальт подошвы потока Ойкарагай, по автору; 18 — миндалекаменный базальт центральной части штока Ойкарагай, по автору; 19 — базальт подошвы части туфогенной толщи, Ойкарагай, по автору; 20 — туф из средней части туфогенной толщи, Ойкарагай, по автору; 21 — туф из верхней части туфогенной толщи, Ойкарагай, по автору.

* Е. Д. Поляковой при проведении поисково-съемочных работ в 1950 г. были выделены как трахибазальты. Однако из диаграммы А. Н. Заварицкого этого не видно.

добными текстурами. Некоторые разности имеют миндалекаменную текстуру. Миндалины выполнены кальцитом, реже хлоритом.

По минералогическому составу базальты покровов и секущих тел не имеют резкого отличия. Под микроскопом породы состоят из плагиоклаза № 52—70 (30—40%), авгита (25—30%) и небольшого количества оливина, который чаще совсем отсутствует. Из рудных минералов развит магнетит, в экзоконтактной части штоков (Ойкарагай) иногда образующий сплошные жилообразные тела. Акцессорные минералы представлены апатитом.

Для интрузивных тел характерны офитовые, пойкило-офитовые, долеритовые и микродолеритовые структуры. В кровлях и подошвах покровов наблюдаются гиалопилитовые и гиалоофитовые, а в центральных частях — микродолеритовые структуры.

Вариационная диаграмма, построенная по методу А. Н. Заварицкого и характеризующая особенности химического состава пород базальтовой формации рассматриваемого региона, составлена на основании 21 анализа (рис. 2, таблица). Из них 10 анализов выполнено по нашим материалам (Ойкарагай) в химической лаборатории ИГН АН КазССР аналитиками Е. Н. Горловой, Р. А. Кенарской, остальные заимствованы из работ других авторов.

Из диаграммы видно, что фигуративные точки базальтов и диабазов Боамского ущелья (обр. 10 и 13) расположены правее среднего мирового базальта. Базальты Турайгыра и дайки долеритов Ойкарагай располагаются вблизи типовых базальтов и долеритов, отличаясь от последних повышенным содержанием кремнезема.

Обособленную группу пред-

ставляют породы Ойкарагая. Основная масса векторов этих пород располагается вдоль оси SB в виде непрерывного ряда пород от лимбургитов до пород, близких к андезитам, но отличающихся от последних малым содержанием щелочей. По своим химическим особенностям породы базальтовой формации северных дуг Тянь-Шаня по классификации акад. А. Н. Заварицкого могут быть разделены на следующие группы.

1. Пересыщенные породы 2 класса, очень бедные щелочами (породы Ойкарагая).

2. Насыщенные породы класса 4, группа 15 (очень бедные щелочами), подгруппа лейко-меланократовых (дайки диабазов и долеритов).

3. Слабо недосыщенные породы 5 класса, группа 19 (бедные щелочами), подгруппа меланократовых (Боамское ущелье, Турайгыр).

При сопоставлении числовых характеристик пород рассматриваемой формации со средними составами одновозрастных долеритов и базальтов других формаций Азиатской части СССР (траппы Сибири, базальты Тургайского прогиба) намечаются некоторые специфические особенности исследованных пород.

1. Повышенное содержание кремнезема (52,12—59,30% против 49,7—52,5%).

2. Пониженная железистость (4,17—11,0% суммарного железа против 11,5—12%) и особенно низкая магнезиальность (0,5—5,5% против 6—8%).

3. Пониженная щелочность, причем K_2O преобладает над Na_2O .

В экзоконтактовых частях штоков, где широко развиты процессы контаминации, образуются породы, пересыщенные глиноземом (обр. 1, 3, 4 и 15), с повышенным содержанием кремнезема (андезито-базальты Ойкарагая). Вмещающими породами здесь являются кварцево-карбонатные песчаники.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Породы мезозойской базальтовой формации, широко развитые в пределах северных дуг Тянь-Шаня, к настоящему времени изучены недостаточно. В частности, возрастное положение этих пород остается пока неясным. Однако, многие факты свидетельствуют о том, что возраст базальтовой формации предположительно мезозойский.

2. Основными петрохимическими особенностями, отличающими рассматриваемые породы от трапповой формации Сибири, являются: повышенное содержание кремнезема и низкая магнезиальность пород.

В то же время наблюдается их сходство с нижнемезозойской формацией Тургайского прогиба, заключающееся в существенно калиевом составе магмы в обеих формациях и низком содержании суммарного железа.

ЛИТЕРАТУРА

- Гокоев А. Г. О мезозойском вулканизме Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 15, 1952.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд-во АН СССР, 1960.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Труды ИГиН АН СССР, вып. 161, 1955.
- Мазина Е. А., Ксенофонтов О. К. К вопросу о характере мезозойского магматизма Тургайского прогиба. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 43, 1961.
- Федорович Б. А. Молодые эффузивы оливиновых базальтов в Чу-Иссык-Кульском районе. Мат-лы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. III, 1933.
- Феоктистов Г. Д. Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары. В кн.: «Совещ. по геол. строению и минеральн. ресурсам сиб. платформы», тезисы докл., вып. 3, 1960.
- Шлыгин Е. Д., Жуков М. А. и Монич В. К. Новая находка мезозойских изверженных пород в Казахстане. Вестник АН КазССР, № 8, 1948.

Н. И. СХИРТЛАДЗЕ

Тбилисский государственный университет

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕТРЕТИЧНЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ ГРУЗИИ

В верхнетретичное время значительные проявления эффузивного вулканизма на территории Грузии начинаются в верхнем миоцене и продолжаются в нижнем плиоцене. В среднем плиоцене вулканическая активность заметно слабеет, но вновь усиливается в верхнем плиоцене и далее в четвертичном периоде.

Верхнемиоценово-нижнеплиоценовые вулканические образования широко распространены в пределах Южно-Грузинской глыбы и в смежных с нею районах — северной части Арсианского хребта, центральной части Ахалцихской депрессии, Эрушетском нагорье и Джавахетии (Гектапинский, Самсарский и Кечутский хребты).

Верхнемиоценово-нижнеплиоценовыми являются лавы Дабадзвели в Аджаро-Триалетской складчатой системе. Наибольшие выходы верхнемиоценовых эффузивов имеются в пределах Грузинской глыбы и прилегающих к ней областей — Южной Осетии (Ванати-Квасатальская группа), Верхней Имеретии (Гораdziри, Перевиса), Окрибе (Чолеби, Сормони), Раче (Наманеви) и Гурии.

На территории Грузии широко распространены также эффузивы верхнеплиоценово-четвертичного возраста, особенно широко развитые в Южной Грузии и складчатой системе южного склона Большого Кавказа. В Южной Грузии эти эффузивы встречаются на Ахалкалакском плато, Самсарском и Кечутском хребтах, Цалкинской котловине и массиве Бедени. Эффузивами этого же возраста сложены Нижне-Картлийское, а также часть Гомаретского и Дманисского (Башкичетского) плато. В складчатой системе южного склона Большого Кавказа верхнеплиоценово-четвертичными эффузивами сложено обширное Кельское нагорье, Казбекский вулканический массив и др.

Верхнемиоценово-нижнеплиоценовые эффузивные образования Южной Грузии представлены средними и кислыми лавами и пирокластолитами, но в восточных районах в низах вулканической толщи иногда появляются основные лавы — долериты. При этом устанавливается, что центры извержений основных, средних и кислых лав не только не совпадают друг с другом, а наоборот, лежат в разных по геотектонической природе областях.

Центры извержения средних и кислых лав и пирокластолитов пока что бесспорно констатированы в Самсарском хребте, а наличие центров извержения основных эффузивов намечается восточнее — в пределах развития древнего жесткого субстрата Южно-Грузинской глыбы. Для

химической характеристики этих эффузивов мы имеем свыше 50 анализов.

На векторной диаграмме (рис. 1) фигуративные точки векторов, выражающих химический состав верхнемиоценово-нижнеплиоценовых эффузивных пород, образуют довольно широкую полосу, проходящую, приблизительно, между значениями $a=6-17$, $c=1-8$. В пределах этой

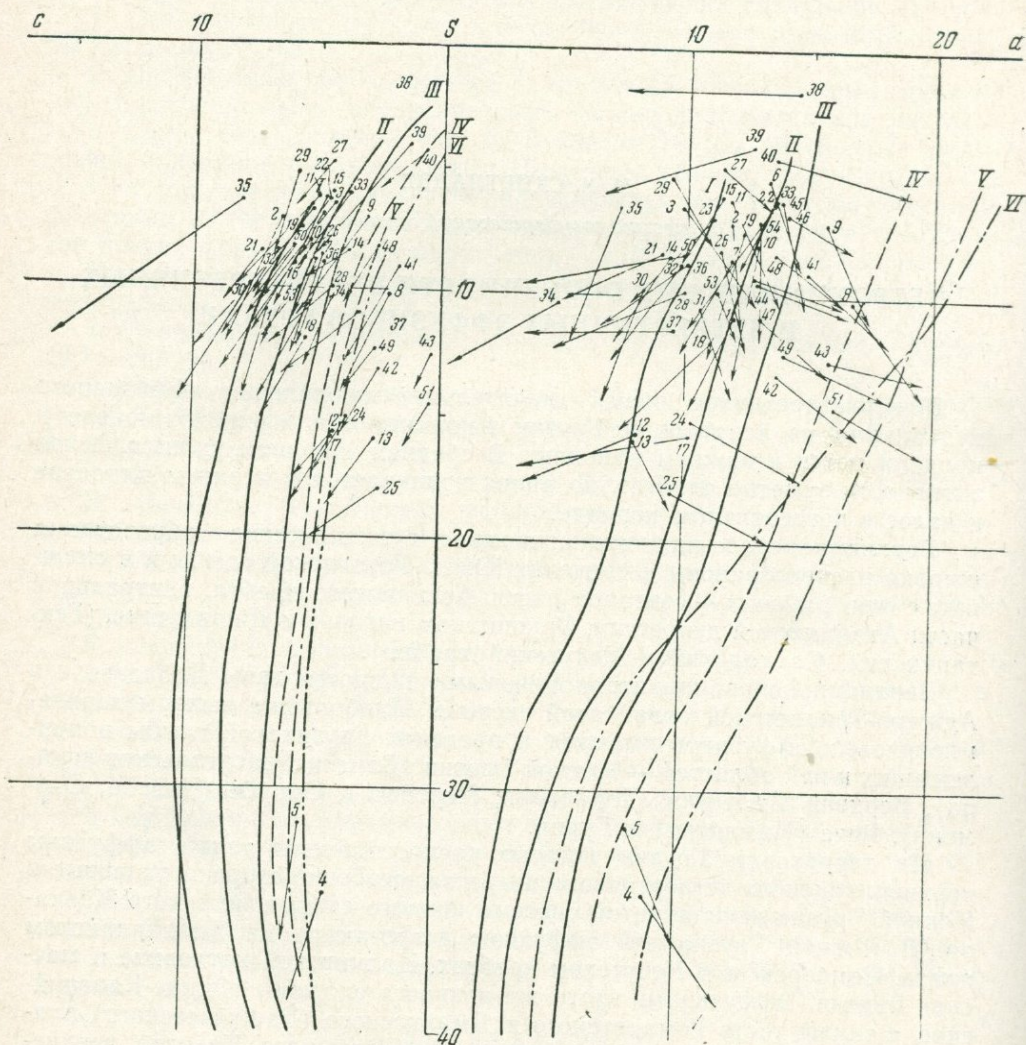


Рис. 1. Диаграмма химического состава верхнемиоценово-нижнеплиоценовых вулканических пород Южно-Грузинской глыбы и смежных районов. I—IV — вариационные кривые по А. Н. Заварицкому

полосы большее число фигуративных точек располагается вблизи кривой II. На этой кривой, или близко от нее, расположены лавы Годо-дасского перевала и Ахалцихской депрессии (2, 3), лавы и туфы Уравели (6, 7), большинство эффузивов Самсарского и северной части Кучутского хребтов (17, 18, 19, 22, 33, 53, 54). Сюда же ложатся векторы некоторых лав Ахалцихской депрессии, Арсианского и Эрушетского хребтов (41, 44, 45, 50) и др.

Несколько левее этой линии находятся пересыщенные глиноземом (в виду пелитизации основной массы и наличия в них амфибола) лавы

окрестностей сел Абул (11, 12, 14). Самсар (16, 21), дациты Беберакл-ды (28, 36), Восточного Кероглы (30), Тавшантапы (34) и Арагво (1, 35).

Справа выделяется группа векторов, иллюстрирующих возрастающее количество СаО, входящей в состав моноклинного пироксена и амфиболов. Эти же породы заметно обогащены щелочным алюмосиликатом, некоторые из них приближаются к трахиандезитам (туф из монастыря Вардзия, 9; дацит из потока р. Чочиани, 41; лава вершины Каябаши, 42; вершины Наомари 43; лавы Персати, 43 и Чурчучо, 51). Часть туфов Вардзия (8) по составу приближается к щелочноземельным трахитам.

В самой верхней части диаграммы группируются риолитовые лавы Коюндага (38) и Инякдага (40); последняя обнаруживает пантеллеритовый характер.

Если учесть, что большинство этих лав в разрезе эффузивного комплекса занимает высокое стратиграфическое положение, то они могут быть рассмотрены как дифференциаты той магмы, которая дала эффузивный комплекс миоплиоценового возраста.

В нижней части диаграммы обособлены векторы основных лав — анальцимовых долеритов (4,5). Последние, имея собственные центры извержения, лежащие вне области развития упомянутых выше кислых лав, занимают в разрезе самое низкое стратиграфическое положение. На плоскости *CSB* ясно вырисовывается преобладание Na_2O над K_2O , за исключением единичных случаев.

На вариационной диаграмме хорошо видно, что рассматриваемые верхнемиоценовые эффузивы, в основном, имеют известково-щелочной характер и очень близко стоят к таким орогенным типам пород, какими являются эффузивы флишевой зоны южного склона Большого Кавказа, а также эффузивы Анд и др.

Эффузивные образования верхнеплиоценово-четвертичного времени в пределах Ахалкалакского, Гомаретского и Дманисского плато и Цалкинской котловины представлены долеритами и отчасти андезито-базальтами. Синхронные им эффузивы в Самсарском хребте представлены андезитами и андезито-дацитами.

Фигуративные точки и векторы, выражающие химический характер этих эффузивов (рис. 2), образуют довольно широкую полосу, вытянутую вдоль линии, соединяющей дацит-базальт среднего состава по Дэли. При этом в пределах полосы замечается несколько группировок векторов. В самой нижней части диаграммы имеется сгущение векторов вокруг точек базальта-долерита. В это сгущение входят основные лавы с длинными векторами, характеризующие богатые магнием породы, происходящие из общего магматического бассейна и, возможно, даже из одного центра извержения. Такими являются долериты и долеритовые базальты Ахалкалакского плато (1, 2, 3, 4, 5), перевала Цхрацкаро (6, 7), долериты Цалки (32), Нижнекартлийского (35, 36) и Гомарецкого (38) плато, долериты Машаверского потока (58, 59) и нижние долериты Орузмана (39). Сходный химический состав обнаруживают долериты Беденского хребта (25) и самый нижний покров Гомаретского плато (37). Они совпадают с анальцимовыми базальтами, что подтверждается также наличием в них натриевых цеолитов.

Выше этих базальтовых пород полоса фигуративных точек раздваивается. Левее, ближе к оси *SB*, группируются в большинстве случаев пересыщенные глиноземом андезито-базальтовые и андезитовые лавы; первые происходят из Параванской депрессии, а вторые — из Самсарского и, отчасти, Кечутского хребтов. В правой части полосы имеются несколько обогащенные алюмосиликатами и свободной известью и богатые магнием андезито-базальты Параванской депрессии (9, 11) и

Цалкинской котловины (31). Выше располагаются андезиты (12, 16, 17, 18, 21 и др.) Самсарского хребта и самая кислая для этого района порода — дацит окрестностей с. Тамбовки (14).

На левой стороне диаграммы в плоскости *CSB* заметны некоторые сгущения пород с малым содержанием полевошпатовой извести. Но здесь главное то, что натрий всегда преобладает над калием.

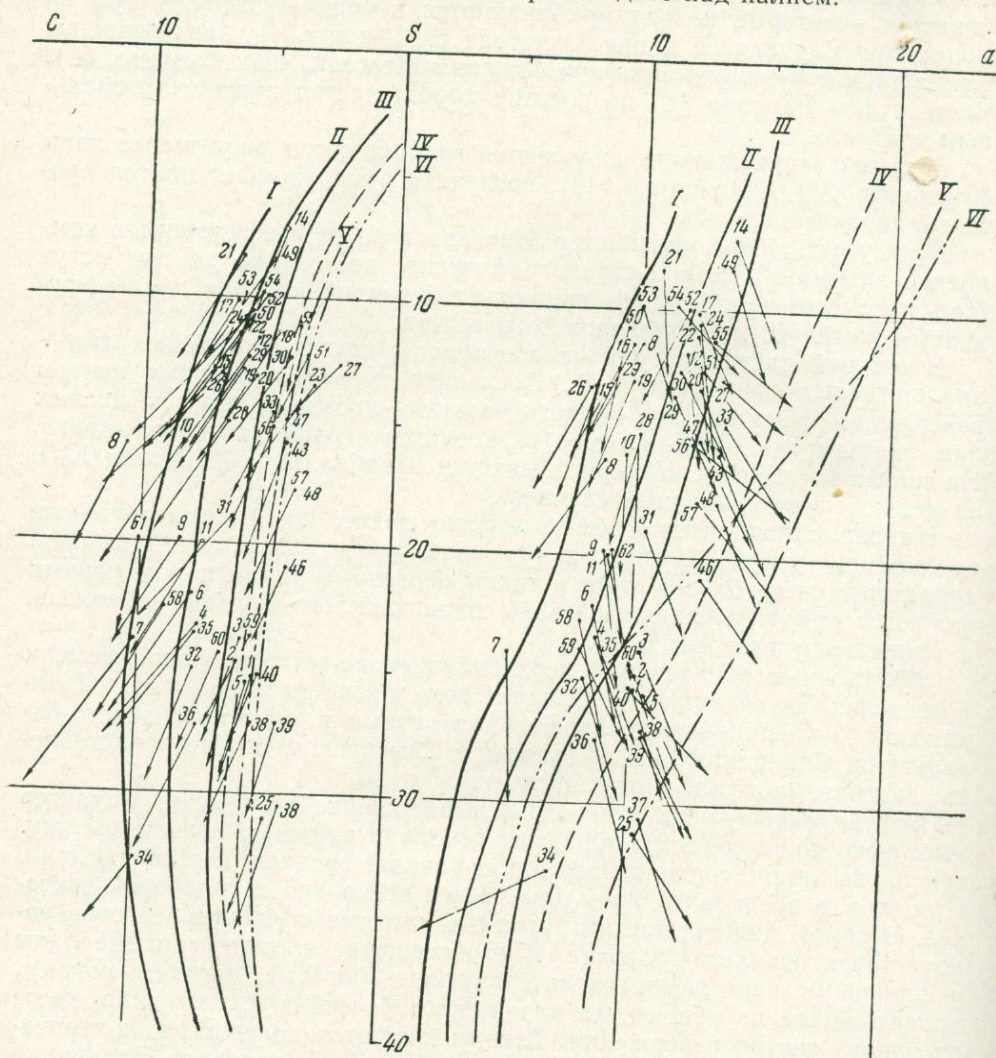


Рис 2. Диаграмма химического состава верхнеплейстоценово-четвертичных вулканических пород Южно-Грузинской глыбы и смежных районов

Векторная диаграмма показывает, что охарактеризованная выше полоса совпадает с направлением кривых для известково-щелочных пород.

С Аджаро-Триалетской складчатой системой связаны эффузивы в основном андезитового состава. Большинство вулканических центров приурочено к Бакуриано-Боржомскому району. Среди этих эффузивов различаются миоценовые (дабадзвельские) лавы и четвертичные лавы Мухери и Саргави.

Для химической характеристики эффузивов Аджаро-Триалетской складчатой системы мы располагаем лишь девятью анализами. Эти ана-

лизы, выраженные в виде векторной диаграммы А. Н. Заварицкого, показывают, что все рассматриваемые породы очень сходны между собой (рис. 3). Векторы этих пород группируются в поле среднего андезита.

Сходство химического состава проявляют андезиты Бакуриано-Боржомского потока (3), горисджварские (1) и цихисджварские (6) лавы. Все они содержат заметное количество магния и полевошпатовой извести. При этом порода из Цихисджвари несколько обогащена свободной известью. Почти таков же андезит из вулканического центра

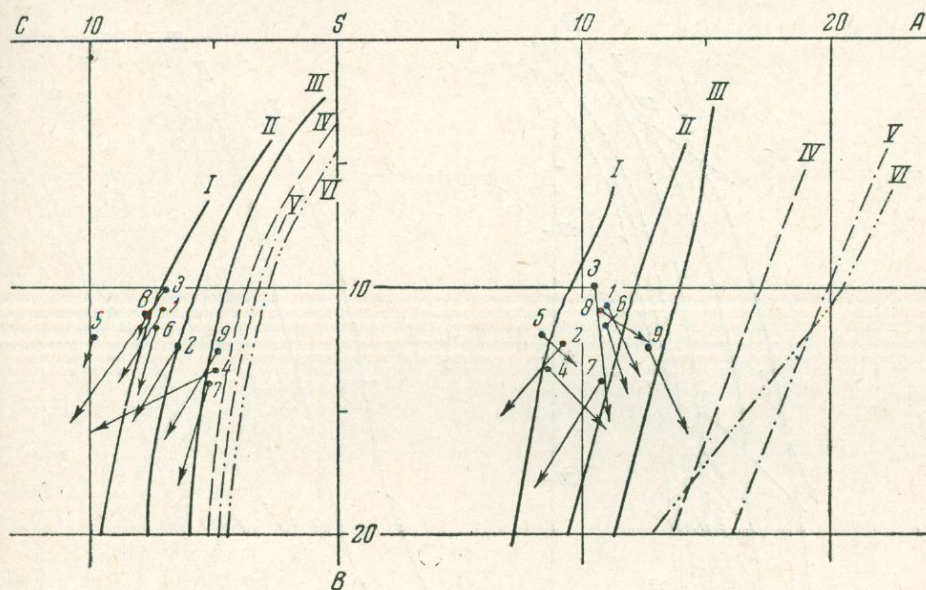


Рис. 3. Диаграмма химического состава миоплиоценовых и четвертичных вулканических пород Аджаро-Триалетской складчатой системы

Саргави, но он содержит большое количество полевошпатовой извести. Породы 4 и 5, хотя и слагают один и тот же Бакурианский, по-видимому, Цихисджварский поток, все же несколько отличаются друг от друга. В породе 5 больше железа, чем в породе 4; и больше щелочей и полевошпатовой извести. Кроме того, порода 4 богаче калием, чем порода 5, где замечается повышенное количество натрия. Богаты магнием, но пересыщены глиноземом породы 2 и 7 (2 — андезит Мухери, 7 — андезит из Цихисджвари). Однако в андезите Мухери больше полевошпатовой извести и калия.

Таким образом, несмотря на наблюдаемые в описанных породах различия, они все же соответствуют типичным андезитам. Эффузивы, связанные с Грузинской глыбой, обладают специфическими чертами формации оливиновых базальтов и долеритов, во всех отношениях отличной от эффузивов Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Для эффузивов Грузинской глыбы и смежных с нею районов имеется 20 полных химических анализов. Эти данные, пересчитанные и нанесенные на векторную диаграмму по методу А. Н. Заварицкого, выявляют ряд особенностей (рис. 4). Породы Грузинской глыбы и смежных с нею районов относятся к основным типам, занимая самые нижние части диаграммы. В первую очередь это базальты Перевиси (11, 10), очень близко подходящие к плато-базальтам и долеритам. В этих породах отмечается большое содержание магния и полевошпатовой извести.

Приблизительно такими же свойствами характеризуются базальты Наманеви (13, 14) и долерит Сормони (16), хотя порода из Наманеви (14) выделяется как менее щелочная и очень богата полевошпатовой известью.

Базальты Горадзири (12), Чолеби (15), строительный туф Приси (7), базальты Джимастаро (18) и Хварбети-Гурия (19) отличаются от упомянутых базальтов большей кислотностью и щелочностью.

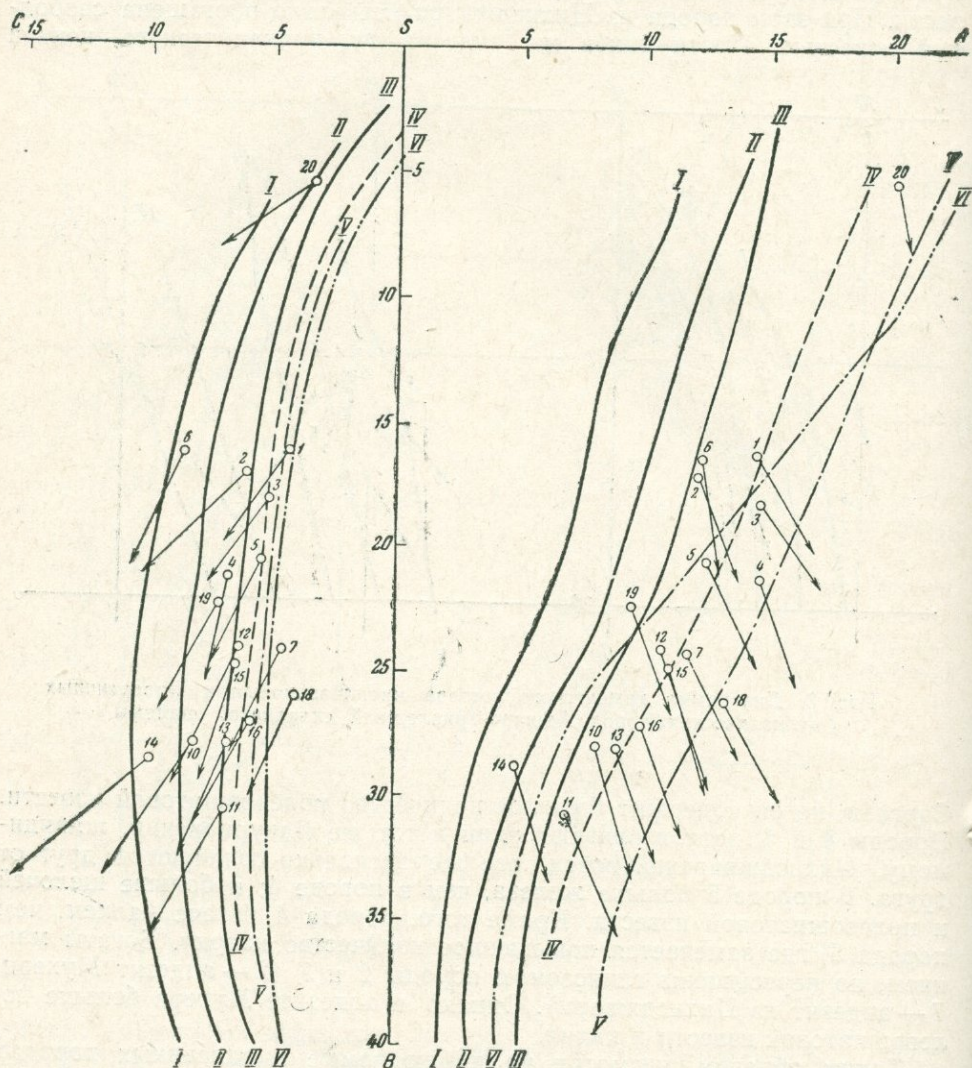


Рис. 4. Диаграмма химического состава миоценовых вулканических пород Грузинской глыбы и смежных районов

Еще большей щелочностью обладают лавы центральной части южной Осетии, а именно, лавы Квасатали (3), Ванати (4) и Ередви (5), скорее всего приближающиеся к трахидолеритам. Лавы Тликани (1,2) и шлак Приси (6) по составу близко подходят к андезито-базальтам, хотя порода 1 отличается большей щелочностью. Особо выделяется порода с. Беглеби (20, Гурия), представляющая собой типичный щелочноземельный трахит.

Таким образом, мы видим, что эффузивы Грузинской глыбы образуют относительно основные и щелочные серии пород.

Фигуративные точки и векторы, отображающие химический характер эффузивов Кельского нагорья и смежных районов, на проекции *ASB* образуют довольно узкую полосу, вытянутую вдоль кривой, соединяющей точки андезита и риолита среднего состава по Дэли. При этом в нижней части этой полосы располагаются лавы самых нижних потоков плато Эрмани (34) и массива Малый Непискало в разрезе по р. Аргунь (10), а также лавы Млетского потока (48, 49, 52) и вулкана Кабарджин (64). Эти самые основные лавы Кельского нагорья и других вулканов Казбекского района представлены пироксеновыми андезитами или андезито-базальтами и базальтами. Как видно из диаграммы, в них отмечается повышенное содержание магния и свободной извести. Кроме того, в породе 34 несколько больше полевошпатовой извести, нежели в породе 10.

Выше и левее, ближе к оси *SB*, располагается группа векторов, среди которых имеются породы, пересыщенные глиноземом. Такими являются черный шлак конуса Нарвани (27) и лава второго потока из разреза массива Малый Непискало по р. Арагви (11). В эту же группу входят породы, богатые магнием, с почти вертикальными векторами, а также обогащенные полевошпатовой известью андезиты из самостоятельного центра на плоской вершине массива Малый Непискало (2), розовато-красный андезит Кельского плато (25), черный пехштейноподобный андезит с конуса Нарвани (28) и андезит Ахубатского плато (39).

Несколько выше и правее выделяется группа векторов андезитов и андезито-дацитов с повышенным содержанием магния и полевошпатовой извести: серый андезит Кельского плато (21), серая лава с третьей вершины массива Малый Непискало (5) и другие лавы Кельского плато (31, 32). Здесь же выделяются пересыщенные глиноземом породы — кордиеритовая лава с третьей вершины массива Малый Непискало (4) и лава с подъема Эрети. Эти лавы богаты полевошпатовой известью; несколько отличается розовато-серая порода с Крестового перевала, наиболее бедная полевошпатовой известью.

Еще выше происходит сгущение векторов; сюда относятся андезито-дациты массива Малый Непискало (1, 6, 7), лава над оз. Кели (28), дациты плато Эрмани (33, 34, 35, 36), дациты Сырх-хох и Фидерхох (37, 38) и др. Из этой группы в качестве пересыщенных глиноземом обособляются: серая лава пирамидальной вершины массива Малый Непискало (8) и кирпично-красный дацит Большого Непискало (19). Последний, кроме того, характеризуется малым содержанием полевошпатовой извести. Далее следуют лавы Большого Непискало, как наиболее кислые, в том числе самый щелочной риолитовый тип (17). Здесь же, как более щелочной и богатый свободной известью, выделяется андезито-дацит из Магладорско-Ходжского потока (40).

На левой стороне диаграммы векторы имеют приблизительно одинаковый характер, заметно преобладание натрия над калием.

Таким образом, эффузивы Кельского нагорья и смежных районов представляют собой отчетливо выраженную известково-щелочную серию пород.

Кратко следует охарактеризовать также и породы вулкана Казбек (рис. 6).

Несмотря на то, что вариационная диаграмма представляет собой довольно сложную картину, на ней удастся подметить некоторые закономерности. Большое число фигуративных точек расположено около поля среднего состава андезита по Дэли. Здесь, в нижней части диаграммы, мы видим группировку векторов авгитовых (лавы из Сакецетского потока, 6, 22; из валунов р. Чхери — 18; серая лава из Аршинского потока 30) и гиперстеновых андезитов (черный андезит верховьев лед-

ника Абано 24; породы из Арша, 34, 35; андезит из Мна-донского потока, 38); некоторые из них сильно пересыщены глиноземом (34, 35, 38), по-видимому, вследствие разложения пород. Сюда же относятся андезиты устья р. Чхери (16), андезит Мна-донского потока (37), слюдяные андезито-дациты вершины Казбека (39) и Тхаршетского центра — (40), роговообманковые андезито-дациты (такситовая серая лава в разрезе р. Чхери, 12; лавы устья р. Чхери, 14).

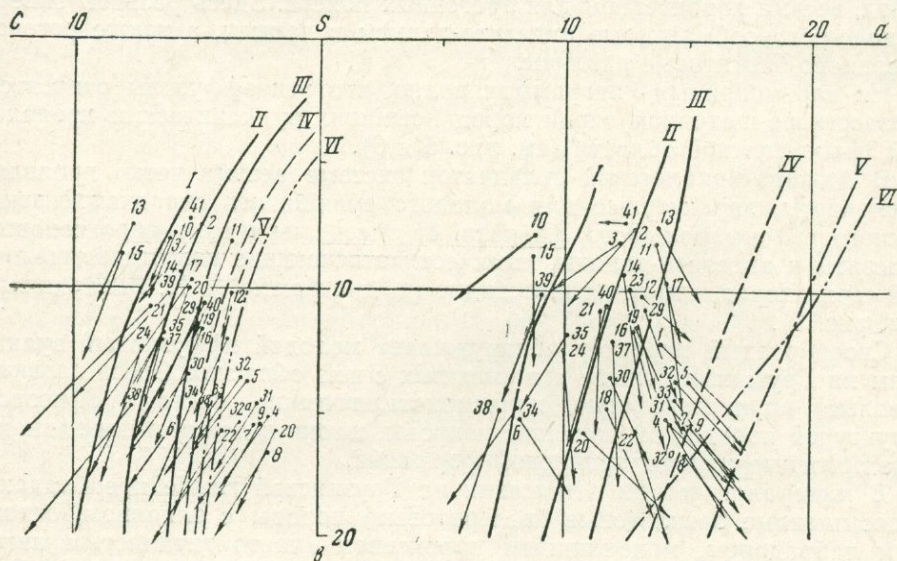


Рис. 6. Диаграмма химического состава верхнеплистоценово-четвертичных вулканических пород Казбека

Вторая группа векторов расположена в поле среднего типа дацита (лава из Хрекского потока, 2; лава из морены Девдоракского ледника, 3; серовато-красные лавы р. Чхери, 10, 11, 13, 14 и лава Шевардени, 41); среди них имеются сильно пересыщенные глиноземом (2, 3, 10) благодаря присутствию биотита. Кроме того, в нижней части диаграммы справа намечается сгущение векторов, соответствующих лавам Чач-хохского (1), Цдоского (4, 5), Сахецетского (7, 8, 9) и Аршинского (31, 32, 32а, 33) потоков. Все эти потоки, спустившиеся с главного конуса в северо-восточном направлении, приблизительно, одного возраста.

Как видно из диаграммы (см. рис. 6), лавы характеризуются большей щелочностью, заметным количеством свободной извести и, соответственно, отображенным на проекции *CSB* меньшим количеством полевошпатовой извести. Таким образом видно, что весьма близкие лавы незначительно отклоняются от нормальных андезитов в сторону трахиандезитов. Отсюда следует, что более ранние извержения Казбека (андезиты Ана-дона, андезитовые валуны р. Чхери) давали лавы менее известково-щелочного характера, чем последующие извержения, характеризующиеся увеличением щелочности лав. Самые поздние извержения дали кислые лавы дацитового состава (41).

Таким образом, несмотря на то, что эффузивы Казбекского массива на векторной диаграмме характеризуются довольно широким разбросом фигуративных точек, они относятся к известково-щелочной серии пород.

Во всех типах пород Казбекского массива наблюдается преобладание натрия над калием.

В соответствии с закономерностями, установленными для древнего вулканизма Грузии (Дзоченидзе, 1948), особенности состава молодых вулканических пород также определяются в основном геотектонической природой области их проявления.

Так, например, продукты верхнеплиоценового четвертичного вулканизма складчатой системы южного склона Большого Кавказа по химическому составу относятся к типичной известково-щелочной серии пород, весьма характерной для орогенных поясов. Здесь развиты гиперстеново-роговообманковые андезиты-дациты и дациты, а также роговообманково-биотитовые риолиты.

На вариационных диаграммах видно, что эти эффузивы относятся к известково-щелочной серии пород новейших вулканических проявлений Тихоокеанской области (см. рис. 5 и 6).

В Аджаро-Триалетской складчатой системе весьма четко проявляются черты, характерные для молодого вулканизма складчатой зоны южного склона Большого Кавказа. И здесь мы имеем пироксеновые андезиты и андезиты-дациты, химически отвечающие известково-щелочной серии пород, что отчетливо видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 3).

Своеобразный характер обнаруживает молодой эффузивный вулканизм на Грузинской глыбе и в смежных с нею областях. Здесь развиты довольно крупнозернистые, полнокристаллические, часто с офитовой структурой породы, образующие покровы, штоки и дайки и напоминающие основные породы трапповой формации.

В минералогическом отношении на Грузинской глыбе преобладают недосыщенные базальтовые (долеритовые) породы с оливином, основным лабрадором, моноклинным пироксеном (часто титанистым авгитом), иногда натриевыми цеолитами (анальцимом, натролитом). Эти слабодифференцированные оливинсодержащие базальты близки к базальтам океанических островов и базальтам окраинных областей орогенных поясов.

Своеобразен и химический состав эффузивов Грузинской глыбы.

На вариационной диаграмме (см. рис. 4) фигуративные точки эффузивов Грузинской глыбы занимают нижнюю часть и заметно отклонены вправо от оси *SB*, перекрывая кривые *IV* и *VII*. Кривая *IV* обозначает тип пород переходный от известково-щелочных лав к щелочным лавам, а кривая *VII* отвечает щелочной серии пород, представленных лавами некоторых островов Атлантического океана.

Таким образом, Грузинская глыба, являющаяся межгорным жестким телом, несмотря на свои сравнительно небольшие размеры, оказывает такое же определяющее влияние на характер эффузивного вулканизма, как и более крупные геотектонические единицы аналогичной природы.

Примерно такие же закономерности наблюдаются в пределах Южно-Грузинской глыбы и смежных с ней областей.

Центры извержений основных лав локализуются здесь также в периферических частях выходов древнего кристаллического субстрата. Эти лавы представлены оливиновыми долеритами (базальтами), в которых, наряду с основным плагиоклазом (лаблатор-битовнит), присутствуют авгит (часто титанистый), а иногда натриевые цеолиты (Гомарети).

По химическому составу эти лавы являются более щелочными, нежели синхронные им эффузивы Самсарского хребта, что иллюстрируется диаграммами (см. рис. 1 и 2).

Таким образом, лавы и пирокластолиты Арсианского и Самсарского хребтов и Эрушетского нагорья ничем не отличаются от эффузивов геосинклинали южного склона Большого Кавказа, Аджаро-Триалет-

ской складчатой системы и вообще от типичных вулканических пород орогенных поясов земного шара. Вместе с тем наблюдается полное сходство между эффузивами Грузинской глыбы и эффузивами Храмого массива и, отчасти, Кечутского хребта.

Если с точки зрения химизма магмы сравнить продукты древнего, домиоценового, эффузивного вулканизма с продуктами верхнетретичного и четвертичного вулканизма в пределах одной определенной геотектонической единицы, например, в пределах складчатой зоны южного склона Большого Кавказа, то можно видеть, что эти молодые эффузивы, в основном унаследовавшие характерные черты древнего вулканизма, несколько отличаются от последнего, становясь более кислыми и в некоторой степени более щелочными.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Сб. «Региональная петрография», вып. II, 1945.
- Влодавец В. И., Шаврова Н. Н. Гора Кабарджин. Труды Лаб. вулканологии АН СССР, вып. 7, 1953.
- Дзоценидзе Г. С. Эволюция химизма вулканических горных пород от палеозоя до миоцена в связи с геотектонической историей Грузии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XXIII (3), 1948.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. Политехн. ин-та, т. 20, 1913.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканическая область Центрального Кавказа. Сб. «Геол. исслед. в обл. Перевальной ж. д. через Главный Кавказский хребет», СПб., 1914.
- Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте эффузивов Центрального Кавказа (Эльбруса, Чегем-Нальчик, Казбек), лакколитов Пятигорья и «гранитов Главного хребта». Мат-лы по геологии европ. территории СССР, новая серия, вып. 14, 1956.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН СССР, 1958.
- Устиев Е. К. и Молева В. П. Минеральные источники Юго-Осетии. Труды СОПС, серия Закавказск., в. 9, 1933.

К. Г. ШИРИНЯН

Институт геологических наук АН АрмССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛОДОГО (ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВОГО—ПОСТПЛИОЦЕНОВОГО) ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ

В пределах складчатой зоны Армении верхнеплиоценовые — постплиоценовые вулканические образования представлены сложным генетическим комплексом пород, связанных по времени образования с единым подэтапом тектонического развития Малого Кавказа.

Тектоническое развитие Малого Кавказа, начавшееся общим дифференцированным погружением в начале верхнего плиоцена, в дальнейшем характеризуется дифференцированным поднятием с конца верхнего плиоцена в течение всего постплиоценового времени.

В результате происходит сводообразное поднятие или брахиантиклинальное вздутие отдельных консолидированных участков страны (г. Арагац, Гегамское нагорье, Варденисский хребет, Карабахское нагорье и др.), в пределах которых в тесной связи с тектоническими движениями происходят разнообразие по типу вулканические извержения.

Вулканические проявления Армении, имевшие место одновременно с орогенной, характеризуются ассоциацией базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, связанных между собой промежуточными по составу эффузивными и эксплозивными продуктами.

В настоящее время мы располагаем более, чем 200 полноценными анализами*, изучение которых позволяет нам установить общие петрохимические особенности новейшего вулканизма Армении и, по возможности, восстановить сложную картину глубинных магматических процессов.

Петрохимические закономерности молодого вулканизма хорошо вырисовываются из диаграммы векторов, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 1, таблица).

Как видно из диаграммы, плио-плейстоценовый вулканический цикл Армении представлен породами известково-щелочной серии.

В этой серии пород, согласно классификации Ритманна (Rittmann, 1958), выделяются и наибольшее распространение имеют породы среднего (известково-щелочного) типа с колебаниями от сильного (известкового) до слабого (субизвестково-щелочного) типов.

Рой векторов, отражающих химизм ассоциации лав Армении, имеет большой разброс от типа Пеле (по Бурри) до типа Этны, но основная

* В указанное число, кроме 140 анализов автора и изданных материалов, входят также неопубликованные анализы, заимствованные у А. А. Адамян, К. И. Карапетяна и С. Г. Карапетяна.

часть фигуративных точек и построенные для средних составов векторы располагаются между кривыми Лассен-Пик и Йеллоустонского парка. Средние составы лав от базальтов до андезитов тяготеют к кривой Йеллоустонского парка, а в пределах дацит — липарит — к кривой Лассен-Пик.

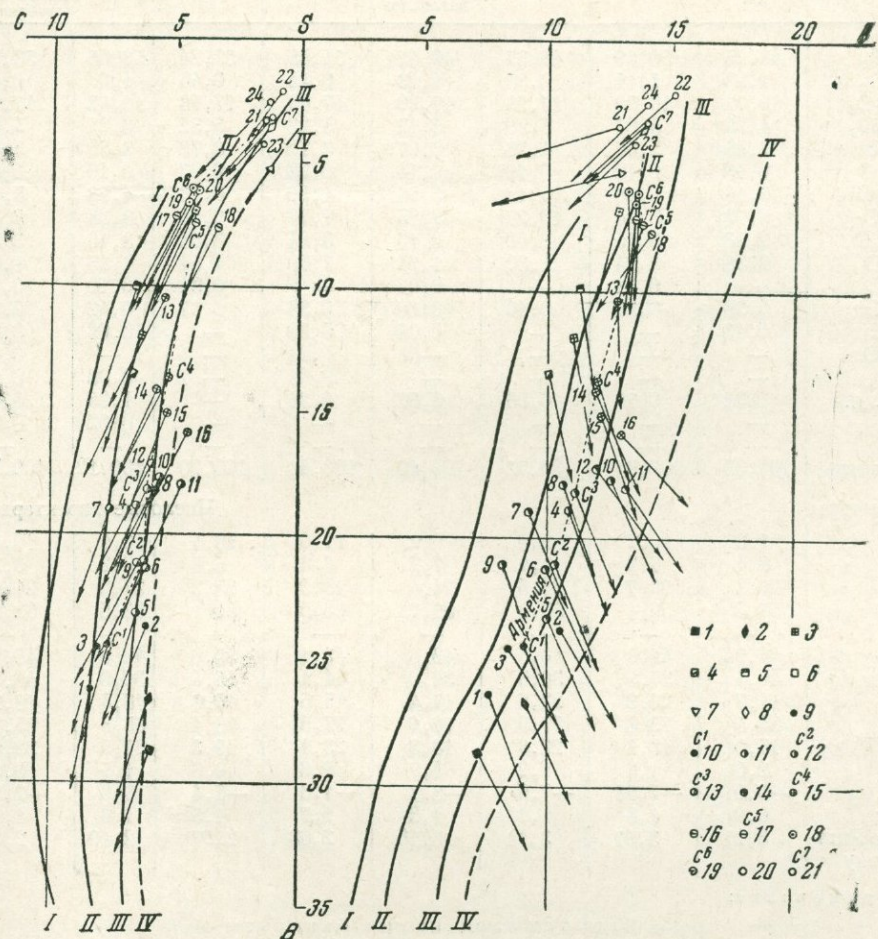


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма средних составов молодых вулканических пород Армении

Средние значения по Дэли: 1 — долерит, 2 — все базальты, 3 — андезит, 4 — гиперстенный андезит, 5 — роговообманковый андезит, 6 — дацит, 7 — липарит, 8 — риолит. Молодые лавы Армении: 9 — верхнеплиоценовые базальты, 10 — средний верхнеплиоценовый базальт, 11 — верхнеплиоценовые и четвертичные андезитобазальты, 12 — средний верхнеплиоценовый андезитобазальт, 13 — средний четвертичный андезитобазальт, 14 — четвертичные андезиты, 15 — средний четвертичный андезит, 16 — верхнеплиоценовые — четвертичные андезитодациты, 17 — средний верхнеплиоценовый, четвертичный андезитодацит, 18 — верхнеплиоценовые — четвертичные дациты, 19 — средний верхнеплиоценовый, четвертичный дацит, 20 — верхнеплиоценовые липариты и обсидианы, 21 — средний состав для верхнеплиоценовых липаритов и обсидианов

Проекция общеармянской линии на плоскости CSB для базальта и андезитодацита лежит между линиями Лассен-Пик и Йеллоустонского парка, для дацитов на линии Лассен-Пик, а для андезитобазальтов, андезитов и липаритов кривая почти сливается с линией Йеллоустонского парка.

Компоненты	№ анализа							Среднее для верхнеплиоценовых андезитобазальтов
	1	2	3	4	5	6		
SiO ₂	48,25	50,60	49,37	49,41	54,55	52,24	53,05	53,28
TiO ₂	1,29	1,11	0,98	1,13	0,45	0,45	1,0	0,63
Al ₂ O ₃	18,72	16,99	17,99	17,90	17,69	17,18	16,42	17,10
Fe ₂ O ₃	4,39	5,07	5,89	5,12	5,23	5,32	6,24	5,60
FeO	7,95	5,67	4,58	6,07	3,72	3,72	3,56	3,67
MnO	0,16	0,12	0,19	0,16	0,08	0,07	0,10	0,08
MgO	6,16	5,28	5,19	5,54	4,50	6,16	4,73	5,13
CaO	9,73	8,94	10,27	9,65	7,76	9,10	8,28	8,38
Na ₂ O	2,93	3,55	3,00	3,16	3,84	3,54	3,16	3,51
K ₂ O	0,88	1,84	1,30	1,34	1,68	1,51	1,85	1,68
H ₂ O ⁺	—	0,11	—	0,04	—	0,34	0,10	0,15
H ₂ O ⁻	0,36	0,33	0,40	0,36	0,38	0,37	0,42	0,39
P ₂ O ₅	0,13	—	—	0,04	0,20	—	0,06	0,09
BaO	—	—	—	—	0,04	—	—	0,01
SO ₃	—	—	—	—	0,01	—	0,08	0,03
П. п. п.	0,38	0,76	0,56	0,57	0,35	—	1,05	0,46
S	—	—	—	—	—	—	0,02	0,01
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	101,33	100,37	99,72	100,47	100,48	100,00	100,12	100,20
Параметры	Числовые характеристики							
a	7,8	10,7	8,6	9,2	11,0	10,1	10,1	10,4
c	8,4	6,2	8,1	7,7	6,6	6,6	6,2	6,3
b	26,3	23,7	24,5	24,4	18,9	23,2	21,2	21,1
s	57,5	59,4	58,8	58,7	63,5	60,1	62,5	62,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	44,9	41,8	40,5	43,6	43,4	35,0	42,6	40,1
m'	40,4	37,9	36,6	39,0	41,1	45,4	39,0	41,7
c'	14,7	20,3	22,9	17,4	15,5	19,6	18,4	18,2
p	84,4	73,8	77,9	78,9	77,5	78,1	65,3	75,8
φ	15,0	18,6	22,6	18,3	23,1	19,3	27,5	22,9
t	2,0	1,6	1,2	1,7	0,6	0,6	1,5	0,9
Q	-9,0	-7,68	-7,6	-8,7	-1,6	-6,4	0,6	-2,5
a/c	0,9	1,8	1,1	1,2	1,7	1,5	1,6	1,6
S—по Ритману	3,21	3,97	3,11	3,16	2,63	2,97	2,49	2,61

Примечания:

Верхнеплиоценовые базальты

1 — бассейн р. Ахурян (среднее из 7 анализов); 2 — Лорийское плато (среднее из 8 анализов); 3 — бассейн р. Раздан (среднее из 8 анализов);

Верхнеплиоценовые андезитобазальты

4 — бассейн р. Ахурян (среднее из 4 анализов); 5 — Лорийское плато (среднее из 2 анализов); 6 — область горы Арагац (среднее из 8 анализов);

Как общую особенность химизма лав Армении, можно отметить резко выраженный натриевый облик пород, что особенно сильно проявляется в основных сериях лав. Соотношение Na₂O и K₂O в породах находится в прямой зависимости от их кислотности. От основных пород к кислым наблюдается увеличение суммы щелочей главным образом за счет увеличения содержания калия, что приводит к постепенному выравниванию содержаний натрия и калия в наиболее кислых сериях лав.

В связи с этим интересно сравнение особенностей химизма молодых лав с древними. Так, например, для пород мелового вулканизма, возникших при геосинклинальном погружении страны, также характерен сильно выраженный натриевый облик пород. Однако, в противоположность молодым лавам, сумма щелочей от основных пород к кислым

Молодых лав Армении

Лавы						Среднее для четвертичных андезито-базальтов
7	8	9	10	11	12	
53,92	55,79	55,06	54,63	55,06	55,07	54,88
0,61	0,66	0,91	1,03	1,01	0,90	0,88
17,97	16,28	16,49	17,69	17,03	17,61	17,25
4,70	6,72	3,74	4,17	5,22	6,06	4,97
4,44	3,15	3,91	3,50	3,59	2,80	3,56
0,10	0,24	0,07	0,13	0,11	0,12	0,13
4,25	3,73	5,90	4,32	3,53	3,58	4,24
8,60	6,47	8,50	7,20	7,22	7,05	7,46
3,23	3,19	2,66	4,03	4,18	3,72	3,58
1,45	2,44	1,55	2,49	2,69	2,50	2,23
—	—	0,32	0,03	0,36	0,10	0,12
0,14	0,16	0,62	0,09	0,15	0,19	0,22
0,17	0,10	0,67	—	—	—	0,14
0,02	—	—	0,02	0,02	—	0,01
0,09	—	—	—	—	—	0,02
0,36	0,32	—	0,80	0,17	0,40	0,41
—	0,01	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
100,05	99,91	100,40	100,13	100,14	100,10	100,1

по А. Н. Заварицкому

9,4	10,7	8,3	12,7	13,3	12,1	11,2
7,7	5,8	6,4	5,7	4,8	6,0	6,2
19,0	17,9	21,1	17,7	18,0	17,2	18,2
63,9	65,6	64,2	63,9	63,9	64,7	64,4
—	—	—	—	—	—	—
46,2	51,2	34,4	40,00	44,6	40,8	43,2
37,9	35,9	48,1	42,0	33,2	36,1	39,7
15,9	12,9	17,5	18,0	22,2	36,1	17,1
75,1	67,5	66,6	70,7	70,1	68,9	71,7
24,5	32,8	14,1	20,4	1,4	30,8	23,6
0,8	0,8	1,2	1,4	25,1	1,1	1,2
1,0	4,0	5,9	-3,3	-3,6	-0,8	0,2
1,2	1,9	1,3	2,2	2,8	2,0	1,8
2,01	2,47	1,48	3,62	3,91	3,2	2,81

Четвертичные (андезито-базальты)

7 — бассейн р. Ахурия (среднее из 6 анализов); 8 — область горы Арагац (среднее из 6 анализов); 9 — вулкан Галгат (среднее из 5 анализов); 10 — Гегамское нагорье (среднее из 15 анализов); 11 — Варденисский хребт (среднее из 6 анализов); 12 — Даралагяз (Айодзор);

возрастает за счет относительно большего увеличения процентного содержания натрия. В кислых лавах мелового времени натрий значительно преобладает над калием.

Для палеогенового вулканического цикла, при котором вулканизм развивался как при геосинклинальном, так и при геоантиклинальном режиме развития страны, тоже свойствен натриевый облик пород, хотя и не настолько резко выраженный, как для мелового вулканизма.

Соотношения натрия и калия в породах палеогенового вулканизма равны или имеют двоякое выражение, т. е. для одних пород $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$, а для других, наоборот, $\text{K}_2\text{O} \geq \text{Na}_2\text{O}$.

В общем при сравнении петрохимических особенностей молодых и более древних вулканических продуктов выявляется большое сходство однотипных пород в основных и средних сериях лав и существенные различия между породами кислой серии.

Компоненты	№ ана							
	13	14	15	16	Среднее для андезитов	17	18	Среднее для дацитов
SiO ₂	64,46	58,19	57,89	56,72	58,32	62,99	64,98	63,99
TiO ₂	0,71	0,86	0,65	0,82	0,76	1,03	0,89	0,96
Al ₂ O ₃	17,30	17,33	17,11	16,44	17,06	17,45	16,79	17,12
Fe ₂ O ₃	3,85	3,54	3,99	5,68	4,27	1,96	2,70	2,33
FeO	2,20	2,51	3,44	3,30	2,79	2,61	1,43	2,02
MnO	0,08	0,13	0,11	0,10	0,10	0,13	0,07	0,10
MgO	2,63	3,54	3,71	2,61	3,12	1,62	1,45	1,54
CaO	4,64	6,16	6,34	6,24	5,85	4,13	2,81	3,47
Na ₂ O	3,67	3,71	4,03	3,93	3,83	4,05	4,29	4,17
K ₂ O	2,85	2,60	2,34	2,91	2,67	3,02	3,24	3,13
H ₂ O ⁺	0,02	0,18	0,46	—	0,17	0,93	0,06	0,49
H ₂ O ⁻	0,17	0,33	0,08	0,21	0,20	0,08	0,27	0,18
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,14	0,50	0,18	—	—	—
BaO	—	0,01	0,06	—	0,02	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,39	0,54	0,03	—	0,49	—	1,24	0,62
S	0,01	—	0,01	0,09	0,03	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,02	99,68	100,09	99,67	99,86	100,00	100,22	100,12
Параметры	Числовая характеристика							
a	12,8	12,0	12,3	13,1	12,5	13,5	14,1	13,8
c	5,5	5,8	5,4	4,6	5,4	5,1	3,4	4,3
v	10,4	14,1	15,1	15,9	13,7	7,3	7,8	7,5
s	71,3	68,1	67,2	66,4	68,4	74,1	74,7	74,4
a'	—	—	—	—	—	3,8	21,1	11,2
f'	54,0	39,1	43,0	52,3	47,7	58,2	47,4	53,3
m'	43,9	42,6	42,0	28,5	39,1	38,0	31,5	35,5
c'	2,1	18,3	15,0	19,2	13,2	—	—	—
p	65,9	69,0	73,1	67,0	67,9	67,0	67,0	67,4
φ	32,4	27,8	22,8	31,6	27,2	22,8	29,8	26,9
Q	0,9	1,3	0,9	1,1	1,0	1,2	1,0	1,2
Q	11,5	6,4	4,4	3,0	6,4	26,1	17,8	16,7
a/c	2,3	2,1	2,8	2,8	2,3	2,6	4,1	3,2
S—по Риттману	2,43	2,61	2,71	3,40	2,73	2,71	2,58	2,54

Четвертичные андезиты

13 — область горы Арагац (среднее из 9 анализов); 14 — Гегамское нагорье (среднее из 12 анализов); 15 — Вардевисский хребт (среднее из 6 анализов); 16 — Карабахское нагорье (среднее из 4 анализов);

Верхнеплиоценово-четвертичные андезитодациты

17 — гора Арайлер (среднее из 3 анализов);
18 — область горы Арагац (среднее из 9 анализов);

Прежде чем разобрать ряд других петрохимических признаков химизма молодых лав Армении, необходимо остановиться на некоторых особенностях развития вулканизма, с которым так тесно связаны процессы формирования разнообразных вулканических пород.

Распределение различных по составу вулканических пород на территории Армении согласуется с особенностями тектонического развития и главным образом, с интенсивностью и длительностью поднятий отдельных консолидированных участков страны. Наиболее длительные поднятия и сопутствующие им вулканические проявления происходили в западной части страны, в пределах Арагацкого вулканического щита, в основании осевой части которого залегают породы палеозойского складчатого фундамента.

Таблица 1 (окончание)

лиза

19	20	Среднее для дацитов	21	22	23	24	Среднее для липаритов, обсицианов и перлитов
64,57	66,09	65,33	75,48	74,93	73,47	72,4	74,07
1,12	0,59	0,85	0,03	0,09	0,17	Сл.	0,07
16,83	16,40	16,61	12,62	13,16	13,9	13,45	13,28
1,57	2,86	2,21	1,00	1,10	0,98	0,76	0,96
2,31	1,28	1,80	0,83	0,58	1,40	—	0,70
0,10	0,07	0,09	0,03	0,08	0,03	0,35	0,15
1,70	1,36	1,53	0,31	0,30	0,70	0,47	0,45
3,67	3,45	3,56	0,88	0,67	1,42	1,23	1,05
4,08	3,99	4,03	3,63	4,14	3,51	3,16	3,61
3,01	3,31	3,16	3,73	4,50	4,26	5,04	4,38
0,68	0,02	0,35	—	0,64	—	0,31	0,24
0,25	0,06	0,15	0,09	0,17	0,10	2,94	0,83
—	0,03	0,02	—	0,02	—	0,04	0,01
0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	—
—	0,01	—	—	—	—	—	—
—	0,62	0,31	0,85	0,08	0,04	—	0,24
—	—	—	0,10	—	0,02	—	0,03
—	—	—	—	—	0,05	—	0,01
99,90	100,15	100,01	99,58	100,46	100,05	100,15	100,08

по А. Н. Заварицкому

13,5	13,2	13,6	12,8	15,0	13,4	13,9	13,9
4,6	4,2	4,4	1,5	0,9	1,6	1,4	1,3
6,7	6,2	6,3	3,4	2,2	4,3	2,6	3,2
75,2	76,4	75,7	82,3	81,9	80,7	82,1	81,6
2,0	—	1,0	42,3	11,8	27,1	30,8	26,1
54,7	61,0	57,0	44,2	67,6	47,0	38,4	50,0
43,3	39,0	41,2	13,5	20,6	25,9	30,8	23,9
—	—	—	—	—	—	—	—
67,4	65,0	65,7	59,7	57,8	54,9	49,6	55,3
20,3	40,0	30,8	23,0	41,2	18,2	25,7	26,1
1,3	0,7	1,0	—	—	0,2	—	—
18,8	21,2	19,8	37,5	32,9	33,0	34,9	34,1
2,9	3,1	3,1	8,5	16,6	8,3	9,9	10,7
2,32	2,29	2,30	1,64	2,34	1,97	2,29	2,06

Верхнеплиоценово-четвертичные дациты

19 — гора Араилер (среднее из 7 анализов); 20 — область горы Арагац (среднее из 8 анализов); 21 — область горы Арагац (среднее из 5 анализов); 22 — Гегамское нагорье (среднее из 4 анализов); 23 — гора Адис (среднее из 11 анализов); 24 — Карабахское нагорье (среднее из 5 анализов).

Начальный цикл орогенного поднятия в районе Арагацкого щита обусловил неоднократные трещинные излияния покровных долеритовых лав при суммарной мощности всех потоков 150—200 м.

В дальнейшем к району Арагацкого щита прицелились более молодые поднятия в пределах современных районов Гегамского и Карабахского нагорий и др. В то же время трещинные излияния сменились центральными извержениями. Время, разделявшее их, оказалось достаточным для эволюции базальтовой магмы до андезито-базальтового состава. Среди всех разновидностей пород Армении породы андезито-базальтового состава имеют наибольшее распространение. Излияние андезито-базальтовой магмы происходило в пределах всего вулканического пояса Армении.

Дальнейшая эволюция магмы и относительная распространенность различных по составу пород в связи с дифференцированным характером

тектонических движений в различных районах получает различные значения. Наиболее интенсивно и разнообразно вулканические извержения проявляются в области г. Арагац. Район г. Арагац является единственным в Армении регионом, где для постплиоценового вулканизма мы имеем вариации вулканических пород от долеритов до дацитов включительно.

Разнообразие состава вулканических продуктов в указанном районе обусловлено как продолжительностью, так и интенсивностью тектонических поднятий. Этому в значительной степени способствовало и наличие в центральной части района крупного полигенного вулкана Арагац, деятельность которого началась в верхнем плиоцене и продолжалась в течение всего постплиоценового времени.

На основании изучения четвертичного и современного вулканизма Камчатки С. И. Набоко (1960) указывает, что широкое разнообразие лав, связанных с единым центром извержения, обуславливается дифференциацией, чему способствует длительное устойчивое расплавленное состояние магмы. К этому можно добавить, что в аналогичных условиях большое значение приобретают процессы ассимиляции пород вмещающей среды.

Для других вулканических районов Армении (Гегамское нагорье, Варденисский хребет, Карабахское нагорье) можно наблюдать эволюцию состава магмы от андезито-базальтов до андезитов. Причем, соотношения объемов андезито-базальтовых и андезитовых излияний обуславливаются конкретными геотектоническими условиями определенно-го района.

Заслуживает внимания то обстоятельство, что изменение состава лав от андезито-базальтов до андезитов сопровождается перемещением центров извержений от периферии к водораздельным участкам вулканических нагорий. Это хорошо прослеживается на примере вулканизма Гегамского, Варденисского и Карабахского нагорий.

Устанавливаются также определенные расхождения в петрохимии лав различных районов, что наглядно видно на петрохимической диаграмме средних составов. На этой же диаграмме определяются особенности лав Армении по сравнению со средними составами по Дэли.

Базальтовые лавы западной вулканической зоны Армении по сравнению со средним значением по Дэли отличаются меньшей основностью и относительно большим содержанием анортитовой извести. Сравнение средних значений базальтовых лав различных районов показывает некоторые колебания в содержании SiO_2 , причем при возрастании кислотности содержание анортитовой извести уменьшается.

Наиболее основными среди базальтов являются долеритовые лавы бассейна р. Ахурян, а наиболее кислыми — лавы Лорийского плато. Последние имеют более щелочной облик.

Петрохимические различия однотипных лав большей частью обуславливаются конкретными геотектоническими условиями того или иного вулканического района, в пределах которого эти породы формируются. Ввиду этого андезито-базальты и андезиты, как продукты, характерные для всех вулканических районов, обладают наибольшими вариациями.

На петрохимической диаграмме виден большой разброс векторов для андезито-базальтовых лав и андезитов. При движении с северо-запада на юго-восток, т. е. от Арагацской вулканической области к Гегамской и Карабахской, в общем намечается тенденция к увеличению щелочности. Вместе с этим происходят изменения и в минералогическом составе лав. В лавах, расположенных к востоку от Гегамского нагорья, т. е. в районах Варденисского хребта и Карабахского нагорья, одним из основных пороодообразующих минералов является базальти-

ческая роговая обманка, которая не встречается в одновозрастных лавах Арагацкой области и Гегамского нагорья.

Наличие роговообманковых лав свидетельствует об особых тектономагматических процессах, при которых создаются условия для обогащения магмы летучими компонентами и, в частности, парами воды.

Из петрохимической диаграммы видно, что наиболее кислые разновидности андезитовых лав характерны для района г. Арагац, а при движении на юго-восток, несмотря на появление роговообманковых и более щелочных разновидностей, кислотность лав уменьшается.

Из табл. 1 видно, что андезиты области г. Арагац наиболее пересыщены кремнекислотой. Избыток кремнезема Q достигает в них 11,5 против 6,4 для Гегамского нагорья, 4,4 для Варденисского хребта и 3,0 для Карабахского нагорья.

Избыток кремнезема устанавливается также для постплиоценовых андезито-базальтовых лав области г. Арагац, тогда как аналогичные лавы перечисленных выше районов недосыщены кремнеземом.

По сравнению со средними значениями Дэли средний состав андезитов г. Арагац близок к роговообманковым андезитам, хотя эти лавы представлены дупироксеновыми андезитами и, как мы уже говорили, роговая обманка в них отсутствует.

Лавы Гегамского нагорья близки к гиперстеновому андезиту Дэли. Андезиты юго-восточной вулканической зоны Армении в пределах Варденисского хребта и Карабахского нагорья по содержанию кремнекислоты несколько приближаются к андезито-базальтам. Все векторы андезитов расположены правее соответствующих векторов по Дэли.

Как мы указали, андезито-дацитовые и дацитовые лавы характерны для западной вулканической зоны. Излияние кислых лав связывается здесь как с самим вулканом Арагац, так и с расположенными по его склонам и по периферии многочисленными лавовыми вулканами. К тому же составу пород относятся извержения игнимбригов и туфолав, характерные только для вулканизма данного района.

На вариационной диаграмме хорошо вырисовывается петрохимическое родство андезито-дацитовых и дацитовых лав района г. Арагац.

Векторы андезито-дацитов и дацитов направлены или круто вниз или слегка наклонены влево. В этом сказывается определенная роль ромбических пироксенов в составе лав и некоторый избыток глинозема. По своим петрохимическим особенностям дациты области г. Арагац очень близки к таковым по Дэли.

Наряду с петрохимическими различиями, в пределах определенных, относительно обособленных вулканических районов устанавливаются различные соотношения излившихся лав.

Среди эффузивных и эксплозивных продуктов района г. Арагац большое развитие имеют породы как основного, так и среднего — кислого состава. Средний состав лав данного района с учетом всего объема вулканических пород соответствует андезиту.

Характерные для Гегамского вулканического нагорья андезито-базальтовые и андезитовые лавы представлены, примерно, в равных объемах. Следовательно, средний состав лавы для данного района ниже среднего состава андезитов.

На Варденисском хребте и в Айоцдзоре андезитовые лавы имеют подчиненное развитие и преобладающим типом пород здесь являются андезито-базальты.

На Карабахском вулканическом нагорье андезитовые лавы развиты значительно меньше, чем на Варденисском нагорье и на Айоцдзоре, но все же преобладающим в данном районе типом лав являются также андезито-базальты.

Следует сказать о лавах риолитовой группы.

Риолитовые лавы залегают в Армении на ограниченных площадях Арагацского, Гегамского, Варденисского и Карабахского вулканических нагорий, где они представлены большими экструзивными куполовидными телами липаритов и обсидианов, с которыми генетически связаны также небольшие лавовые и агломератовые потоки и эксплозии мелкообломочного пемзового материала.

Возраст риолитовых лав является спорным, и расхождения в определении его охватывают большой промежуток времени от верхнего олигоцена до верхнего плиоцена включительно.

Поскольку геологические исследования не позволяют точно установить возраст этих пород, мы пока не можем установить причины, вызвавшие их образование.

Несомненно, что все локализованные тела риолитовых лав, залегающих в пределах перечисленных выше вулканических районов, являются разновозрастными и генетически взаимосвязанными образованиями. Геологическое положение риолитовых лав не исключает возможность того, что они представляют продукты первичной гранитной магмы, но некоторые геохимические признаки, на которых мы остановимся в конце статьи, не исключают также возможную их связь с первичной базальтовой магмой. Имеющиеся в настоящее время материалы пока не позволяют дать определенный ответ на этот вопрос.

Рассматривая минералогический состав молодых вулканических пород Армении, мы видим те характерные минералогические признаки, которые в свое время были отмечены А. Н. Заварицким (1950) для некоторых тихоокеанских пород. Это, в первую очередь, наличие основного плагиоклаза не только в основных, но и в кислых сериях пород. Кроме того, сходство выражается также в одновременном присутствии в кислых лавах гиперстена, основного плагиоклаза и биотита при достаточном избытке кремнезема в породе.

Различия в модалльном и нормативном составе минералов установлены также для лав Камчатки и, как отмечает С. И. Набоко (1960), эти различия увеличиваются в лавах при увеличении кислотности в тесной связи с количеством вкрапленников в породе.

Расхождения в составе вкрапленников и микролитов плагиоклазов в армянских лавах достигают 10—15%.

Характерно, что в роговообманковых лавах различия в нормативном и модалльном составе минералов сводятся к минимуму, что хорошо согласуется с процессом становления лав, содержащих этот минерал.

По данным К. И. Карапетяна (1959) в пироксеновых и оливиновых лавах Айоцдзора колебания состава плагиоклазов (вкрапленников) в пределах одних и тех же потоков составляют 10—14% An, тогда как в потоках роговообманковых лав диапазон колебания всего 5—6%.

С геохимической точки зрения для решения ряда петрохимических вопросов весьма интересны особенности распределения в вулканических породах микроэлементов, так как последние являются как бы индикаторами тех процессов, которые происходят на глубине до вулканических извержений.

Качественные определения выявляют один и тот же ряд микроэлементов во всех вулканических породах независимо от их состава. Это: Ni, Co, V, Cr, Mo, Cu, Pb, Ag, Zn, Ga, Y, La, Sr, Ba, Li, Be. Однако, количественные соотношения этих элементов обнаруживают значительные колебания не только в зависимости от состава пород, но и в одних и тех же типах пород в различных районах их залеганий. Для ясности приведем несколько примеров. В риолитовых лавах района г. Арагац Ni и Co не встречаются, а V — устанавливается очень редко.

В риолитах Гегамского нагорья V был установлен во всех слу-

чаях при среднем содержании 0,002%, а Ni и Co в 7 из 14 образцов при том же, что и V среднем содержании.

Известно, что кларковые содержания указанных элементов в кислых лавах равняются 0,004 для V, 0,0008 для Ni и 0,0005 для Co (Виноградов, 1956).

Содержание этих элементов значительно выше кларковых также и в дацитовых лавах.

Распределение молибдена и меди в лавах Армении, в основном, согласуется с общеизвестными геохимическими закономерностями, но, вместе с тем, устанавливаются определенные отклонения от правил. Несмотря на известную связь молибдена с породами кислого, а меди с породами основного-среднего состава, оба эти элемента обнаруживают высокие концентрации в тех лавах, выходы которых прослеживаются вдоль юго-западного крыла складчатой зоны Армении. Эта зона протягивается вдоль юго-восточного склона г. Арагац, Егвардского плато, далее вдоль западных отрогов Гегамского нагорья и западного Айоцдзора. Указанная полоса совпадает с западной половиной медно-молибденового пояса Армении, выделенного И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном (1957). За пределом этой зоны однотипные породы или вовсе не содержат Mo и Cu, или содержания последних сравнительно очень низки. При исследовании характера распределения в вулканических продуктах Армении остальных элементов (Pb, Zn, Ag, Ga, La и других) также выявляются определенные отклонения от известных геохимических правил. Не имея возможности подробно останавливаться на этом вопросе, отметим только некоторые общие закономерности.

Вулканические продукты Карабахского нагорья Айоцдзора и северного склона Варденисского хребта характеризуются относительно высокими концентрациями петрогенных элементов: лития, стронция, бериллия, бария и низкими содержаниями металлогенных элементов.

В эффузивах Гегамского нагорья, области г. Арагац и части Приереванского района петрогенные элементы имеют подчиненное значение, а металлогенные элементы (молибден, медь, свинец, цинк, серебро), наоборот, содержатся в относительно больших количествах. Элементы групп железа (никель, кобальт, ванадий, хром) обнаруживают связь с основными породами.

Закономерности распределения микроэлементов указывают на большое значение процессов контаминации и ассимиляции и их роли в магматических процессах. На процессы загрязнения магмы указывает наличие в большей части лав восточной половины вулканической зоны Армении ксеногенного кварца (Ширинян, Карапетян, 1959), как следствие контаминации кварцсодержащих песков, и другие факты.

Большое разнообразие вулканических продуктов частично объясняется глубиной ассимиляцией и дифференциацией. Их значение устанавливается с самого начала магматического процесса.

На вариационной диаграмме (рис. 2) наглядно виден характер изменения содержания отдельных окислов в зависимости от увеличения кислотности базальтовой магмы.

Изменения такого характера не могут быть объяснены лишь фракционной кристаллизацией. Бесспорно, что здесь сказывается одновременное влияние ряда процессов, включая ассимиляцию, дифференциацию и газовый перенос материала.

Согласно концепции Риттманна (Rittmann, 1958), при гравитационной и кристаллизационной дифференциации сериальный индекс пород остается почти постоянным, а содержание SiO₂ обычно возрастает.

Из приведенной таблицы видно, что сериальный индекс вулканических пород Армении от основных пород к кислым постепенно уменьшается, что можно считать общей закономерностью. Кроме того, в

вариации сериальных индексов и кремнезема, завышенные кларковые содержания микроэлементов в различных типах пород, не согласующиеся с известными геохимическими закономерностями, наличие ксеногенных включений минералов и ряд других факторов.

7. Допуская возможность наличия кислой магмы, как первичной, можно указать на ее весьма ограниченное распространение и незначительную роль в образовании сложной серии лав Армении.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Закономерность распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1, 1956.
- Влодавец В. И. Химический облик изверженных горных пород Камчатки. Бюлл. Вулк. станции на Камчатке, № 5, 1939.
- Горшков Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. Междун. геол. конгресс, XXI сессия, доклады сов. геологов: «Петрогр. провинции, изверж. и метам. горн. породы». Изд. АН СССР, 1960.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Карапетян К. И. К петрографии четвертичных лав Даралагяза. Изв. АН АрмССР, серия геол., т. XII, 1959, № 5.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, № 4, 1957.
- Набоко С. И. Четвертичный и современный вулканизм Камчатки и петрохимические особенности лав. Междун. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. ученых «Петрогр. провинции, изверж. и металл. горн. породы». Изд-во АН СССР, 1960.
- Ширинян К. Г. Некоторые закономерности развития четвертичного вулканизма в Армении. Записки Арм. отделен. Всес. мин. об-ва, т. XII, № 1, 1959.
- Ширинян К. Г. Химические особенности четвертичных вулканических туфов и туфолов Армении. Изв. АН АрмССР, серия естеств. наук, т. IX, № 8, 1956.
- Ширинян К. Г., Карапетян С. Г. Петрогенезис новейших кварцсодержащих лав Армении. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XII, № 8, 1959.
- Купо Н. Petrology of Nakone Volcano and the adjacent areas Japan. Bull. of the Geol. Society of Amer., v. 61, No 9, 1950.
- Rittmann A. Determination of serial Index of Volcanic Rocks. Bull. Volcanologique, serie II, t. XIX, Napoli, 1958.

А. А. АДАМЯН

Институт геологических наук АН АрмССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОСНОВНЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД АРМЕНИИ

Для петрохимической характеристики плиоценовых базальтовых пород использовано 35 полных силикатных и 44 полуколичественных спектральных анализа. Часть из них заимствована из литературных источников, часть — из еще не опубликованных работ К. Г. Шириняна. Анализы сведены в таблицы. В табл. 1 они распределены в возрастном порядке с указанием районов; табл. 2 содержит средние химические составы базальтов.

Для сравнения петрохимических особенностей разновозрастных базальтов приведены также средние составы базальтов верхнемелового и палеогенового возрастов, заимствованные у исследователей областей проявления палеогенового и мелового вулканизма Армении (М. А. Фаворская, О. П. Елисеева, Р. Г. Джрбашян и А. Х. Мнацаканян).

По данным пересчетов составлены векторные диаграммы (рис. 1 и 2; табл. 1 и 2), на которых для сравнения нанесены также векторы средних типов основных пород по Дэли. Кроме того, составлены диаграммы химической вариации базальтовых пород (рис. 3 и 4).

Для наглядного сравнения полученных результатов по спектральным анализам нами построен график (рис. 5), принцип построения которого заимствован из сводного отчета В. С. Коптева-Дворникова, О. С. Полквой, Е. В. Негрей «Палеозойские интрузивы Бетпакадала» (1960). По оси абсцисс расположены базальты в возрастной последовательности, отмечено количество выполненных анализов, а по оси ординат — элементы. Для каждого элемента высчитан процент содержания выше кларка, кларковый и ниже кларка (по отношению к данному количеству анализированных проб, которые принимались за 100%), отложенный в соответствующем масштабе.

Базальты и долериты на территории Армянской ССР пользуются ограниченным распространением; еще А. С. Гинзбург указывал, что для Армянского нагорья характерно преобладание не чистых базальтов, а переходных разновидностей — андезито-базальтов.

В Центральной и Северной Армении базальтовые лавы распространены на Лорийском плато, Теджрабакско-Канакерском плато, (нижнее течение р. Ахурян) и в Приереванском районе; они представлены главным образом долеритами.

Возраст базальтовых лав плиоценовый. Нижне-среднеплиоценовые базальты встречаются в Приереванском районе в виде потоков среди вохчабердской вулканогенной толщи; они сложены плагиоклазовыми и

А. А. АДАМЯН

Институт геологических наук АН АрмССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛИОЦЕНОВЫХ ОСНОВНЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД АРМЕНИИ

Для петрохимической характеристики плиоценовых базальтовых пород использовано 35 полных силикатных и 44 полуколичественных спектральных анализа. Часть из них заимствована из литературных источников, часть — из еще не опубликованных работ К. Г. Шириняна. Анализы сведены в таблицы. В табл. 1 они распределены в возрастном порядке с указанием районов; табл. 2 содержит средние химические составы базальтов.

Для сравнения петрохимических особенностей разновозрастных базальтов приведены также средние составы базальтов верхнемелового и палеогенового возрастов, заимствованные у исследователей областей проявления палеогенового и мелового вулканизма Армении (М. А. Фаворская, О. П. Елисеева, Р. Г. Джрбашян и А. Х. Мнацаканян).

По данным пересчетов составлены векторные диаграммы (рис. 1 и 2; табл. 1 и 2), на которых для сравнения нанесены также векторы средних типов основных пород по Дэли. Кроме того, составлены диаграммы химической вариации базальтовых пород (рис. 3 и 4).

Для наглядного сравнения полученных результатов по спектральным анализам нами построен график (рис. 5), принцип построения которого заимствован из сводного отчета В. С. Коптева-Дворникова, О. С. Полквой, Е. В. Негрей «Палеозойские интрузивы Бетпакадала» (1960). По оси абсцисс расположены базальты в возрастной последовательности, отмечено количество выполненных анализов, а по оси ординат — элементы. Для каждого элемента высчитан процент содержания выше кларка, кларковый и ниже кларка (по отношению к данному количеству анализированных проб, которые принимались за 100%), отложенный в соответствующем масштабе.

Базальты и долериты на территории Армянской ССР пользуются ограниченным распространением; еще А. С. Гинзбург указывал, что для Армянского нагорья характерно преобладание не чистых базальтов, а переходных разновидностей — андезито-базальтов.

В Центральной и Северной Армении базальтовые лавы распространены на Лорийском плато, Теджабакско-Канакерском плато, в нижнем течении р. Ахурян и в Приереванском районе; они представлены главным образом долеритами.

Возраст базальтовых лав плиоценовый. Нижне-среднеплиоценовые базальты встречаются в Приереванском районе в виде потоков среди вохчабердской вулканогенной толщи; они сложены плагиоклазовыми и

авгитовыми базальтами. Происхождение вулканогенной толщи представляется следующим образом. В неогене Ереванская брахиантиклиналь (Габриэлян, 1959) испытывает дальнейшее прогибание и обособляется отчетливее, чем раньше. В этом прогибе устанавливается лагунный

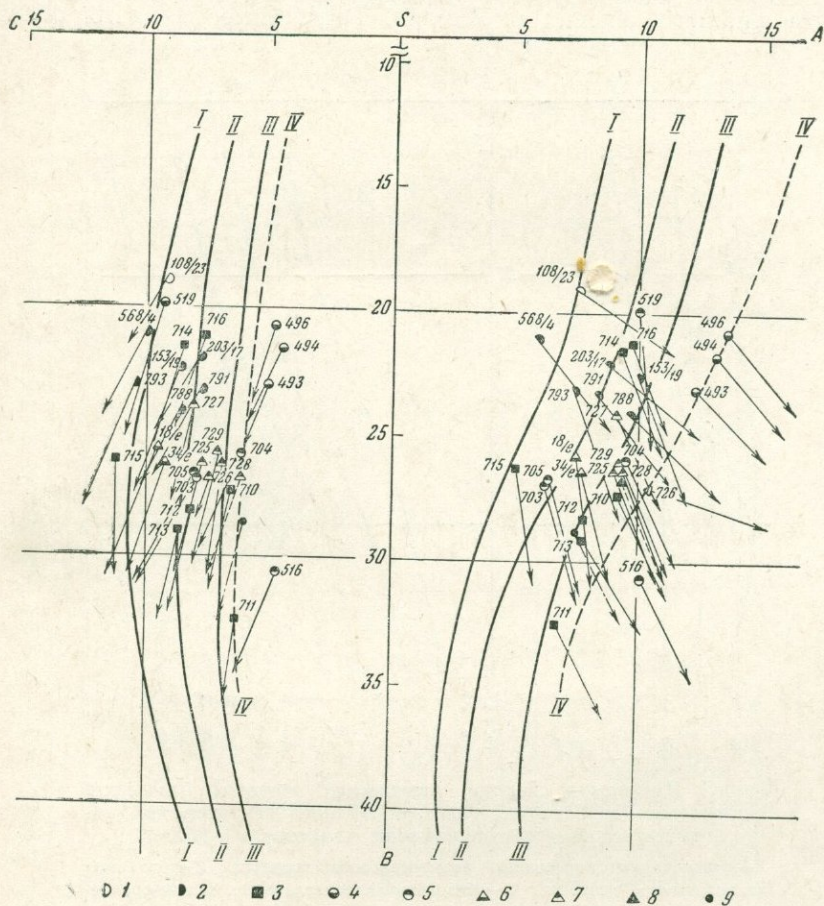


Рис. 1. Диаграмма химических составов плиоценовых базальтов Центральной и Северной Армении. Номера векторов на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. I

1—базальты глаукоклазовые нижне-среднеплиоценового возраста (Приереванский р-н), 2 — базальты авгитовые нижне-среднеплиоценового возраста (Приереванский р-н), 3 — базальты верхнеплиоценового возраста (Ахурянский район), 4 — долериты верхнеплиоценового возраста (Лорийское плато, нижний поток), 5 — долериты верхнеплиоценового возраста (Лорийское плато, верхний поток), 6 — долериты верхнеплиоценового возраста (Приереванский р-н, нижний поток), 7 — долериты верхнеплиоценового возраста (Приереванский р-н, верхний поток); 8 — базальты по Дэли, 9 — долериты по Дэли. I—IV — вариационные кривые по А. Н. Заварицкому

режим и происходит накопление мощных толщ сарматских гипсоносных отложений. За пределами депрессии эти отложения фациально замещаются вулканогенными образованиями, представленными разнообразными эффузивами и их пирокластами. В Приереванском районе указанная вулканогенная толща, называемая вохчабердской, характеризуется излияниями базальтов, андезито-базальтов, сопровождающимися мощными кластическими накоплениями туфобрекчий, туфоконгломератов и туфов того же состава. По возрасту вохчабердская толща относится к нижне-среднему плиоцену.

В Армении наиболее распространены базальтовые породы верхнего плиоцена, представленные преимущественно долеритами. Долериты относят обычно к продуктам ареально-трещинных излияний (Лорийское плато, Теджрабаско-Канакерское плато), а также связывают с деятельностью крупного стратовулкана Арагац, давшего маломощные потоки базальтов нижнего течения р. Ахурян. Трещинные излияния обязаны

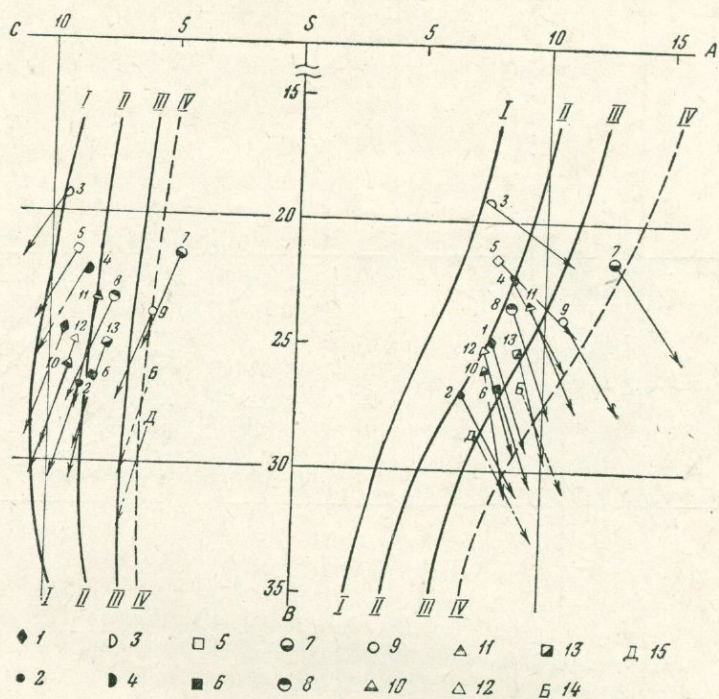


Рис. 2. Диаграмма средних химических составов базальтов Центральной и Северной Армении. Номера векторов на диаграмме соответствуют номерам анализов в табл. 2

1 — базальтовые порфириды верхнемелового возраста, 2 — базальты палеогенового возраста, 3 — базальты плагиоклазовые нижне-среднеплиоценового возраста (Приреванский район), 4 — базальты авгитовые нижне-среднеплиоценового возраста (Приреванский р-н), 5 — базальты нижне-среднеплиоценового возраста (Ахурянский р-н), 6 — базальты верхнеплиоценового возраста (Лорийское плато, нижний поток), 7 — долериты верхнеплиоценового возраста (Лорийское плато, верхний поток), 8 — долериты верхнеплиоценового возраста (Лорийское плато), 9 — долериты верхнеплиоценового возраста (Приреванский район, нижний поток), 10 — долериты верхнеплиоценового возраста (Приреванский район, верхний поток), 11 — долериты верхнеплиоценового возраста (Приреванский р-н), 12 — долериты верхнеплиоценового возраста (Приреванский р-н), 13 — базальты верхнеплиоценового возраста, 14 — базальты по Дзэли, 15 — долериты по Дзэли

своим происхождением антропогенной новейшей тектонике Армянского тектонического комплекса, характеризующейся дифференциальными эпейрогеническими движениями.

Самыми древними из плиоценовых базальтов являются плагиоклазовые базальты (см. табл. 2, анализ 3), отличающиеся от обычных пород этой группы по Дзэли повышенным содержанием глинозема и окиси кальция при пониженном содержании окислов натрия, железа и магния и несколько повышенном содержании окиси калия.

Химические составы плиоценовых базальтов Центральной и Северной Армении

Компоненты	№ анализа													
	103/23	153/19	203/17	788	793	568/4	791	493	494	496	518	519	703	704
SiO ₂	49,00	49,40	49,60	46,80	47,33	49,80	50,30	50,60	52,55	52,28	48,27	49,69	49,91	50,3
TiO ₂	1,28	0,85	1,10	0,45	0,77	0,92	0,84	0,74	0,64	1,27	1,59	1,39	1,35	1,03
Al ₂ O ₃	17,80	19,90	17,16	18,76	19,40	17,52	17,00	16,27	16,44	17,11	14,96	20,58	16,23	16,16
Fe ₂ O ₃	4,28	3,65	5,62	6,32	5,09	6,71	6,52	10,20	8,70	6,97	4,86	1,57	3,71	3,14
FeO	3,64	3,80	2,92	1,75	2,56	1,60	1,28	2,11	1,82	2,84	8,01	6,78	8,27	8,15
MnO	0,09	0,14	0,09	0,10	0,12	—	0,08	0,12	0,10	0,12	0,18	0,15	0,19	0,11
MgO	2,44	6,40	3,77	4,40	6,19	3,88	4,80	3,58	3,56	3,70	7,51	6,01	6,93	6,27
CaO	11,86	10,53	12,29	13,24	11,15	11,94	12,15	8,79	8,45	8,59	9,87	8,38	9,30	9,05
Na ₂ O	1,92	3,24	2,33	2,60	2,14	1,58	2,34	3,96	4,06	4,79	3,42	3,08	1,80	3,15
K ₂ O	1,92	1,74	2,33	2,28	1,42	1,18	2,00	2,26	2,78	2,07	1,98	1,81	1,50	1,73
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,64	—	0,50	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,20	0,40	0,80	0,60	3,12	1,92	2,80	0,35	0,62	0,35	0,18	0,13	0,87	0,72
П. п. п.	2,20	0,40	2,80	3,70	0,46	2,64	0,88	1,42	0,92	0,69	He обн.	He обн.	—	—
Сумма	96,63	100,45	100,81	101,00	100,39	99,69	101,49	100,40	100,64	100,78	100,83	99,57	100,06	99,81
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														
Параметры	7,7	9,9	8,8	9,7	7,3	5,85	8,3	12,3	13,1	13,5	10,1	9,9	6,2	9,4
a	7,7	9,9	8,8	9,7	7,3	5,85	8,3	12,3	13,1	13,5	10,1	9,9	6,2	9,4
b	9,3	8,8	7,8	8,6	10,4	10,0	7,8	5,0	4,5	4,8	4,7	9,5	7,9	6,1
c	19,1	22,6	22,1	24,2	23,2	21,1	23,4	23,1	21,7	20,8	30,7	20,0	27,0	26,0
s	63,9	58,7	60,7	57,5	59,1	63,1	60,5	59,6	60,7	60,9	54,5	60,0	58,9	58,5
f'	41,7	31,2	35,2	31,5	32,2	37,7	38,8	47,9	42,5	42,2	37,3	40,9	42,3	40,0
m'	23,8	49,5	29,6	33,0	49,2	34,2	36,4	26,7	30,2	30,4	40,1	53,4	44,3	40,0
c'	34,5	19,3	35,2	35,5	18,5	28,1	30,8	25,4	27,3	27,4	22,6	5,7	13,4	20,0
n	60,8	74,3	60,6	63,6	70,6	66,7	65,2	72,7	69,5	77,5	72,3	72,5	64,5	70,0
φ	21,4	14,3	22,2	23,6	37,3	29,2	25,0	38,8	34,3	29,0	12,7	6,5	11,8	10,0
t	1,9	1,3	1,7	0,8	1,3	1,2	1,2	1,1	0,9	1,8	2,4	2,0	2,0	1,5
Q	3,1	-11,2	-4,0	-13,0	-6,8	-4,6	-3,4	-0,4	-9,3	-10,0	-15,9	-8,1	-2,5	-9,9
1/c	0,8	1,1	1,1	1,1	0,7	0,6	1,0	2,5	2,9	2,8	2,1	1,0	0,8	1,5

Таблица 1 (окончание)

Компо- ненты	№ анализа														
	705	710	711	712	713	714	715	716	34/е	18/е	725	726	727	728	729
SiO ₂	49,91	48,66	47,00	45,75	43,03	51,00	47,12	52,42	46,60	46,48	48,89	48,08	49,41	49,60	49,79
TiO ₂	1,35	1,20	1,55	1,69	1,42	1,12	1,43	0,78	0,84	0,65	0,72	0,51	0,72	1,31	1,92
Al ₂ O ₃	16,23	16,33	14,55	16,97	16,99	18,81	19,26	18,18	18,11	18,57	17,62	19,26	18,10	17,08	17,52
Fe ₂ O ₃	3,71	5,17	5,98	4,76	5,53	5,24	1,86	4,50	5,74	6,99	4,58	5,04	9,45	4,22	2,46
FeO	8,27	6,52	9,83	8,35	6,74	4,84	10,61	6,86	6,10	4,06	6,01	5,72	2,28	6,37	7,69
MnO	0,19	0,14	0,16	0,18	0,21	0,15	0,21	0,14	0,15	0,15	0,14	0,70	0,12	0,12	0,16
MgO	6,93	6,52	7,18	6,40	5,65	4,91	6,44	4,38	6,45	7,40	6,80	2,45	5,26	6,82	6,78
CaO	9,30	9,72	10,52	9,65	11,44	9,46	10,09	8,47	9,55	8,70	10,06	10,90	9,78	9,61	10,01
Na ₂ O	1,80	3,52	2,84	2,84	2,66	3,11	2,12	3,26	2,48	2,32	3,25	3,75	3,28	3,72	3,50
K ₂ O	1,50	0,92	0,46	0,83	0,81	1,45	0,13	1,46	1,24	1,28	1,06	1,87	1,13	1,79	1,07
P ₂ O ₅	—	0,21	—	0,30	0,57	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,87	0,39	—	1,09	2,08	0,20	0,28	0,22	1,10	1,62	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	0,29	—	—	3,10	—	0,58	0,24	1,86	1,52	—	—	—	—	—
Сумма	100,06	99,59	100,06	98,81	100,23	100,39	100,13	100,91	100,22	99,74	99,13	98,28	99,53	100,69	100,9
Параметры	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														
a	6,3	9,1	6,7	7,7	7,7	9,2	5,0	9,6	7,6	7,4	8,9	10,29	9,0	9,3	9,2
c	7,9	6,5	6,2	8,1	8,6	8,4	11,1	7,6	9,1	9,5	7,6	7,3	8,0	6,8	7,0
b	26,8	27,4	32,6	28,3	29,1	21,6	26,3	21,2	26,4	25,8	26,4	27,0	24,1	26,4	26,0
s	59,0	57,0	54,5	59,9	54,6	60,8	57,6	61,6	56,9	57,3	57,1	54,8	58,9	57,5	57,8
i'	42,2	39,5	44,1	45,0	41,8	44,1	47,8	50,5	43,7	41,5	37,1	38,0	44,3	37,7	36,8
m'	44,3	40,6	36,5	40,1	35,7	39,6	45,4	35,6	44,0	51,7	44,5	15,1	38,1	43,9	43,9
c'	13,5	19,9	19,4	14,9	22,5	16,3	6,8	13,9	12,3	6,8	18,4	46,9	17,6	18,4	19,3
n	64,4	84,8	90,0	83,2	82,7	77,0	97,0	76,9	75,4	72,5	81,3	75,0	81,2	88,2	82,4
φ	11,9	16,6	15,7	15,2	17,3	21,5	6,6	18,5	19,8	25,0	14,8	15,6	34,6	14,5	8,4
t	2,0	1,8	2,4	2,6	2,4	—	2,2	1,1	0,1	0,1	1,1	0,7	1,1	1,9	2,8
Q	-2,5	-10,7	-10,6	-11,1	-14,8	-5,2	-5,9	-3,6	-10,5	-9,7	-11,2	-19,5	-8,2	-10,4	-9,8
a/c	0,8	1,4	1,1	0,9	0,9	1,1	0,4	1,2	0,8	0,8	1,2	1,5	1,1	1,3	1,3

Нижний и средний плиоцен, Приереванский район
обр. 108/23 — базальт плитчатый, западные отроги Гегамского нагорья, коллекция А. А. Адамян, анализ Г. Джрбашян; обр. 153/19 — базальт авгитовый, западные отроги Гегамского нагорья, коллекция А. А. Адамян, анализ Г. Джрбашян; обр. 203/17 — базальт авгитовый, западные отроги Гегамского нагорья, коллекция А. А. Адамян, анализ Г. Джрбашян; обр. 788 — базальт авгитовый, юго-западные отроги Гегамского нагорья, коллекция А. А. Адамян, анализ А. А. Петросян; обр. 793 — базальт авгитовый, Джрвез из нижнего потока, коллекция А. А. Адамян, анализ Маркрян; обр. 568/4 — базальт авгитовый, западные отроги Гегамского нагорья, коллекция А. А. Адамян, анализ Г. Джрбашян; обр. 791 — базальт авгитовый, Джрвез из верхнего потока, коллекция А. А. Адамян, анализ Маркрян.

Верхний плиоцен, Лорийское плато обр. 493 — долерит, бассейн р. Дебед, с. Акори, коллекция А. А. Адамян, анализ Г. Гаспарян; обр. 494 — долерит, бассейн р. Дебед, с. Акори, коллекция А. А. Адамян, анализ З. Гаспарян; обр. 496 — долерит, бассейн р. Дебед, с. Акори, коллекция А. А. Адамян, анализ З. Гаспарян; обр. 518 — долерит, станция Санаин, коллекция А. А. Адамян, анализ З. Гаспарян; обр. 519 — долерит, станция Санаин, коллекция А. А. Адамян, анализ З. Гаспарян; обр. 703 — долеритовый базальт, ст. Колатеран, коллекция А. С. Гинзбург, анализ Х. С. Никогосян; обр. 704 — базальт, станция Колатеран, коллекция А. С. Гинзбург, анализ Х. С. Никогосян; обр.

705 — долеритовый базальт, Памбакский хребет, коллекция А. С. Гинзбург, анализ Х. С. Никогосян.

Верхний плиоцен, нижнее течение р. Ахурьян обр. 710 — долеритовый базальт, на юго-запад от вулкана Калаус, коллекция К. Г. Шириняна, анализ Т. Т. Авакян; обр. 711 — долеритовый базальт, с. Ани, коллекция К. Г. Шириняна, анализ В. А. Бабаян; обр. 712 — базальт, на юго-запад от вулкана Калаус, коллекция К. Г. Шириняна, анализ Т. Т. Авакян; обр. 713 — базальт, с. Харков, коллекция К. Г. Шириняна, анализ С. Дехтрикян; обр. 714 — долеритовый базальт, нижнее течение р. Ахурьян, коллекция К. Г. Шириняна, анализ В. А. Бабаян; обр. 715 — базальт, к юго-западу от с. Абдурахман, коллекция К. Г. Шириняна, анализ В. А. Бабаян; обр. 716 — базальт, к юго-западу от с. Абдурахман, коллекция К. Г. Шириняна, анализ В. А. Бабаян.

Верхний плиоцен, Приереванский район обр. 34/е — долерит, ерванская ГЭС, коллекция А. А. Адамян, анализ А. А. Петросян; обр. 18/е — долерит, курорт Арзни, коллекция А. А. Адамян, анализ А. А. Петросян; обр. 725 — базальт, бассейн р. Раздан, коллекция Родиняна, анализ А. А. Петросян; обр. 726 — базальт, бассейн р. Раздан, коллекция Родиняна, анализ А. А. Петросян; обр. 727 — базальт, бассейн р. Раздан, коллекция Родиняна, анализ А. А. Петросян; обр. 728 — базальт, коллекция Родиняна, анализ А. А. Петросян; обр. 729 — базальт, бассейн р. Раздан, коллекция Родиняна, анализ А. А. Петросян.

Фигуративная точка плагиоклазовых базальтов по сравнению со средним составом базальтов по Дэли смещена вверх и чуть влево по отношению к оси *SB*, что, вероятно, можно объяснить минералогическим составом лав (Адамян, 1961) — присутствием большого количества порфирированных выделений плагиоклаза (основной лабрадор 32—35%). В целом, породы относятся к известково-щелочной ассоциации и занимают промежуточное положение между вариационными кривыми Мон-Пеле и Лассен-Пик (по А. Н. Заварицкому).

После плагиоклазовых базальтов более молодыми образованиями являются авгитовые базальты, которые представлены двумя маломощными потоками. Лавы обоих потоков химически и петрографически идентичны. Средний химический состав авгитовых базальтов, выведенный из 7 анализов (см. табл. 2, анализ 4), близок к химическому составу плагиоклазовых базальтов. Отличие от последних состоит в несколько завышенном содержании окислов железа, магния и натрия, благодаря чему фигуративная точка сдвигается вниз и чуть правее по отношению к фигуративной точке плагиоклазовых базальтов. По сравнению со средним типом базальтов по Дэли фигуративная точка смещена левее на проекции *ASB*. Завышенное содержание окислов железа и магния хорошо увязывается с минералогическим составом породы, присутствием темноцветных минералов (авгит, оливин) в виде порфирированных выделений в количестве 14—15%.

Базальты нижнего — среднего плиоцена в целом характеризуются присутствием примесей *Be*, *Sr*, *Ba*, *Ti*, *Ni*, *Ga*, *La* и *Ir* в количестве больше кларкового, *Sc* и *Co* в кларковом количестве в 50% анализированных проб содержание *V*, *Zr* и *Cu* кларковое, а в остальных 50% — ниже кларкового. Базальты нижнего и

Таблица 2

Средние химические составы мезо-кайнозойских базальтовых лав Центральной и Северной Армении

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	47,70	47,40	49,00	49,43	49,21	47,61	51,81	49,61	50,70	46,54	49,15	47,84	48,72	49,06	49,94
TiO ₂	0,80	1,20	1,30	0,82	1,00	1,21	0,88	1,34	1,10	0,59	1,03	0,81	1,11	1,36	1,57
Al ₂ O ₃	19,00	17,20	17,80	18,29	18,00	17,78	16,61	16,83	16,72	18,34	17,90	18,01	17,50	15,70	14,50
Fe ₂ O ₃	4,80	4,20	4,28	6,13	5,20	4,54	8,62	3,40	6,01	6,36	5,15	5,75	5,43	5,34	3,74
FeO	6,40	5,50	3,64	2,11	2,90	7,80	2,28	7,89	5,08	5,08	5,61	5,35	6,08	6,37	8,01
MnO	0,10	0,10	0,09	0,10	0,90	0,17	0,11	0,16	0,13	0,15	0,23	0,19	0,16	0,31	0,33
MgO	6,00	5,90	2,44	4,64	3,50	6,06	3,61	6,73	5,07	6,02	5,62	6,27	5,80	6,17	6,93
CaO	10,20	11,70	11,86	11,65	11,70	9,95	8,61	9,18	8,90	9,12	10,00	9,50	9,45	8,95	9,71
Na ₂ O	2,70	2,20	1,92	2,49	2,20	2,89	4,25	2,65	3,50	2,40	3,50	2,90	3,09	3,11	2,65
K ₂ O	0,90	1,00	1,92	1,91	1,90	0,87	2,37	1,70	2,03	1,26	1,02	1,14	1,34	1,62	0,97
H ₂ O ⁺ } H ₂ O ⁻ }	0,60	0,94 0,28	He опр. 0,20	He опр. 1,41	— 0,80	— 0,58	— 0,44	— 0,55	— —	1,36 1,69	— —	— —	— 0,51	1,62	1,28
П. п. п.	1,40	—	2,20	1,55	1,80	0,70	1,01	—	—	—	—	—	0,80	—	0,37
P ₂ O ₅	—	—	—	0,16	0,08	0,17	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—
Сумма	100,6	97,62	96,65	100,69	99,19	100,33	100,60	100,04	99,24	98,91	99,21	97,76	100,06	99,61	100,00

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому															
a	7,9	6,6	7,7	8,7	8,1	8,0	12,9	8,7	10,7	7,6	9,4	7,6	9,0	9,2	7,4
c	9,5	8,8	9,5	8,6	9,0	8,3	4,8	7,5	5,8	9,2	8,1	9,0	7,7	6,1	6,0
b	25,0	27,0	19,3	22,3	21,6	26,7	21,7	23,5	24,0	26,1	23,4	25,2	25,3	26,8	28,6
s	57,6	57,6	3,6	60,4	61,4	57,0	60,6	60,3	59,4	57,1	59,1	58,2	58,0	57,9	58,0
f'	43,1	38,2	41,8	34,6	40,6	44,5	45,0	40,7	40,1	42,5	37,0	44,1	42,1	41,6	38,6
m'	42,6	38,8	23,7	36,8	29,8	40,0	28,4	43,9	36,2	47,8	41,7	44,4	40,1	30,8	41,2
c'	14,3	23,0	34,4	22,8	29,8	15,5	26,6	15,4	21,2	9,7	20,4	12,5	17,0	18,6	20,
n	81,5	76,5	61,0	67,0	63,5	83,0	73,2	70,5	72,1	74,2	83,9	76,9	78,1	75,8	79,6
φ	40,0	36,0	51,4	71,6	55,0	34,0	76,6	27,8	54,2	52,0	43,6	48,0	44,1	42,6	41,0
t	1,2	1,8	1,9	1,2	1,6	1,8	1,2	1,9	1,7	1,0	1,5	1,2	1,7	2,0	2,3
Q	-10,1	-6,8	2,2	-5,2	-2,5	-10,3	-9,4	-4,3	-8,3	-10,2	-8,7	-7,8	-9,7	-8,7	-4,8
a/c	0,8	0,8	0,8	1,1	0,9	0,9	2,7	1,16	1,8	0,8	1,16	0,86	1,2	1,5	1,23

Примечания: 1 — базальтовые порфириды верхнемелового возраста; 2 — базальты палеогенового возраста; 3 — базальты плагиоклазовые нижне-среднеплиоценового возраста (Приреванский район); 4 — базальты авгитовые нижне-среднеплиоценового возраста (там же); 5 — базальты нижне-среднеплиоценового возраста; 6 — базальты Ахурьянского района верхнеплиоценового возраста; 7 — долериты нижнего потока верхнеплиоценового возраста (Лорийского плато); 8 — долериты верхнего потока верхнеплиоценового возраста (Лорийское плато); 9 — долериты Лорийского плато верхнеплиоценового возраста; 10 — долериты нижнего потока верхнеплиоценового возраста (Приреванский район); 11 — долериты верхнего потока верхнеплиоценового возраста (Приреванский район); 12 — долериты Приреванского района верхнеплиоценового возраста; 13 — базальтовые лавы верхнеплиоценового возраста; 14 — базальты по Дзели; 15 — долериты по Дзели.

среднего плиоцена также относятся к известково-щелочной ассоциации.

Верхнеплиоценовые долериты слагают Лорийское плато протяженностью в 50 км, Теджрабакско-Канакерское плато Приереванского района и несколько маломощных потоков в районе нижнего течения р. Ахурян.

Долериты Лорийского плато слагают два потока суммарной мощностью 200—220 м. По химическим особенностям долериты нижнего потока отличаются от обычных пород этой группы повышенным содержанием SiO_2 (52,2% против 49,9%), значительным повышением содержания щелочей, особенно натрия, глинозема при заниженном содержании окислов магния и железа при преобладании окислов железа, что можно

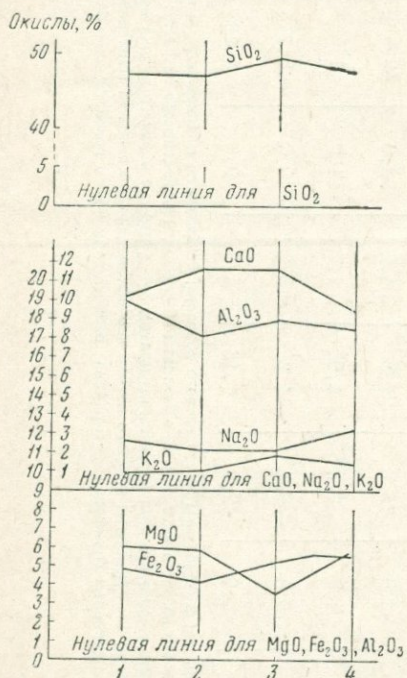


Рис. 3. Вариационные кривые для средних составов базальтов Центральной и Северной Армении

1 — верхний мел, 2 — палеоген, 3 — нижний—средний плиоцен, 4 — верхний плиоцен

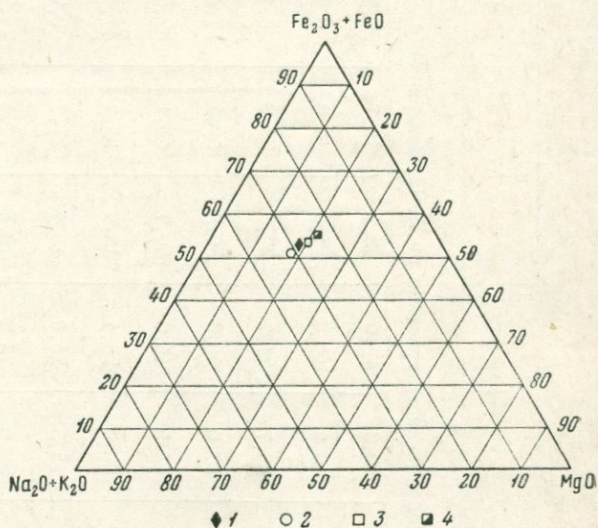


Рис. 4. Химические вариации базальтов Армении (средние значения)

1 — базальтовые порфириты верхнемелового возраста, 2 — базальты палеогенового возраста, 3 — базальты ниже-среднеплиоценового возраста, 4 — базальты верхнеплиоценового возраста

объяснить окисленностью породы в целом. Фигуративные точки указанных пород сдвинуты вверх и вправо по отношению оси SB и ложатся на кривой Этны, которая ограничивает породы известково-щелочной ассоциации.

Долериты верхнего потока Лорийского плато по своим химическим особенностям несколько отличаются как от обычных пород этой группы по Дэли, так и от долеритов нижнего потока. По отношению к долеритам нижнего потока они являются более основными, в них больше окиси магния при значительно более низком значении характеристики f и меньшем содержании щелочей (см. табл. 1).

Указанные особенности пород приближают их к известково-щелочной ассоциации. Общие химические особенности долеритов Лорийского плато, выведенные из средних химических содержаний долеритов верхнего и нижнего потоков, характеризуются некоторым отклонением данной группы пород от среднего типа долерита по Дэли несколько более кис-

лым характером, завышенной щелочностью при преобладании натрия над калием.

Средний химический состав основных эффузивных пород, слагающих нижнее течение р. Ахурян, выведен из 8 анализов базальтов (данные К. Г. Шириняна, см. табл. 2, анализ 6). Породы р. Ахурян близки к среднему составу однотипных пород по Дэли, отличаясь несколько пониженным содержанием кремнекислоты и повышенным количеством глинозема. Фигуративная точка находится близ кривой III (см. рис. 2) вариационной диаграммы, которая характеризует известково-щелочную ассоциацию.

Долериты Приереванского района слагают два потока; химические особенности долеритов нижнего потока близки к среднему составу однотипных пород по Дэли, отличаются несколько пониженным содержанием кремнезема и повышенным количеством глинозема. Долериты верхнего потока, средний состав которых выведен из 6 анализов, характеризуются несколько повышенным содержанием глинозема и щелочей по сравнению с долеритами нижнего потока. Это можно объяснить несколько большим содержанием плагиоклазов в долеритах верхнего потока (67%) по сравнению с долеритами нижнего потока (54%). Долериты Приереванского района очень близки к среднему составу подобных пород по Дэли, отличаясь лишь несколько более повышенным значением характеристики *S*, в силу чего вектор на плоскости проекции *CSB* сдвигается влево от оси *SB*, а фигуративная точка среднего состава ложится на вариационной кривой Лассен-Пик, характеризующей известково-щелочную ассоциацию лав.

Почти идентичные данные спектральных анализов элементов примесей в верхнеплиоценовых долеритах описанных выше районов позволяют нам дать общую характеристику примесей верхнеплиоценовых долеритов Армении.

Долериты верхнеплиоценового возраста характеризуются присутствием *Be*, *Ti*, *Ga*, *Zr*, *Ir* в количествах выше кларковых содержаний; *Sr*, *V*, *Cr*, *Co*, *Ni* — в кларковых содержаниях *Mn*, *Cu* — ниже кларка. Для описываемых долеритов *Pb* и *Zn* не характерны, они встречаются в 20—30% анализированных проб; *Pb* в количествах выше кларковых, а *Zn* для лорийских и ахурянских лав — ниже кларка, а для приереван-

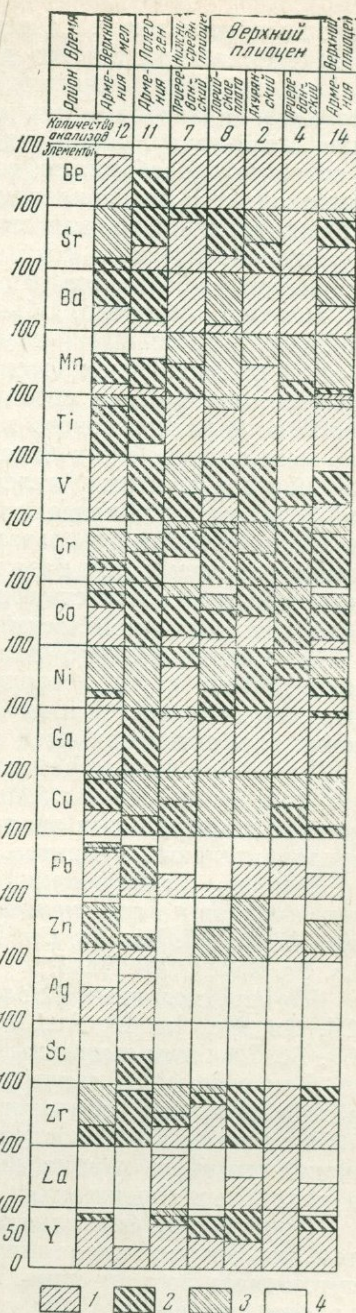


Рис. 5. Распределение элементов примесей в базальтах Армении

1 — выше кларка, 2 — кларковые, 3 — ниже кларка, 4 — содержание элементов, находящихся вне пределов чувствительности метода

ских долеритов выше. Ла встречается только в долеритах Ахурянского и Приереванского районов в содержаниях выше кларковых.

Подводя итог химическим особенностям основных лав плиоценового возраста, можно отметить небольшое разнообразие в химическом составе базальтовых пород отдельных участков и потоков. Оно выражено в основном колебаниями в соотношениях феррических и салических компонентов и особенностями микроструктуры при отсутствии существенных различий в качественно-минералогическом составе. Различие в минералогическом составе порфировых выделений ниже-среднеплиоценовых базальтов (плагноклазовых и авгитовых) при близости их химизма, вероятно, объясняется явлениями гетероморфизма, связанными с различиями в условиях застывания пород.

Для выяснения вопросов эволюции базальтовой магмы Армении во времени мы привели средние химические составы базальтовых лав мелового и палеогенового возраста. Данные средних химических составов мезо-кайнозойских базальтов свидетельствуют о близком химическом составе меловых, палеогеновых и плиоценовых базальтовых лав; наблюдается лишь незначительно завышенное содержание кремнекислоты в плиоценовых базальтах. Характерно несколько повышенное содержание глинозема для базальтов всех возрастов по сравнению со средними типами соответствующих пород по Дэли, что, вероятно, можно объяснить частичной ассимиляцией боковых пород.

Для более полного анализа состава основных эффузивных мезо-кайнозойских пород исследованного района и выявления дополнительных закономерностей в их составе мы приводим данные о распределении элементов примесей в базальтовых лавах.

Изучение распространения элементов примесей в эффузивных породах только начинается. Мы располагаем весьма ограниченным количеством спектральных анализов пород, и сделанные нами выводы носят предварительный характер.

В нашем распоряжении имеется 44 полуколичественных спектральных анализа на следующий комплекс элементов: Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Ta, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, In, It, La, Sr, Ba, Li, Au, Be, Pt.

Из перечисленных 32 элементов — 15 (Mo, W, Hf, Nb, Ta, Sb, Bi, As, Cd, Sn, Ge, In, Li, Au, Pt) не были обнаружены ни в одной пробе. Ag, Sc, La были выявлены в единичных пробах.

При сравнении данных примесей редких элементов (см. рис. 5) в разновозрастных базальтовых лавах отмечено следующее.

Бериллий установлен в базальтовых лавах всех возрастов, содержание его выше кларка, исключая палеогеновые лавы, где он встречается в кларковых содержаниях в 60% анализированных образцов.

Присутствие бериллия в исследованных породах вполне обосновано тем, что он является типичным литофильным элементом и может присутствовать во всех типах пород. В нашем случае обращает внимание присутствие его в одинаковых количествах в разновозрастных базальтах, что говорит о его первичном магматическом характере и возможности изоморфного вхождения Be в структуры силикатных породообразующих минералов базальтовых пород.

Стронций по сравнению с бериллием встречается в несколько заниженном количестве: в меловых базальтовых порфиритах содержание его в 90% анализированных проб ниже кларка; в 10% кларковое; в палеогеновых породах — кларковое и выше, в плиоценовых лавах количество анализов с содержанием стронция выше кларка преобладает над анализами с кларковым его содержанием.

Из графика видно, что содержание стронция постепенно увеличивается от древних лав к молодым. Если допустить, что стронций кон-

центрируется в ранних плагиоклазах и пироксенах, как это отмечала В. И. Гоньшакова, (1961), подчеркивая тем самым накопление его в минералах главной фазы кристаллизации (что объясняется близостью радиусов иона стронция $r_i=1,27 \text{ \AA}$ и кальция $r_i=1,06 \text{ \AA}$, в большом количестве входящего в состав плагиоклазов и пироксенов), становится понятным закономерное возрастание стронция от древних лав к молодым, т. е. от интенсивно измененных, например, меловых к свежим.

Барий. Выявляется весьма слабая тенденция к уменьшению количества бария от древних лав к молодым. В верхнемеловых базальтовых порфиритах в 60% анализированных образцов содержание его кларковое и в 40% проб выше кларка; в палеогеновых базальтах количество проб с кларковыми содержаниями бария доходит до 80%, в плиоценовых базальтах 65% анализированных проб характеризуются содержанием его выше кларка, а остальных 35% проб — ниже кларка. Присутствие бария в базальтах всех возрастов почти в одинаковых количествах говорит о его присутствии в магмах и вхождении в виде изоморфной примеси в плагиоклазы и пироксены.

Марганец. Содержание марганца в базальтовых породах мелового и палеогенового возрастов довольно постоянное — кларковое и ниже кларкового, в плиоценовых базальтах — ниже кларка. Несколько пониженное содержание марганца в плиоценовых базальтах делается понятным ввиду несколько заниженного содержания темноцветных компонентов в более молодых базальтах; с ними обычно бывает связан марганец.

Титан. Анализ имеющихся данных (см. рис. 5) показал, что наибольшее содержание титана (чуть выше кларка) зафиксировано в плиоценовых базальтах. В базальтовых порфиритах верхнего мела и в базальтах палеогена количество титана кларковое.

Существует прямая зависимость между количеством титана и трехвалентного железа. Так, по данным химического анализа (см. табл. 2) в меловых и палеогеновых базальтах содержание Fe_2O_3 (4,2—4,8%) меньше, чем в плиоценовых (5,2—5,4%). Прямая связь количества титана с железом объясняется способностью титана изоморфно замещать близкое по радиусу трехвалентное железо.

Ванадий. Содержание ванадия в мезо-кайнозойских базальтовых породах непостоянное: в меловых базальтах выше кларка, в палеогеновых — кларковое, а в плиоценовых — в проанализированных пробах частично ниже кларка, частично кларковое, в небольшом количестве проб — выше кларка, в некоторых пробах — вне пределов чувствительности метода. Такое неравномерное распределение ванадия в исследованных породах вполне увязывается с особенностью ванадия: в магматических горных породах он находится исключительно в рассеянном состоянии, изоморфно растворяясь в минералах железа, алюминия и титана в силу одинаковых ионных радиусов V^{3+} и Fe^{3+} , Ti^{4+} и Al^{3+} .

Количественное содержание минералов железа, алюминия и титана в исследованных породах неравномерное; этим обуславливается неравномерное распределение ванадия в базальтах.

Хром. Наибольшее содержание хрома зафиксировано в плиоценовых базальтах: в 70% анализированных проб кларковое, в 20% выше кларка и в 10% — ниже кларка, тогда как в меловых базальтовых порфиритах, наоборот, — в 70% проанализированных проб содержание хрома ниже кларка, в 10% — кларковое, а в остальных — выше кларка. В палеогеновых базальтах в 50% проб — кларковое содержание хрома, в 30% — ниже кларка, в 20% — ниже чувствительности метода. Анализ спектральных данных показывает слабую тенденцию увеличения количества хрома от древних к молодым базальтам. Хром считается элементом главных стадий кристаллизации; наибольшие его количества харак-

терны для пироксенов. Изменение содержания хрома находится в прямой зависимости с количеством пироксена в разновозрастных базальтах.

Кобальт. В содержании кобальта в лавах по сравнению с хромом наблюдается обратное соотношение — намечается слабая тенденция в сторону понижения его количества от древних лав к молодым. Наибольшие концентрации кобальта (выше кларка и кларковая) наблюдаются в меловых базальтовых порфиритах. Содержание кобальта в палеогеновых базальтах соответствует его кларку в основных породах. Кобальт считается «проходящим» элементом, он входит в решетки как наиболее ранних фаз кристаллизации (оливины, пироксены), так и наиболее поздних (титаномагнетиты и ильмениты).

Замеченная слабая тенденция в повышении содержания кобальта в древних базальтах, вероятно, объясняется несколько более основным характером меловых и палеогеновых базальтов по сравнению с плиоценовыми.

Никель. Содержание никеля довольно постоянно в меловых и палеогеновых базальтах в количествах ниже кларка и несколько больше в плиоценовых, в 40% анализированных проб — ниже кларка, а в остальных 60% — кларковое и выше кларка.

Никель — элемент ранних этапов кристаллизации, он входит в решетку оливина. Содержание никеля находится в прямой связи с количеством оливина, количество которого в плиоценовых базальтах различное, но в целом несколько больше, чем в меловых и палеогеновых базальтах.

Галлий. В поведении галлия особых закономерностей не отмечается. Содержание его в базальтовых породах мелового и плиоценового возрастов больше кларка, в палеогеновых кларковое. Присутствие галлия в постоянных количествах в базальтах всех районов и всех возрастов находится в полной зависимости с геохимией элемента. Галлий относят к «проходящим» элементам: он, по данным В. И. Гоньшаковой (1961), фиксируется как в минералах главной фазы кристаллизации (оливинах, пироксенах, плагиоклазах, с наибольшими содержаниями в последних), так и в твердой фазе остаточной кристаллизации: в акцессорных ильменитах и титаномагнетитах.

Медь. В распределении меди в породах четкой тенденции не отмечается. Ее содержание во всех изученных породах, кроме меловых, ниже кларка. В меловых базальтовых порфиритах в 60% анализированных проб содержание меди кларковое, в 30% — выше кларка, в 10% — ниже кларка. Медь относится к «проходящим» элементам. Она может образовывать изоморфную смесь с оливином, пироксеном, ильменитом и титаномагнетитом.

Свинец. Свинец не является характерным элементом в изученных базальтовых породах. Зафиксировано от 10 до 80% анализированных проб с количеством свинца выше кларка и с кларковыми содержаниями. Отсутствие анализов минералов не позволяет сделать какие-либо предположения о форме появления свинца в базальтах.

Цинк. Цинк отмечен, примерно, в пределах 20—80% анализированных проб. В меловых и палеогеновых базальтах он содержится преимущественно в кларковых содержаниях, а в плиоценовых — ниже кларка. Вероятно, цинк входит в оливин, так как ионный радиус Zn, равный 0,83 Å, близок к ионным радиусам Fe^{2+} и Mg^{2+} .

Цирконий. По данным анализов видно, что цирконий присутствует во всех анализированных пробах и что его содержание в лавах повышается от древних лав к молодым. Количество его в меловых базальтовых порфиритах ниже кларка и только в 25% проб кларковое. В палеогеновых лавах содержание циркония кларковое; в плиоценовых

лавах — в 80% анализированных проб — выше кларка, а в 20% — кларковое.

Ввиду отсутствия следов дифференциации и чувствительной ассимиляции в исследованных породах, привнос циркония извне отпадает. Присутствие циркония, вероятно, можно объяснить изоморфным замещением Mg, Fe²⁺ и Ti²⁺.

Иттрий. Иттрий встречен во всех анализированных пробах в количестве выше кларка и в меньшем количестве проб содержание его кларковое.

Ввиду равенства ионных радиусов I и Ca (1,06 Å) мы полагаем, что в рассматриваемых породах кальций замещается иттрием.

Итак, сопоставление поведения микроэлементов в базальтах верхнемелового, палеогенового и плиоценового возрастов позволяет отметить следующие их особенности.

Базальты исследованных районов в постоянном количестве (выше кларка) содержат Ti, Be, Ga, Ir, тогда как Sr, Cr, Zr имеют тенденцию к увеличению их содержания в лавах от древних к молодым при заметном уменьшении в той же последовательности Ba, Mn, V, Co, Cu. Замечено неравномерное содержание в лавах Ni и Zn.

Диаграмма средних химических составов базальтов Армении (см. рис. 2) показывает распределение роя векторов близ вариационных линий I, II и III (кривых лав известково-щелочной ассоциации). На обеих проекциях диаграммы фигуративные точки ложатся влево от вариационной кривой IV (Этны), которая отделяет щелочноземельную ассоциацию от известково-щелочной. Такое расположение начальных точек векторов говорит о том, что в составе основных эффузивных пород Армении несколько уменьшено содержание щелочей и, наоборот, увеличено количество полевошпатовой извести. Векторы расположены параллельно, имеют почти одинаковую длину и выражают небольшое колебание в составе темноцветных минералов, что наглядно видно также на вариационных линиях средних составов базальтов Армении (см. рис. 3). Для левой части диаграммы характерен крутой наклон векторов, что говорит о резком преобладании натрия над калием. На тройной диаграмме главных окислов Fe₂O₃+FeO, Na₂O+K₂O, MgO (см. рис. 4) ясно видна однотипность базальтовых пород и по ней можно наглядно сопоставить между собой химизм разновозрастных базальтов.

Общий анализ распространения элементов примесей и общность химического состава базальтов показывают их однотипность и стабильность магматического очага, извергавшего базальтовые лава в верхнем мелу, палеогене и плиоцене. Тенденции увеличения и уменьшения количества элементов примесей находятся в прямой связи с колебаниями соотношений породообразующих минералов (плагноклаза, пироксенов, оливина, титаномagnetита). Участие элементов примесей в базальтовых породах определяется их содержанием в исходной магме и условиями остывания и кристаллизации последней.

Изучение петрохимических особенностей плиоценовых основных эффузивов территории Армянской ССР позволяет сделать следующие выводы.

1. Базальты различного возраста (от верхнего мела до плиоцена включительно) обладают близким химическим составом, отличаясь лишь весьма слабым повышением кислотности от ранних лав к поздним (порядка от 1 до 1,5%).

2. Мезо-кайнозойские базальты характеризуются определенным комплексом элементов примесей, в числе которых почти во всех базальтах присутствуют элементы группы железа, а также барий, стронций,

галлий, медь, цирконий, свинец и цинк (последние два не во всех породах).

3. Небольшое разнообразие в химическом составе базальтов и в распределении элементов примесей обусловлено в основном лишь колебаниями в соотношении феррических и феррических компонентов и особенностями микроструктуры при отсутствии существенных различий в количественно-минералогическом составе.

4. Различия в минералогическом составе порфировых выделений нижне-среднеплиоценовых базальтов при близости их химизма объясняются явлениями гетероморфизма, связанными с различиями в условиях застывания пород.

5. Однотипность эффузивных основных пород Армении говорит о стабильности магматического очага, давшего базальты верхнемелового, палеогенового и плиоценового возрастов.

6. Для преобладающего большинства исследованных базальтовых лав характерно повышенное содержание глинозема по сравнению со средними типами соответствующих пород по Дэли, что может быть объяснено частичной ассимиляцией боковых пород.

7. Дифференцированные эпейрогенические движения (новейшая тектоника антропогена Армянского тектонического комплекса), происходящие на фоне общего сводообразного возвышения всего Малого Кавказа, несомненно сыграли большую роль в образовании трещинных излияний. Последние дали мощные потоки долеритов, весьма сходных по химическому составу с базальтами исследованного района.

8. Мезо-кайнозойские базальты Армении относятся к известково-щелочному типу пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян А. А. Неогеновые и четвертичные эффузивные породы Приереванского района. Изв. АН АрмССР (геолог. и геогр. науки), т. XIV, № 6, 1961.
2. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия № 1, 1956.
3. Габриэлян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, изд. АН АрмССР, 1959.
4. Гинзбург А. С. Петрография Республики Армении. Сб. «Петрография СССР», серия I, вып. 2, 1934.
5. Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Изд. АН СССР, 1961.
6. Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Изд-во АН СССР, 1955.

К. И. КАРАПЕТЯН

Институт геологических наук АН АрмССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ И АЙОЦДЗОРА (АРМЕНИЯ)

В пределах Армянской ССР четвертичные вулканические явления концентрировались в складчатой зоне Армении, история которой, начиная с неогенового времени, определялась господством субаэральных условий. Продукты вулканической деятельности образуют полосу, протягивающуюся в общекавказском направлении от Зангезура до Арагаца. Полоса эта, придерживаясь в общем северо-западного направления, располагается дугообразно и обращена выпуклостью к северо-востоку.

В указанной полосе Гегам (Агмаган) и Айоцзор (Даралагез) занимают смежное по простиранию положение (рис. 1). Лавовые поля Гегамского нагорья, которое расположено северо-западнее, составляют около 2500 км²; площадь, занятая продуктами извержений в Айоцзоре, оценивается в 650 км². Район распространения лав в первой из областей ограничивается пределами нагорья, представляющего полого-выпуклое поднятие; Айоцзор объединяет южные склоны Варденисского нагорья и водораздельную часть северной оконечности Зангезурского хребта.

Четвертичный вулканизм Гегамы и Айоцзора характеризуется ареальным (многовыходным) типом; центры извержений отмечены многочисленными моногенными вулканами, основная часть которых представлена шлаковыми конусами. Вулканы фиксируют систему локальных трещин, которая протягивается вдоль складчатой зоны Армении (Заварицкий, 1944а; Карапетян, 1959а).

В обеих областях в четвертичном вулканическом цикле выделяются три этапа: раннечетвертичный, среднечетвертичный и позднечетвертичный. Интенсивность извержений на Гегамском нагорье с течением времени возрастает и достигает апогея в позднечетвертичный этап. В Айоцзоре вулканическая деятельность была наиболее мощной в раннечетвертичное время; следующие два этапа отмечены закономерным понижением интенсивности вулканизма, причем в позднечетвертичное время действовало только два вулкана (Смбатасар и Далик).

Большая часть продуктов вулканизма в Гегаме и Айоцзоре представлена андезито-базальтами. Сравнительно редки основные андезито-базальты, являющиеся переходными разностями от базальтов к андезито-базальтам. В своем развитии андезито-базальтам уступают и андезиты.

Для всех лав, без исключения, в этих областях характерно резкое преобладание натрия над калием. В подавляющем большинстве случаев, вне какой-либо связи с составом (минералогическим и химиче-

ским) и возрастом, присутствует ксеногенный кварц. Распределение кварца крайне неравномерное; зерна его невелики, оскольчатые и обрамлены пироксеновой каймой. Источником кварца явились кварцсодержащие породы третичного фундамента (Ширинаян, Карапетян, 1959).

В Айоцзоре закономерного изменения химизма лав во времени в пределах вулканического цикла нет. Изменение кислотности внутри

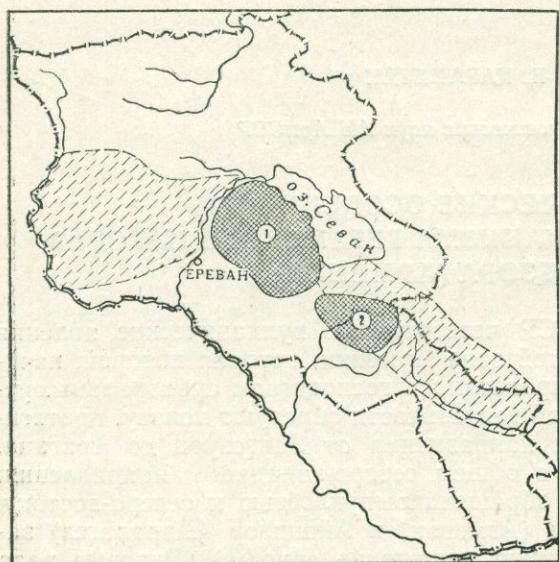


Рис. 1. Положение Гегамы (1) и Айоцзора (2) в полосе молодых вулканических нагорий Армянской ССР

каждого из этапов едва намечается: извержения относительно кислых лав постепенно сменяются более основными. Отклонения от общей схемы довольно обычны. Так, лавы вулканов одной и той же стадии этапа часто дают породы химически разного состава. В то же время очень строго выдерживается последовательность в изменении минерального состава вкрапленников: каждый из этапов начинается извержениями лав роговообманкового состава, которые постепенно сменяются пироксеновыми и оливковыми разновидностями (Карапетян, 1959б).

Главная масса фигуративных точек лав Айоцзора на диаграмме Заварицкого (в плоскости *ASB*) располагается между кривыми Йеллоустонского парка и Этны; меньшая часть точек переходит в поле Йеллоустонский парк — Лассен-Пик. В левой части диаграммы большинство точек тяготеет к кривой Этны и располагается правее нее (рис. 2). Распределение точек не зависит от возрастного положения и минерального состава лав. Породы Айоцзора в общем соответствуют субизвестково-щелочной серии Риттманна; средний серийный индекс лав (по 33 анализам) равен 3,4.

В Гегамском нагорье закономерности в изменении кислотности лав внутри этапов вулканического цикла не наблюдается. Очень часто два разновозрастных, спаренных вулкана извергали лавы различного состава. Можно только отметить, что на ранне- и среднечетвертичных этапах преобладали андезито-базальты, тогда как в позднечетвертичное время извергались главным образом андезитовые лавы. Минералогически преобладают оливковые и пироксеновые породы, продукты роговообманкового состава исключительно редки (встречены в двух небольших конусах из 80).

Большая часть фигуративных точек лав Гегамы, расположенных в правой части диаграммы Заварицкого, распределяется в поле, ограниченном кривыми Лассен-Пик и Йеллоустонского парка. Значительно меньше точек расположено между линиями Пеле и Лассен-Пик. На плоскости *CSB* размещение точек незакономерное, но большинство из них тяготеет к кривым Йеллоустонского парка и Этны. Минеральный состав и принадлежность лав к определенным этапам на распределении фигуративных точек не отражаются. Породы Гегамского нагорья отвечают известково-щелочной серии по классификации Риттманна (среднее значение серийного индекса из 53 анализов составляет 2,6).

По обеим областям были выведены средние составы типов лав и пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (см. таблицу).

При сравнении средних типов пород по областям выявляются следующие закономерности (в направлении от основных андезито-базальтов к андезитам). В Гегаме с уменьшением значения характеристик *b* и *c*

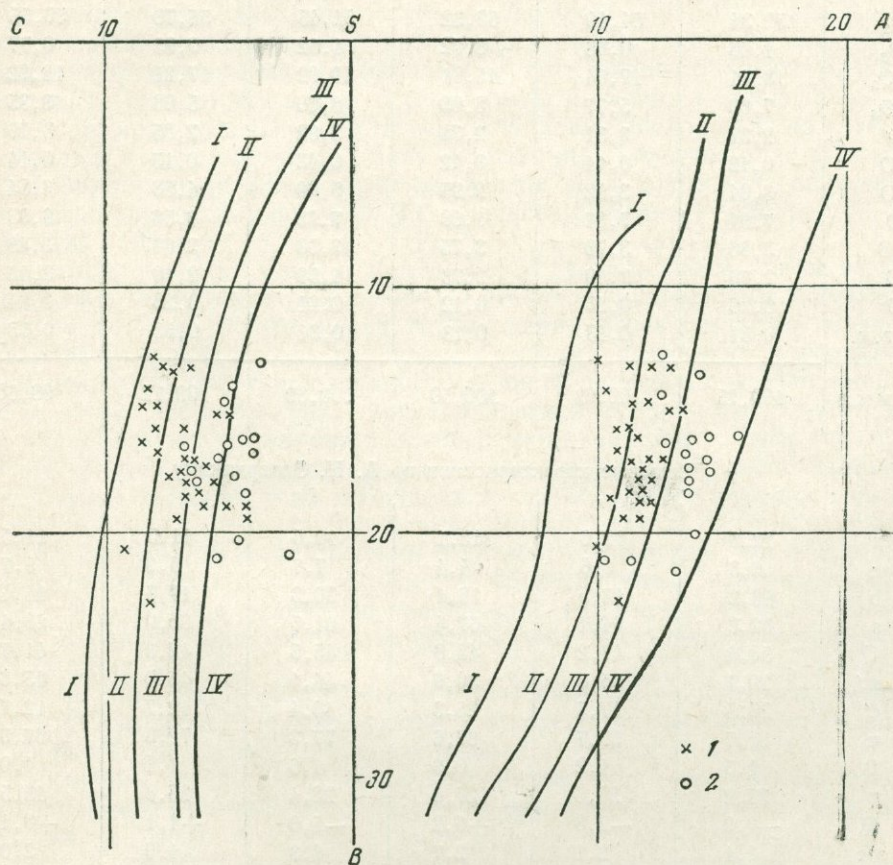


Рис. 2. Вариационная диаграмма для четвертичных лав Гегамского нагорья и Айоцзора (по методу А. Н. Заварицкого)

I — тип Пеле, II — тип Лассен-Пик, III — тип Йеллоустонского парка, IV — тип Этно.
1 — лавы Гегамы, 2 — лавы Айоцзора. Некоторые точки отвечают среднему составу пород по отдельным вулканам и потокам

возрастают величины *a* и *S*, тогда как в Айоцзоре с увеличением *S* понижаются значения *a*, *b*, *c*. В Гегамском нагорье, параллельно с увеличением суммы щелочей, понижается разность $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$; в Айоцзоре такая закономерность выражена очень слабо, и обе величины остаются почти постоянными. И в Айоцзоре и в Гегамском нагорье с увеличением количества SiO_2 уменьшаются содержания окислов титана, алюминия, магния, кальция, железа.

При сопоставлении лав Айоцзора и Гегамы намечается и специфичность химизма по областям. Так, породы Айоцзора отличны от лав Гегамского нагорья повышенным содержанием щелочей и, частично, кальция, кремнезема и пониженным количеством магния, алюминия, марганца.

Средние составы четвертичных лав Айюцзора и Гегамского нагорья

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,34	54,49	59,32	51,45	55,70	58,55
TiO ₂	1,08	0,86	0,72	1,12	0,93	0,77
Al ₂ O ₃	18,41	17,64	15,81	19,02	17,21	16,92
Fe ₂ O ₃	7,69	5,77	5,09	6,60	5,06	3,35
FeO	2,37	3,31	2,78	3,32	2,85	3,00
MnO	0,12	0,11	0,12	0,18	0,15	0,14
MgO	3,04	3,62	2,95	5,09	4,58	3,84
CaO	7,91	7,07	6,98	7,93	6,56	6,05
Na ₂ O	3,86	3,79	3,75	3,58	3,69	3,46
K ₂ O	2,76	2,69	2,73	1,59	2,18	2,46
H ₂ O-	0,26	0,25	0,12	0,21	0,28	0,61
П. п. п.	0,51	0,43	0,13	0,31	0,53	0,53
Сумма	100,15	100,03	100,50	100,39	99,72	99,68

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	12,9	12,6	12,1	10,5	11,5	11,5
c	6,3	5,8	4,4	7,7	5,9	5,7
b	18,2	17,5	16,1	20,3	17,6	14,4
s	62,6	64,1	67,4	61,5	65,0	68,4
f'	50,4	47,2	43,8	45,5	42,3	41,7
m'	29,1	35,3	30,9	44,1	45,0	45,6
c'	20,5	17,5	25,3	10,4	12,7	12,7
n	67,7	67,7	67,6	77,3	72,3	67,3
t	1,5	1,2	0,9	1,6	1,1	1,0
φ	37,2	28,5	27,8	28,4	25,8	15,5
Q	-6,9	-2,8	+6,2	-5,0	+1,1	+8,1
a/c	2,1	2,1	2,7	1,3	1,9	2,0
по Ритману	4,7	3,6	2,6	3,1	2,7	2,2

Примечания:

- 1 — основной андезито-базальт Айюцзора (среднее из 6 анализов);
- 2 — андезито-базальт Айюцзора (среднее из 16 анализов);
- 3 — андезит Айюцзора (среднее из 11 анализов);
- 4 — основной андезито-базальт Гегамского нагорья (среднее из 8 анализов);
- 5 — андезито-базальт Гегамского нагорья (среднее из 26 анализов);
- 6 — андезит Гегамского нагорья (среднее из 19 анализов).

При анализе¹ приведенных данных и рассмотрении диаграмм выявляются существенные различия в петрохимии лав Гегамы и Айюцзора. Подобные различия, очевидно, указывают на то, что окончательное формирование состава лав происходило не в едином очаге, а в двух самостоятельных, изолированных очагах. Это предположение подтверж-

¹ Необходимо указать, что первая попытка петрохимического анализа пород Армянской ССР была сделана А. С. Гинзбургом (1934). Отмечая щелочной характер пород, он пишет: «...о кровном родстве всех вулканических образований, т. е. о специальной армянской петрографической провинции» (стр. 79), которая рассматривается как «...переход от тихоокеанского типа к средиземноморскому» (стр. 85).

дается и совершенно различными направлениями и степенью эволюции магмы внутри четвертичного вулканического цикла и по отдельным этапам. В пользу этого говорят и такие косвенные данные как намечающаяся разобщенность лавовых полей и центров извержений Гегамы и Айоцзора, различные по характеру эволюции извержений и построек во времени и т. д. По мнению автора очаги эти залегают на небольшой глубине и являются промежуточными.

На неглубокое залегание очагов указывает в первую очередь характер вулканизма, выраженный небольшими «короткоживущими» вулканами, расположенными на небольшом расстоянии один от другого. Учитывая это обстоятельство и результаты изучения ксенолитов в лавах, автор пришел к выводу, что очаг Айоцзора расположен на глубине не более 3 км; примерно на таких же глубинах залегает очаг вулканов Гегамского нагорья. Надо отметить, что на неглубокое залегание «очага» в свое время указывали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928) и А. Н. Заварицкий (1944а).

Промежуточность очагов доказывается своеобразным ходом эволюции магмы (особенно в Айоцзоре) и геолого-структурными условиями. По всем данным геологических исследований через Гегамское нагорье и Айоцзор проходит зона глубинного разлома, являющаяся путем проникновения магмы в приповерхностные части земной коры. Невозможно представить, что в верхней, приповерхностной части этого разлома могут располагаться изолированные, бездонно уходящие в глубь магматические тела. В этом случае вулканические проявления имели бы совершенно иной характер и их изолированность абсолютно исключалась бы.

По-видимому, образование промежуточных очагов связано с воздыманием складчатой зоны Армении в четвертичное время. На общем фоне поднятия наблюдаются отдельные брахиподобные вздутия, к которым и приурочены вулканические нагорья Армянской ССР; вероятно, такой характер подъема определил линзоподобную форму промежуточных очагов.

Таким образом, промежуточные очаги фактически являлись своеобразными камерами питания вулканов. Посредством глубинного разлома очаги снабжались магмой, поступающей с больших глубин, которая, без сомнения, была единой по составу (вероятнее всего, базальтовой); окончательное становление состава лав происходило уже в промежуточных очагах — камерах.

Нужно отметить, что какие-либо сведения или конкретные указания о четвертичных вулканических очагах Армении в литературе отсутствуют. Высказывания А. Н. Заварицкого (1944а, 1944б) не дают представления о характере очагов и их количестве. В первой работе говорится о разных глубинах залегания очагов района г. Арагац (Алагез) и Восточной Армении; одновременно в этой же и особенно во второй статье А. Н. Заварицкий выражает сомнение «...в высказанном ранее К. Н. Паффенгольцем предположении, что лавы и туфы являются продуктами извержений разных магматических очагов» (1944б; стр. 179¹).

Магматическая эволюция в вулканических очагах, обуславливаемая различными причинами, носит обычно чрезвычайно сложный характер и редко поддается удовлетворительной расшифровке. Ниже делается попытка по мере возможности предположительно оценить в общих чертах некоторые стороны этого процесса.

Естественно, что суждения о составе магмы области питания очагов, магмы «изначальной», только гипотетичны. Можно лишь утвердительно

¹ Следует оговориться, что у К. Н. Паффенгольца упоминаний об очагах вообще нет; противопоставляя химизм туфов и лав, он пишет «... об одновременном существовании в четвертичное время для Армении вообще и для района горы Алагез, в частности, двух магм — основной и кислой» (1938, стр. 538).

говорить о ее базальтовом характере, причем вероятнее всего она была типично известково-щелочной (возможно, даже типа Пеле); на это указывает связь лав повышенной щелочности с районом, где эволюция зашла дальше (Айоцдзор).

В какой степени и в каком направлении происходила эволюция в каналах, связывающих область питания с промежуточными очагами, гово-

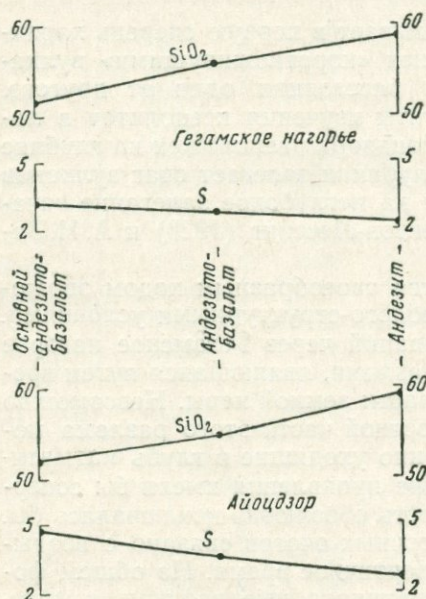


Рис. 3. Зависимость между вариациями SiO_2 и сериального индекса по Риттманну (S) в Айоцдзоре и Гегамском нагорье

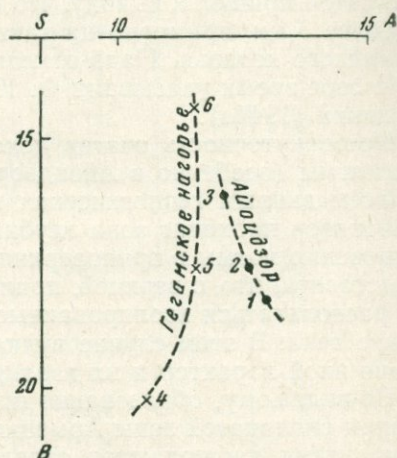


Рис. 4. Положение средних типов лав Айоцзора и Гегамского нагорья на плоскости ASB диаграммы А. Н. Заварицкого

Цифровые обозначения точек соответствуют номерам анализов в табл. 1.

рить трудно; все же думается, что изменения состава были незначительны и вряд ли могли зайти дальше образования основных андезитобазальтов.

С большей достоверностью можно судить о процессах очаговой эволюции, индикатором которой является состав лав и его изменение во времени. Совершенно определено устанавливается гравитационная дифференциация, выраженная в осаждении оливина в очагах обеих областей. Особенно хорошо гравитация фиксируется в Айоцдзоре, где дифференцирование происходило в межэтапные периоды покоя. Процессы такой дифференциации безусловно сказывались и на кислотности лав, но последнее затушено ассимиляцией кварцсодержащих третичных пород; количественный учет этого фактора невозможен и в значительной степени затрудняет объяснение некоторых закономерностей в формировании состава лав.

Значительность роли ассимиляции подтверждается и при сравнении средних составов лав по обеим областям.

На рис. 3 графически показана зависимость между вариациями содержания SiO_2 и сериального индекса по Риттманну (S). И в Гегамском нагорье и в Айоцдзоре с увеличением содержания кремнезема от основных андезитобазальтов к андезитам величина S понижается, причем в Гегаме понижение происходит более «полого». Объяснение этого явления Риттманн (1959) видит, с одной стороны, в ассимиляции маг-

мой калийного материала или обломочных пород, с другой — в «газовом переносе» в нижней части очага с параллельным обеднением щелочами. Приведенные выше фактические данные свидетельствуют о том, что правильнее, конечно, принять первую точку зрения (подтверждаемую не только петрохимически), так как в нашем случае не мог происходить газовый перенос с обеднением щелочами.

Не менее интересно и расположение фигуративных точек средних составов в правой части диаграммы А. Н. Заварицкого. В айоцдорских лавах (где эволюция зашла глубже) вместе с уменьшением значений характеристик S и b уменьшается и величина a , вследствие чего фигуративные точки располагаются на кривой, направленной «влево — вверх» (рис. 4). Фигуративные точки лав Гегама располагаются ближе к «нормальному состоянию».

Отмеченные выше закономерности со всей очевидностью указывают на важную роль ассимиляции в процессе очаговой эволюции. При этом особенно отчетлива эта роль в «ощелачивании» лав в Айоцдорском очаге, фигуративные точки которых занимают характерную позицию на диаграмме А. Н. Заварицкого.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург А. С. Петрография республики Армении. «Петрография СССР», серия I, вып. 2, 1934.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, № 5—6, 1944а.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1944б.
- Карапетян К. И. Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеца. ДАН АрмССР, т. XXVIII, № 1, 1959а.
- Карапетян К. И. К петрографии четвертичных лав Даралагеца. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XII, № 5, 1959б.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», № 5, 1928.
- Паффенгольц К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении. Зап. Всес. Мин. об-ва, ч. 67, № 3, 1938.
- Риттманн А. Определение сериального индекса вулканических горных пород. Сб. докл. на XI Генер. Ассамблее МГГС. Изд-во АН СССР, 1959.
- Ширинян К. Г., Карапетян К. И. Петрогенезис новейших кварцсодержащих лав Армении. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XII, № 1, 1959.

А. С. ОСТРОУМОВА

ВСЕГЕИ

ПЕТРОХИМИЯ ТРЕТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ДАРАЛАГЕЗА (АРМЕНИЯ)

В истории третичного вулканизма Армении, как и Малого Кавказа в целом, следует отметить появление своеобразных щелочных вулканических комплексов.

В настоящее время на территории Армении известны два района развития щелочного вулканизма — Памбак и Западный Даралагез, а также ряд более мелких проявлений.

Не останавливаясь в настоящей краткой статье на геологическом строении этих районов, упомянем лишь, что оба они приурочены к относительно малоподвижным, «жестким» структурам с залегающим близко к поверхности кристаллическим фундаментом и тесно связаны с глубинными разломами.

На примере изученного нами третичного вулканизма Западного Даралагеза попытаемся дать анализ петрохимии и соотношения во времени щелочных и щелочноземельных вулканических комплексов.

Дотретичные вулканические образования в этом районе не известны. В третичное время Западный Даралагез стал районом развития бурной вулканической деятельности, в результате которой образовалась мощная (около 1000 м) вулканогенная толща. Детальное геолого-петрологическое изучение толщи позволило выделить в истории третичного вулканизма района два вулканических цикла — палеогеновый (нижне-среднеолигоценый) и неогеновый (мио-плиоценовый). Каждый цикл характеризуется изменением состава лав от основных до кислых (см. таблицу) и внедрением в заключительные стадии каждого субвулканических или экструзивных тел.

В первую фазу палеогенового вулканического цикла на поверхность излились субщелочные андезито-базальты, трахиандезиты и андезиты, сопровождавшиеся большим количеством пирокластических продуктов того же состава (свита палеотипных андезитобазальтов и их туфобрекчий). Во вторую фазу того же цикла произошел выброс большого количества трахитовых туфов и излияние небольших потоков вязкой трахитовой и трахилипаритовой лавы (белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов). Обе свиты представляют собой единый вулканический комплекс, наиболее ранние члены которого имеют основной субщелочной состав, наиболее поздние — умеренно кислый щелочной состав. Комплекс может быть назван трахиандезитотрахитовым.

Химический состав пород третичной вулканогенной толщи Западного Даралагеца

Название породы и место взятия образца	Палеогеновый вулканический цикл													
	Трахиндезито-трахитовый комплекс								Комплекс щелочных базальтоидов					
	Базальт с миндалинами кальцита, с. Козульджа	Базальт, правый борт р. Варданес	Трахиндезит, с. Ринд	Андезитодацит юго-западные склон г. Шрестысар	Пироксенобиотитовый трахит, с. Горгун	Биотитовый санидиновый трахилапарит (эффузивный) с. Горгун	Санидиновый трахилапарит (субвулканический), с. Горгун	Трахилапарит, г. Шрестысар	Гаусиновый тефрит из дайки в районе сел. Козульджа	Лейцитовый тефрит (вулканический купол.) с.Кашка	Калиевые базальты потоков села с. Карахач		Калиевые базальты из даек с. Горгун	
№ образца	430	180	917	773	668	654	264	14	627—а	87—а	244	196	671а	661а
Компоненты:														
SiO ₂	49,80	48,16	58,76	62,54	53,76	62,70	64,55	67,00	47,76	50,00	50,92	50,14	48,44	52,28
TiO ₂	1,24	не опред.	0,72	0,68	1,02	0,33	0,60	0,20	1,13	1,26	1,28	1,16	1,64	1,12
Al ₂ O ₃	17,53	18,50	16,98	17,22	19,67	18,87	18,09	17,90	17,63	17,70	19,58	18,93	17,99	20,33
Fe ₂ O ₃	5,17	} 11,54	5,56	3,54	5,12	2,66	2,31	3,01	4,86	6,28	5,40	5,86	5,92	2,48
FeO	1,23		0,45	0,99	1,62	0,21	0,41	0,28	3,76	1,62	2,21	2,35	2,80	4,30
MnO	0,11	не опред.	0,09	0,03	0,11	0,05	0,05	0,24	0,16	0,08	0,08	0,11	0,14	0,20
CaO	8,84	9,66	5,74	3,36	5,00	1,50	2,76	1,45	9,60	8,26	8,12	8,28	8,34	6,14
BaO	0,24	не опред.	0,11	0,12	} 0,07	0,38	0,06	не опред.	0,12	0,24	—	—	} 0,13	} 0,07
SrO	—	не опред.	0,06	0,08		—	—	не опред.	0,12	2,54	—	—		
MgO	4,38	5,69	2,33	0,55	1,75	0,36	0,86	0,63	5,35	3,92	3,00	3,64	3,06	1,82
Na ₂ O	3,20	} 4,95	4,09	4,00	3,32	4,75	4,36	3,86	2,10	2,26	3,22	4,14	3,96	3,92
K ₂ O	2,97		3,73	3,23	5,41	6,20	4,53	4,86	3,90	1,99	3,32	2,06	1,75	2,79
H ₂ O	2,07	не опред.	0,58	1,85	1,13	1,40	0,61	—	1,59	0,74	0,88	1,10	1,68	0,58
P ₂ O ₅	0,74	—	0,44	0,38	0,60	0,16	—	—	—	—	—	—	0,69	0,50
CO ₂	—	—	0,39	нет	—	—	—	—	0,24	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—	—
п. п. п.	2,97	не опред.	0,24	2,20	1,75	0,80	0,67	—	1,87	2,99	2,25	2,68	4,04	3,68
Сумма	100,49	—	100,27	100,22	100,58	100,37	100,06	99,43	100,32	99,88	100,26	100,45	100,58	100,21
Аналитик	К. К. Филатова	*	К. К. Гумбар; CO ₂ опред. Юдина	М. В. Фрейде	К. К. Филатова	М. Т. Селютина	*	Т. Л. Белопольская; CO ₂ опред. Л. С. Юдина	М. В. Фрейде					

Таблица (продолжение)

Название породы и место взятия образца	Неогеновый вулканический цикл									
	Комплекс дацитовых лав									
	Трахиандезито-базальт, с. Карахач	Трахиандезитобазальт, севернее с. Элпин	Биогито-пироксеновый трахиандезит, с. Карахач		Пироксеновый трахиандезит с. Карахач	Роговообманковый дацит, с. Карахач	Дацит, г. Бичинаг	Дацит, г. Гидасар		Липарито-дацит, юго-восточный склон г. Банаг-Алы
№ образца	153	104	2	18	90	5	11	150	100	51
Компоненты:										
SiO ₂	52,38	55,04	56,42	56,80	57,76	65,20	63,08	64,86	65,05	68,21
TiO ₂	1,21	0,14	1,03	1,28	1,00	0,20	0,64	0,57	0,31	0,32
Al ₂ O ₃	16,41	20,50	18,41	18,14	18,78	17,01	16,52	16,53	16,87	16,37
Fe ₂ O ₃	3,30	4,25	4,94	4,20	3,63	1,70	} 5,04	} 3,80	} 4,09	} 3,31
FeO	4,87	0,21	1,24	1,74	1,76	1,52				
MnO	0,11	0,21	0,08	0,06	0,05	0,05	0,10	—	0,03	0,07
CaO	8,56	6,42	5,32	5,06	6,26	3,78	4,49	3,53	3,74	3,08
BaO	0,20	не опред.	0,06	0,14	} 0,26	—	—	—	—	—
SrO	—	не опред.	—	0,14		—	—	—	—	—
MgO	4,18	1,41	2,28	2,18	2,45	1,78	2,48	0,98	0,86	0,89
Na ₂ O	2,81	2,96	2,98	3,62	3,40	3,52	3,73	5,18	3,44	3,36
K ₂ O	4,68	3,84	4,68	4,56	3,10	3,30	3,32	3,14	3,22	2,78
H ₂ O	0,30	—	0,60	0,75	0,75	0,10	0,28	—	0,13	0,23
P ₂ O ₅	0,64	—	0,50	0,40	0,40	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	0,50	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,60	2,92	0,58	0,78	0,60	2,07	0,72	1,16	1,83	0,47
Сумма	100,45	100,27	99,70	99,95**	100,21	100,32	100,40	99,75	99,57	99,09
Аналитик	В. М. Ковязина	*	М. В. Фрейде				*	*	*	*

* Анализы заимствованы у С. А. Исаакян (ДАН Арм ССР, т. XXIX, № 3, 1957 г.).

** t = 0,18; поправка 0 = F₂ = 0,08.

Образование этого комплекса на протяжении всего палеогенового цикла сопровождалось внедрением по расколам с извержением на поверхность небольших порций щелочной базальтоидной лавы, содержащей нередко выделения фельдшпатов и образующей самостоятельный вулканический комплекс.

Интересно, что щелочные базальтоиды, залегающие среди различных пород трахиандезито-трахитового комплекса и на различных уровнях разреза, характеризуются большим постоянством химизма, т. е. полной независимостью состава от одновременных ему эффузивов трахиандезито-трахитового комплекса.

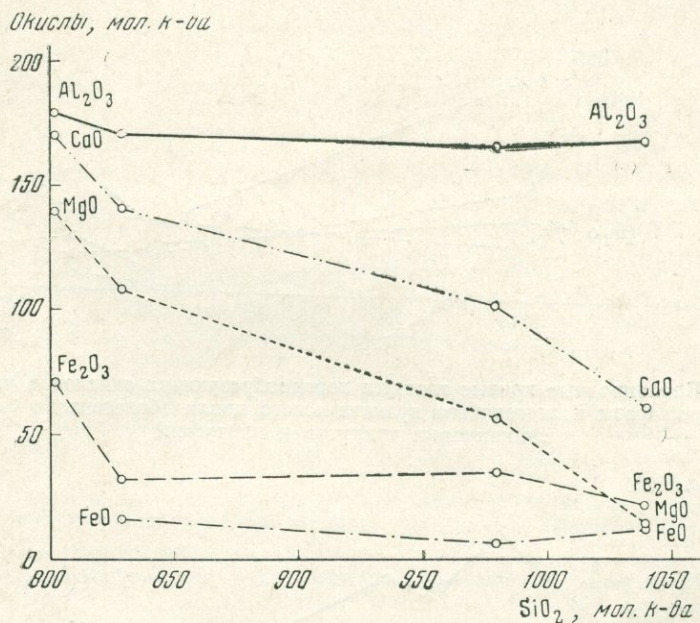


Рис. 1. Вариационные кривые главных породообразующих окислов в породах первой фазы палеогенового вулканического цикла (свита палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий)

Неогеновый (мио-плиоценовый) вулканический цикл также подразделяется на две фазы. Для первой фазы характерно извержение глубоко дифференцированных лав, состав которых варьирует от дацитов через трахиандезиты до трахиандезито-базальтов. Продукты второй фазы представлены однообразными слабо дифференцированными лавами дацитового и андезито-дацитового, реже липарито-дацитового состава. По преобладанию дацитов среди продуктов всего неогенового цикла неогеновый вулканический комплекс может быть назван дацитовым (свита дацитовых лав).

Анализ химизма указанных выше комплексов обнаруживает интересную закономерность. В истории третичного вулканизма Западного Даралагеца наблюдается последовательная смена во времени субщелочных основных лав щелочными лавами среднего и умеренно кислого состава и, наконец, щелочноземельными лавами умеренно кислого состава.

В поведении главнейших породообразующих окислов наблюдаются следующие черты (рис. 1, 2 и 3).

Количество CaO закономерно снижается с повышением кислотности пород в каждой фазе и, кроме того, от палеогенового цикла к неогено-

вому. Такая же зависимость намечается и для MgO . Соотношение между окисным и закисным железом непостоянно, как это свойственно во-

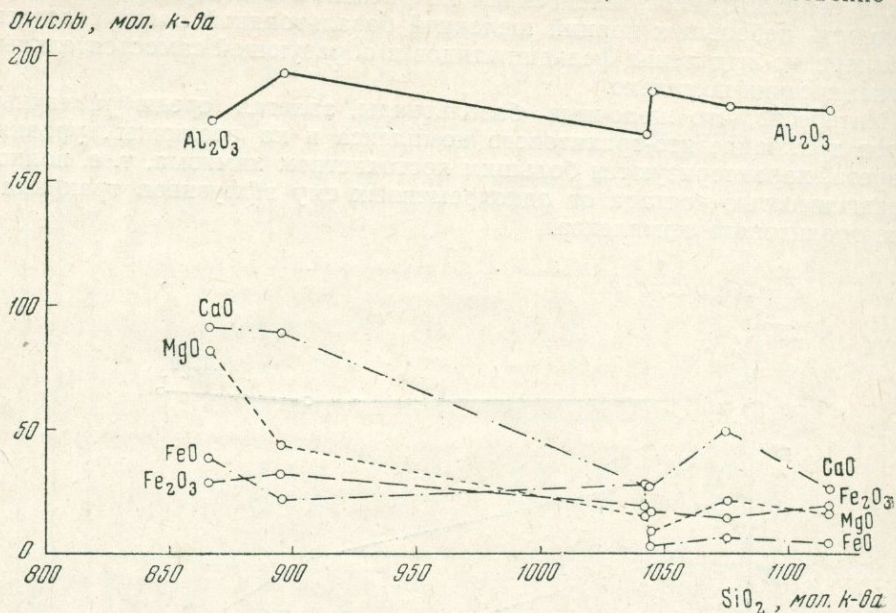


Рис. 2. Вариационные кривые главных породообразующих окислов в породах второй фазы палеогенового вулканического цикла (белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов)

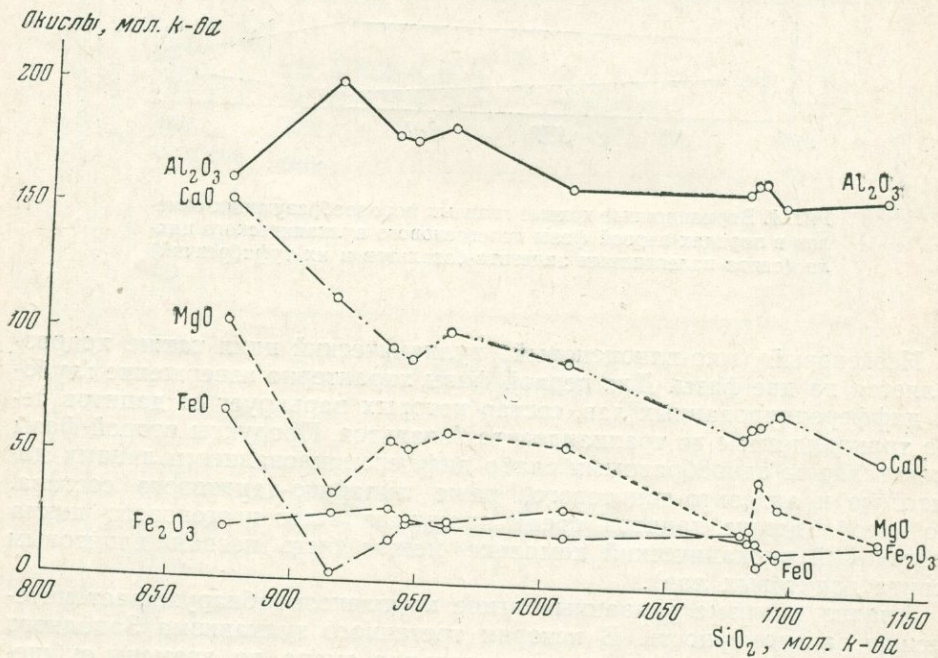


Рис. 3. Вариационные кривые главных породообразующих окислов в породах неогенового вулканического цикла (свита дацитовых лав)

обще вулканическим породам. Общая железистость низка и изменяется очень мало. Большим постоянством отличается содержание глинозема, для которого намечается лишь незначительное возрастание к концу палеогенового цикла в трахитовой серии пород.

го материала. Возникновение трахитовой серии пород вызвано не только и не столько абсолютным накоплением щелочей в расплаве, сколько относительным возрастанием щелочности за счет недостаточно быстрого возрастания кислотности. Дальнейшая эволюция магматического очага в неогене в условиях оживления тектонических движений, связанных с общим сводовым воздыманием антиклинория Малого Кавказа, привела к активному вовлечению в расплавление участков сиалической коры и образованию вместо средних щелочных пород трахитового ряда — умеренно кислых щелочноземельных пород дацитовой группы.

Возвращаясь к генезису щелочных базальтоидов, еще раз подчеркнем их чрезвычайное постоянство на фоне эволюционировавшего трахиандезито-трахитового комплекса. Эта черта щелочных базальтоидов, по видимому, связана с тем, что источником их являлись самостоятельные мелкие очаги расплавления, возникавшие в условиях жесткой консолидированной структуры под влиянием глубоких расколов в зоне глубинного разлома. Эти очаги возникали спорадически, примерно, на одной и той же глубине, были невелики, судя по масштабам извержений, и исчерпывались одноактно.

В. П. КОСТЮК

Институт геологии и геофизики СО АН СССР

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРЕТИЧНОГО МАГМАТИЗМА КАРПАТ

Магматическая деятельность в формировании Карпатского складчатого сооружения играла значительную роль; она является его неотъемлемой частью. Здесь мы сталкиваемся с магматическими породами, самыми различными по времени образования, формам залегания, вещественному составу и по многим другим особенностям. Изменения тектонического режима в регионе, который прошел весьма сложный путь развития в течение большей части документируемой геологической истории земной коры, несомненно, отражались и на характере подкорковых магматических масс. Это зафиксировано многократными извержениями магм в том же диапазоне времени от нижнего палеозоя (а возможно и докембрия) до верхнего плиоцена включительно.

Начиная с нижнего мезозоя, уже удастся подметить те или иные общие особенности магм Карпатского региона. Так, выявлено, что магматическая деятельность была вызвана существованием здесь самостоятельной петрографической провинции, обладающей рядом особенностей, присущих только ей. Последние позволяют нам видеть даже некоторую индивидуальность региона по отношению к иным петрографическим провинциям, развивавшимся в том же отрезке геологического времени.

В петрохимическом отношении магмы Карпатского региона проявляют много признаков сходства и родственности, что побуждает нас сделать следующее заключение: источником питания магматических очагов, по крайней мере во Внутренних Карпатах, был какой-то единый подкорковый резервуар, благодаря чему развитие магм во времени протекало примерно одинаковыми путями.

Изучению вулканизма Карпат посвящен весьма обширный перечень литературы. Однако только М. Кутан (Kuthan, 1948) попытался нарисовать общую картину магматической деятельности третичного времени, сильно усложнив ее, на наш взгляд, идеей миграции вулканических центров в разных частях региона. Мы согласны с М. Кутаном в отношении необходимости выделения четко фиксируемых вулканических фаз, однако не можем согласиться с ним там, где речь идет об отнесении начальных этапов первой фазы третичного вулканизма к мезозою. Дело в том, что мезозойский магматизм был весьма специфическим и отражал геосинклинальный этап жизни региона. Проявился он типично офиолитовым вулканизмом в начальные периоды развития нижнемезозойской геосинклинали и закончился интрузивными и экструзивными извержениями средних и кислых магм (банатитов) в верхнемеловое время.

На границе палеогена и неогена (а, возможно, как полагают некоторые исследователи, еще и в верхах палеогена) началось превращение карпатской геосинклинали в складчатое альпийское сооружение. Пер-

вым предвестником этого события явились извержения в области Внутренних (предположительно и Внешних) Карпат. Состав магм в начальный момент в общем случае был достаточно основным (диабазы и андезиты), но заметно отличающимся от мезозойских офиолитов. Это было обусловлено зарождением новых магматических очагов, обязанных своим возникновением уже орогенному периоду жизни региона.

В течение всего кайнозоя магматическая деятельность последовательно несколько раз меняла свой характер, что отмечалось еще Я. Садецким (Szadeczky, 1917). Дальнейшее развитие такие представления получили у М. Кутана. Правда, в дополнение к его схеме кроме выделяемых трех фаз нами (Соболев, Костюк и др., 1954, 1955) была обоснована необходимость выделения еще одной, самой молодой фазы, венчающей разрез вулканогенных образований, а также были уточнены границы остальных эруптивных фаз.

Анализ магматической деятельности, основанный на сопоставлении химизма разновозрастных горных пород в разных частях региона, позволяет утверждать, что в диапазоне от нижнего мезозоя до верхнего плиоцена выявляется вполне определенная тенденция развития магматических очагов. Так, при сопоставлении закономерностей развития магм с общетектонической обстановкой в определенные периоды, в частности, например, в альпийское время, устанавливается сопряженность этих явлений, а именно: в промежутках между двумя крупными тектоническими пароксизмами магмы испытывали гомодромную дифференциацию с периодическими извержениями все более и более кислого материала. Это выдерживается вне зависимости от того, к какой части региона были приурочены извержения.

Каждый новый этап складчатости или крупных разломных нарушений прерывал этот установившийся порядок и приводил, очевидно, к вскрытию новых очагов с еще недифференцированными магмами. Упомянутый признак и был положен в основу выделения нами отдельных вулканических фаз и определения более или менее четких их границ.

Переходя к общим особенностям химизма третичных изверженных пород Карпат, следует отметить, что в главной своей массе они принадлежат к магмам нормального известково-щелочного типа, что было выявлено при просмотре около 300 химических анализов неогеновых пород. В этом отношении химизм пород карпатского региона отражает особенности, свойственные магмам геосинклинальных областей вообще. Однако они иногда проявляют некоторые весьма существенные отклонения и свою специфику.

При нанесении составов наших третичных пород на диаграмму А. Н. Заварицкого видно, что все они располагаются значительно левее линии IV в поле ASB, разграничивающей нормальные известковые составы от щелочных. И если частично миоценовые породы ложатся между линиями II и III, то паннон-плиоценовые почти исключительно попадают левее линий II, а часть их отражает приближение к крайне известковому типу, что было еще отмечено В. С. Соболевым, В. П. Костюком и др. (1955). Исключение составляют лишь нефелиновые базальты Западных Карпат, которые в общем комплексе неогеновых пород занимают несколько обособленное положение.

Третичные магмы Карпатского региона (опять-таки исключая нефелиновые базальты) относятся к составам, насыщенным кремнеземом. Даже крайние члены основных известково-щелочных магм — базальты Закарпатья и Румынии, судя по имеющемуся химическому анализу, не отражают недосыщенности кремнеземом и характеристика Q по А. Н. Заварицкому в них почти всегда выше нуля.

В составе неогеновых вулканитов выявляется вся гамма пород от крайне основных до крайне кислых. Вместе с тем, преобладающими в

валовом составе являются породы андезитового состава. В отличие от андезитов других петрографических провинций, наши андезиты, за редкими исключениями, не содержат роговой обманки, а относятся к пироксеносодержащим разностям. Из пироксенов наиболее развит гиперстен. Еще в коллективной сводке (Соболев, Костюк и др., 1955) эта особенность была объяснена значительной ассимиляцией глиноземистого глинозема приводелом к вытеснению окиси кальция из фемических минералов, что, с одной стороны, увеличивало роль ромбического пироксена, а с другой — повышало основность плагиоклаза. По-видимому, с этой же ассимиляцией связано и относительное повышение роли кальция, а возможно, и повышенная железистость фемических минералов».

Роговая обманка лишь изредка появляется либо в породах более кислого состава (андезито-дацитах и дацитах), либо в андезитах субинтрузивной фации. В обоих случаях она кристаллизуется из расплавов, заметно обогащенных легкоплавким компонентом, в том числе и натрием. И действительно, для роговообманковых пород отмечается повышенная величина характеристики n . Даже и в этих случаях, наряду с роговой обманкой, существенное место принадлежит гиперстену. Более того, среди закарпатских вулканитов нередко встречаются достаточно кислые дациты, в которых из фемических минералов содержится только гиперстен.

Третичные магмы Карпат, как было упомянуто, насыщены кремнеземом и не содержат избытка извести, поэтому определяющим фактором, очевидно, в этом случае является не соотношение указанных компонентов, а то, что при низких концентрациях натрия роговая обманка становится неустойчивой и разлагается с образованием гиперстена и основного плагиоклаза.

По-видимому, указанными двумя особенностями — низкими потенциалами натрия и повышенной глиноземистостью объясняется заметно более высокая основность плагиоклаза порфирированных вкрапленников по сравнению с таковыми в третичных эффузивах иных петрографических провинций. Сказанное справедливо не только по отношению к породам, тяготеющим к основным составам, но также и к кислым. Здесь, несомненно, кроме причин, связанных с закалкой плагиоклаза при эксплозиях или при эффузивном излиянии, существенную роль играли особенности химизма карпатских магм. Некоторые петрохимические особенности магм региона, вероятно, связаны с несколько более высокой их железистостью, заметно изменяющей порядок кристаллизации. Только этим, по-видимому, объясняется появление железистого оливина (гортонолита) в достаточно кислых породах — андезито-дацитах, очень близких к дацитам, содержащих 63—65% кремнекислоты. Лишь для кислых пород дацитового и липаритового состава отмечается обильное развитие очень железистого биотита, соответствующего лепидомелану и оксилепидомелану.

В свое время нами было уделено особое внимание исследованию возможных причин возникновения вулканических пород с первично-магматическим гранатом, на который впервые у нас обратили внимание В. С. Соболев, С. М. Спитковская и др. (1955), а также их геологического положения (Костюк, 1958, 1961; Костюк и Сасин, 1958). Поэтому здесь мы ограничимся лишь упоминанием о том, что появление граната в виде вкрапленников в липарито-дацитах и андезитах, притом часто среди полустекловатого или стекловатого мезостаза (что с несомненностью свидетельствует о его магматическом происхождении), кроме своей уникальности и чисто минералогического интереса имеет глубокий петрохимический смысл. Пересчет 260 химических анализов карпатских неогеновых вулканитов по системе А. Н. Заварицкого (без уче-

та туфов и щелочных базальтов) показывает, что более половины из них содержат характеристику a' . При сравнении цифровых величин a' для карпатских вулканитов с обширными данными, сведенными А. Н. Заварицким (1944) по химизму третичных вулканических пород земного шара, видно, что к нашим породам (у которых величина a' иногда достигает 70—80) несколько приближаются лишь кислые лавы Йеллоустонского парка ($a'=45-65$) и эоценовые риолиты и пехштейны Розита-Хиллс ($a'=45-80$). Но уже никаких аналогий в этом отношении нельзя провести с остальными петрографическими провинциями земного шара.

Объяснение причины повышенной глиноземистости неогеновых магм едва ли справедливо искать, допустим, в недонасыщенности их известью или щелочами, за счет глинозем вместо алюмосиликатов мог быть связан в гранате. Во всех отношениях и, в частности, по количественному содержанию упомянутых компонентов, включая сумму щелочей, наши породы не отклоняются от обычных средних типов магм. К тому же гранатосодержащие породы, особенно липариты и дациты, кристаллизуются уже из достаточно кислых дифференциатов магмы, в которых, как правило, наблюдается обогащение, а не обеднение щелочами.

Наиболее вероятным нам представляется процесс, при котором происходила несколько большая ассимиляция глинозема отдельными магматическими очагами за счет вмещающих пород, нежели это наблюдается в обычных случаях; причем это должно было происходить еще в период статического состояния магмы и, как полагают В. С. Соболев, С. М. Спитковская и др. (1955), при существенно повышенном давлении. Известно, что ассимиляция глиноземистых осадков теми же карпатскими магмами в момент извержения обычно сопровождается лишь образованием ксенолитов безгранатовых роговиков, но обильно насыщенных такими минералами, как кордиерит, андалузит, шпинель.

Последнее обстоятельство, а именно повышенная глиноземистость карпатских неогеновых магм, позволяет выделить их в петрохимическом смысле на фоне других петрографических провинций и подчеркнуть некоторую индивидуальность магматизма рассматриваемого региона.

Кратко отметим еще одну особенность карпатского неогенового вулканизма.

От прибалатонского массива Бакони в Венгрии, через район Шалготарьяна и далее, переходя в Солвацкое Средогорье (Кремницко-Штиавницкий массив), протягивается полоса выходов нефелиновых базальтов и их пирокластов. Извержения щелочных магм в плиоцене, вероятно всего в самых его верхах, в Западных Карпатах территориально приурочены к собственно складчатому сооружению. Однако наиболее массивированные одновременные их излияния прослеживаются вдоль северной и северо-западной окраины Чешского массива в виде островной цепи вулканитов вплоть до Дуповских гор, таким образом, уже в платформенной зоне. Вместе с тем несомненно, что вся эта весьма длинная ветвь щелочных базальтов составляет единое целое и отражает одновременный эпизод магматической деятельности и один и тот же этап развития магматических очагов.

Возрастными аналогами нефелиновых базальтов в Восточных Карпатах являются извержения нормальных известково-щелочных базальтов самой молодой (бужорской) фазы. Однако, если их извержения здесь отражают естественный процесс развития магматических очагов и в какой-то мере повторяют картину, наблюдаемую в течение всей предыдущей истории развития третичного вулканизма, то в Западных Карпатах выявляется существенно иное положение. Главный этап третичного вулканизма в этой части региона закончился в тортонское (а

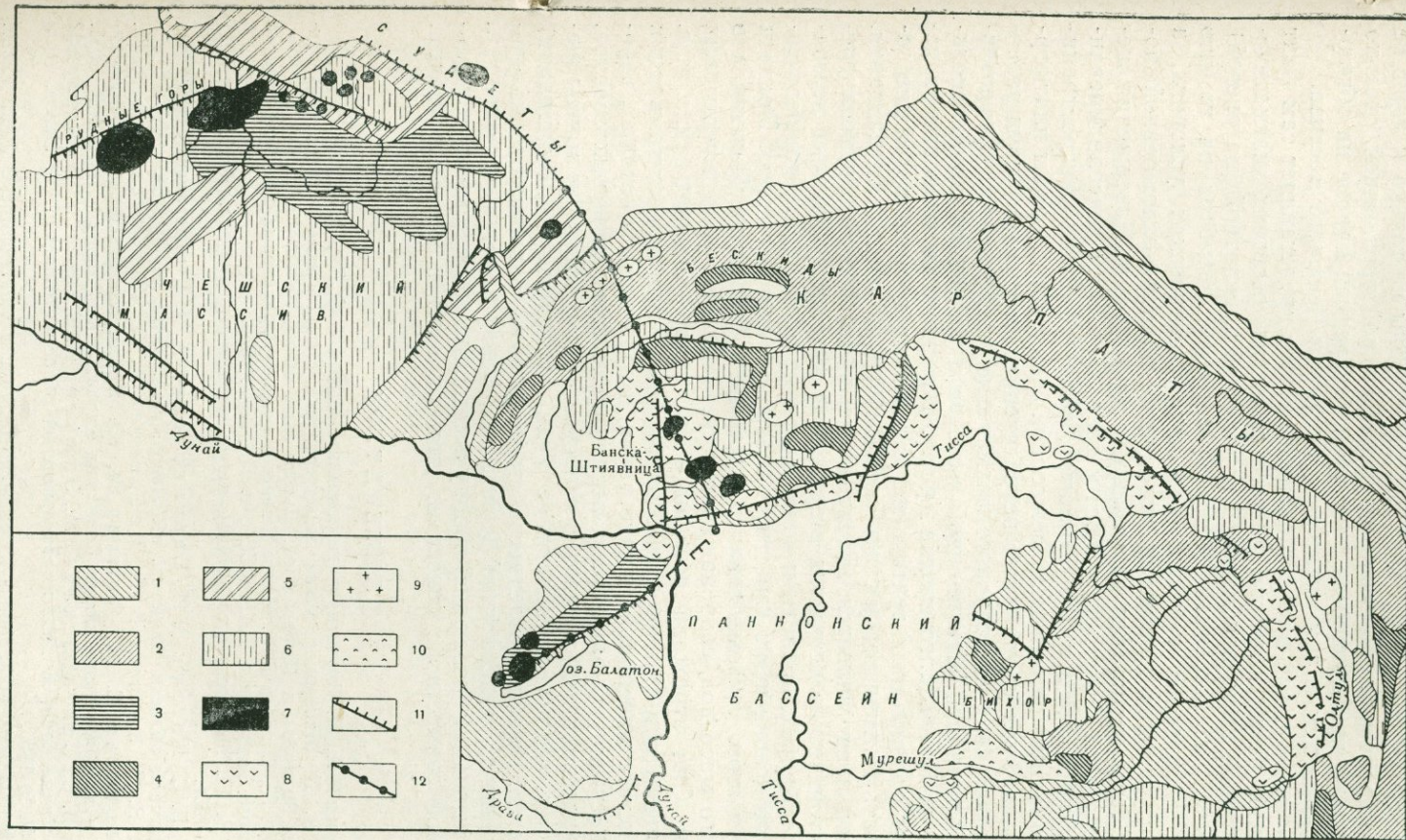


Схема распространения вулканогенных образований Карпат (по Б. Ф. Добрынину, 1948 с интерпретацией В. П. Костюка)

1-миоценовые предгорные прогибы, 2-флишевые Карпаты, 3-слабо складчатый мезозой платформенных областей, 4-мезозой сильно складчатый, 5-герцинские массивы (сланцевые), 6-кристаллические массивы платформенных зон (включая выступы Паннонского массива) и кристаллические ядра складчатой системы, 7-щелочные базальты (верхний плиоцен), 8-неогеновые вулканические породы, 9-банатиты, дитроиты, гемеридные граниты, 10-мезозойские офиолиты, 11-тектонические разломы, 12-предполагаемые разломы, фиксируемые извержениями нефелиновых базальтов в Западных Карпатах и Чешском массиве.

кое-где, частично, в нижнесарматское) время. Затем следовал длительный перерыв эруптивной деятельности до самых верхов плиоцена. И только в это время в Западных Карпатах вулканическая деятельность возобновляется вновь, но уже в качественно иной форме. Щелочные базальты, по-видимому, генетически связаны не только и даже не столько с карпатской орогенной петрографической провинцией, сколько с магматизмом, проявившимся в это время в Средней Европе на обширнейшей территории, в том числе и по окраинам Чешского массива.

Таким образом, для нас наибольший интерес представляет сам факт переплетения путей петрохимического развития соседних магматических провинций: щелочноземельной карпатской и щелочной (натриевой) атлантической, свойственной Чешскому массиву, несмотря на то, что первая развивалась в геосинклинальных тектонических условиях, а вторая — в условиях герцинской складчатой области, осложненной впоследствии германотипными разломными структурами. Извержения щелочных базальтов были приурочены к краевым частям консолидированных платформенных зон, а в Карпатах, кроме того, они распространялись на западную оконечность межгорной Паннонской глыбы платформенного типа. Узел упомянутого переплетения (скрещения) двух разнородных ветвей верхнеэоценового магматизма наиболее наглядно выявляется в Кремницко-Штиявницком массиве и расположенном несколько южнее районе Шалготарьяна (рис.). Выяснение причин такого переплетения разнородных тектоно-магматических процессов должно заинтересовать тектонистов и стать специальным объектом исследования.

Как нам представляется, значительные по своей силе верхнеплиоценовые тектонические движения в орогенной области, особенно в восточном крыле Карпат, привели к новой вспышке вулканизма, давшего хотя и весьма основные, но известково-щелочные составы пород. Прямым резонансом этого события явились разломы по окраинам Паннонского и Чешского массивов, сопровождавшиеся излиянием уже нефелиновых базальтов. Они отражали составы магм платформенного типа, т. е. магм, лишенных признаков какой-либо ассимиляции или контаминации глиноземистого материала, однако таких, в образовании которых, вероятно, существенную роль играла ассимиляция известковистых осадков. С этим, надо полагать, и связано относительное обогащение магмы щелочами при недонасыщенности ее (или последующей десиликации) кремнеземом. Именно последнее обстоятельство — большие отрицательные значения характеристики Q по А. Н. Заварицкому — и привело к возникновению определяющей породы ассоциации нефелин + магнезиальный оливин совместно с основным плагиоклазом и клинопироксеном.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1944.
Костюк В. П. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканиках Закарпатья. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 12, 1958.
Костюк В. П., Сасин Г. Г. Новые данные о возрасте гранатовых липарито-дацитов Советского Закарпатья. ДАН СССР, т. 118, № 2, 1958.
Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Київ, Вид. АН УССР, 1961.
Соболев В. С., Костюк В. П., Верниковский А. Я. К минералогии базальтов Закарпатской области. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 8, 1954.
Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 9, 1955.
Kuthan M. Undačný vulkanizmus karpatského orogenu a vulkanologické studia v sev. časti Prešovských hor. Bratislava, Prace Statn. geolog. Ústavu. Zoš. 17, 1948.
Szadeczky J. Tuffstudien in Siebenbürgen. III. Die Tuffe des Gebietes zwischen Kolozsvár, Kolozs und Visa. Mitteilung aus der Miner.—Geol. Samml. des Siebenbürgen, Nationalmuseum, Bd. IV, N 1, 1917.

Е. Ф. МАЛЕЕВ

Лаборатория вулканологии СО АН СССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕОГЕНОВОГО И ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА ЗАКАРПАТЬЯ

Вулканогенные образования неогенового возраста Закарпатья, как вообще подавляющая масса вулканитов орогенных областей, соответствующих последней стадии развития геосинклинали, представлены нормальными известково-щелочными породами. Они обычно относятся к типам Пеле и Лассен-Пик. Многофазовое развитие неогенового вулканизма Восточных Карпат протекало гомодромно, за исключением вулканизма платформенного типа, наиболее молодого, относящегося к концу плиоцена и началу четвертичного периода. Изменения петрохимических особенностей неогенового вулканизма удалось установить только после многолетних детальных геологических исследований, позволивших разобраться в истории вулканизма и последовательной смене фаз вулканизма.

СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА

Вулканогенные образования альпийского орогенического цикла на территории Закарпатья пользуются большим распространением. Они входят в состав флишевых отложений верхнемелового и палеогенового возраста, слагая отдельные горизонты и потоки лав небольшой мощности. Среди миоценовых отложений Солотвинской и в пределах Чоп-Мукачевской впадин (нижний сармат) вулканогенные образования, залегающие среди осадочных отложений, слагают горизонты мощностью от нескольких до нескольких сот метров. Вулканогенные породы плиоценового возраста входят в состав пресноводно-озерных отложений и слагают Выгорлат-Гутинскую гряду абсолютной высотой около 1000 м, протягивающуюся в северо-западном направлении от границ Чехословакии до Румынии на 100 км при ширине 15—30 км.

Формирование альпийских вулканогенных образований происходило в три цикла: геосинклиальный, охватывающий период от верхнего мела до конца палеогена; полуплатформенный (орогенный) — на протяжении почти всего неогена; и платформенный, занимающий небольшой отрезок времени от верхнего плиоцена до нижнечетвертичного периода (рис. 1).

Вулканизм геосинклиального цикла нами не рассматривается, так как вулканиты этого цикла в значительной степени изменены.

В конце палеогена область складчатых Карпат начала воздыматься и одновременно в прилегающих частях началось образование прогибов: краевого Предкарпатского и внутреннего Закарпатского. Образование прогибов сопровождалось заложением глубоких разломов, по которым

магма поднималась к поверхности. В пределах Закарпатского внутреннего прогиба намечается четыре глубоких разлома, имеющих общекарпатское северо-западное направление и заложенных в разное время. С каждым глубоким разломом связана фаза вулканизма, имеющая годромное развитие, т. е. начальные вулканические продукты основного состава постепенно сменяются продуктами более кислого состава, вплоть до липаритов.

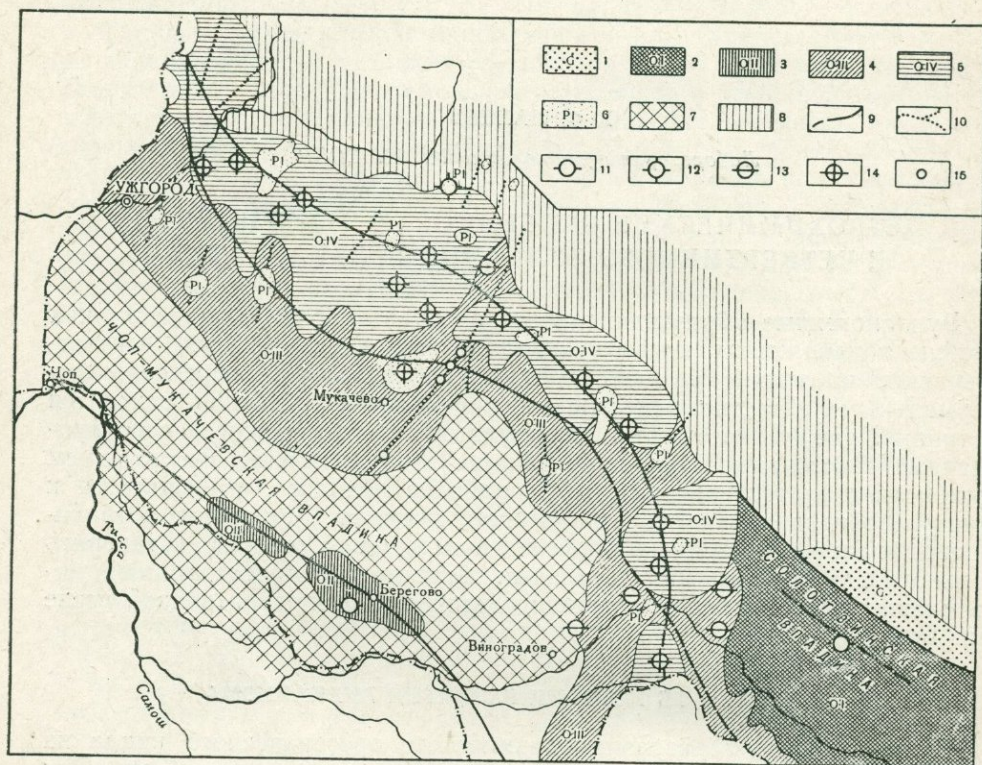


Рис. 1. Схема распространения вулканогенных образований Закарпатья.

Области распространения вулканогенных образований: 1 — геосинклинального типа, 2 — орогенного I фазы, 3 — орогенного II фазы, 4 — орогенного III фазы, 5 — орогенного IV фазы, 6 — платформенного типа, 7 — четвертичные отложения, 8 — область складчатых Карпат, 9 — глубинные разломы, 10 — молодые разломы, 11 — вулканы I фазы, 12 — вулканы II фазы, 13 — вулканы III фазы, 14 — вулканы IV фазы, 15 — шлаковые конусы

Глубокий разлом, с которым связаны вулканогенные образования первой фазы, точно не установлен, но, вероятно, он находится в области разломов на сочленении флиша и миоцена, имеющих северо-западное направление. На протяжении предполагаемого направления глубокого разлома расположена группа основных экстрюзий и куполов. Возраст этих куполов не установлен. Они сложены роговообманковыми андезитами, резко отличающимися от более молодых вулканогенных образований, и, вероятно, относятся к первой фазе вулканизма орогенного цикла. В пределах Солотвинской впадины туфы и лавы основного состава пока не встречены. Возможно, это объясняется слабой изученностью нижних свит миоцена.

Вулканогенные образования I фазы вулканизма развиты главным образом в юго-восточной и центральной частях Закарпатского прогиба, где они входят в состав солонатово-водных миоценовых отложений бурдигал-тортонского возраста. По данным опорных скважин, пройден-

ных до отложений палеогена, вулканогенные образования представлены липарито-дацитовыми и дацитовыми туфами, залегающими в виде горизонтов мощностью от 30 до 200 м и более. Они сложены обломками стекла и минералов, преимущественно мелкими и средними — от 2 см и менее. Преобладают туфы, состоящие из обломков 1—2 мм. Суммарная мощность туфов около 1000 м.

II фаза вулканизма обусловлена заложением в верхнем тортоне Чоп-Береговского глубокого разлома (продолжающегося в Румынию к Бая-Маре), отделяющего Закарпатский внутренний прогиб от Венгерского срединного массива. Он состоит из субпараллельных разломов северо-западного направления, по которым поднималась магма основного состава, и оперяющих разломов субмеридионального и северо-восточного направлений, с которыми связаны лавы кислого состава. В результате вулканической деятельности накопилось относительно небольшое количество лав и грубообломочного материала основного состава и сформировались мощные горизонты туфов и куполы липаритов. Окончание вулканической деятельности второй фазы определяется довольно точно по нижнесарматской фауне в туфах верхнего горизонта и залеганию туфов среди фаунистически охарактеризованных нижнесарматских аргиллитов. Суммарная мощность вулканогенных образований II фазы около 800 м.

На границе верхнего паннона и нижнего левантина происходит заложение Ужгород-Мукачевского глубокого разлома северо-западного простирания, который с перерывами прослеживается также в районе г. Виноградово, где он приобретает субмеридиональное направление. С этим глубоким разломом связано накопление вулканогенных образований III фазы, одновозрастных угленосной ильницкой свите. Вулканическая деятельность третьей фазы началась с излияния потоков андезито-базальта мощностью до 70 м и накоплением большого количества разнообразных вулканокластических пород. Андезиты присутствуют в небольшом количестве. Завершается третья фаза экструзиями многочисленных куполов андезито-дацита, дацита и липарито-дацита. Общая мощность вулканогенных образований третьей фазы около 700 м.

В начале верхнего левантина на сочленении флиша и моласс происходит заложение нового, Выгорлат-Гутинского глубокого разлома также северо-западного простирания, но на отдельных участках он приобретает меридиональное направление. С заложением Выгорлат-Гутинского глубокого разлома начинается новая, четвертая фаза вулканизма. Вулканогенные образования этой фазы залегают с резким угловым несогласием на вулканогенных образованиях третьей фазы, входящей в состав ильницкой свиты, что хорошо прослеживается на протяжении всей Выгорлат-Гутинской гряды. Начало вулканической деятельности четвертой фазы характеризуется излиянием основных лав и накоплением мощных горизонтов туфов, затем сменяется образованием мощных покровов андезита; в последнюю стадию возникают небольшие экструзии липарита и липарито-дацита, сопровождающиеся выбросами туфов. Вулканогенные образования четвертой фазы, также как и двух предыдущих, показали связь с разломами: с глубинными разломами общеполесского северо-западного направления связаны основные лавы, а с оперяющими разломами субмеридионального направления — кислые лавы. Однако там, где глубокий разлом приобретает меридиональное направление (хребет Великий Шоллес), основные лавы изливаются по меридиональным разломам, а кислые — по широтным.

Для вулканогенных образований характерно наличие крупных стратовулканов, останки которых теперь доступны для изучения, и резкое преобладание вулканокластических пород над лавами. Вулканогенные образования первой фазы из-за плохой обнаженности изучены слабо,

здесь устанавливаются подводные вулканы, материал которых распределен на значительных площадях в виде мощных горизонтов туфов и туффицитов по периферии.

В конце левантина складчатые процессы полностью прекращаются и геосинклинальная область Карпат превращается в область завершённой складчатости, которая начинает раскалываться на блоки преимущественно поперечными разломами. Этот режим в значительной мере приближается к платформенному. По новым разломам поднимается основная недифференцированная лава базальтового и андезито-базальтового состава и вулканизм приобретает платформенный тип, характеризующийся экструзиями, изливанием потоков лав, образованием небольших шлаковых конусов вулканов и, в заключительный этап, экструзиями андезито-базальта с повышенным количеством калия. Стратовулканы не формируются, и кислые вулканогенные образования, которые вообще не свойственны вулканизму платформенного типа, отсутствуют.

Проведенные ориентировочные подсчеты количества различных вулканических продуктов по фазам орогенного вулканизма показали, что относительное и абсолютное количество липаритов и дацитов в более поздних фазах снижается. Количество андезитов и более основных пород с развитием вулканизма возрастает. Общее количество вулканокластических пород составляет около 75% от общей массы вулканогенных образований. Следовательно, эксплозивный индекс для всего полу-платформенного цикла равен 75¹, причем с каждой новой фазой он уменьшается. Для вулканизма платформенного типа эксплозивный индекс резко сокращается и ориентировочно равен 5—10.

Ввиду того, что В. П. Костюк и Л. Г. Данилович в своих работах по петрохимии Восточных Карпат придерживаются иного расчленения вулканогенных пород на фазы, нами дается сопоставление всех схем (табл. 1).

Принятое нами расчленение вулканогенных образований на фазы отличается от расчленения, предложенного В. П. Костюком (1959, 1961), во-первых, тем, что мы отделяем спилиты и офиолиты, залегающие среди отложений флиша, от вулканогенных образований, залегающих среди моласа, выполняющих Закарпатский внутренний прогиб, поскольку они формировались при различных тектонических режимах, породивших различные типы вулканизма: геосинклинальный и орогенный. Во-вторых, нами было установлено, что вулканогенные образования, слагающие Выгорлат-Гутинскую гряду, формировались в две фазы вулканизма, из которых каждая развивалась гомодромно. Вулканогенные образования этих фаз отделены резким угловым несогласием и ни в коем случае не могут быть объединены в одну фазу. В-третьих, самые молодые потоки базальта и андезито-базальта, выделенные В. С. Соболевым, В. П. Костюком и др. (1955) в бужорскую свиту, отнесены В. П. Костюком к четвертой фазе вулканизма. Впоследствии нами было установлено, что наряду с потоками базальта существуют молодые шлаковые конусы, экструзии и трубки взрыва андезито-базальтового состава, формирование которых закончилось в четвертичном периоде (Малеев, 1960, 1962). Эти образования формировались при новом тектоническом режиме — в период завершённой складчатости, когда область Восточных Карпат начала раскалываться на глыбы.

Четвертая и третья фазы Л. Г. Данилович соответствуют нашим четвертой и третьей фазам как по составу, так и по стратиграфическому положению; Л. Г. Данилович основные эффузивы четвертой фазы орогенного вулканизма приняла за бужорскую свиту (т. е. за самые моло-

¹ Необходимо учесть, что пеплы орогенного вулканизма были отложены также в значительном удалении от Закарпатья и фактически эксплозивный индекс гораздо больше.

Сопоставление схем расчленения вулканогенных образований Восточных Карпат

По Е. Ф. Малееву			По В. П. Костюку (1959, 1961)	По Л. Г. Данилович (1961)	
Тектонический режим тип вулканизма	Состав	Возраст			
Платформенный (завершенной складчатости)	Базальты, андезито-базальты (бужорская свита)	Четвертичный, верхний плиоцен	IV		
Полуплатформенный или орогенный (последняя стадия геосинклинального режима)	IV фаза	Липариты, липарито-дациты, дациты, андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты и их туфы (гутинская свита)	Верхний левантин	IV	
	III фаза	Липарито-дациты, дациты, андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты, базальты и их туфы, малые интрузии: диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры и другие (ильницкая свита)	Нижний левантин	III	
	II фаза	Липариты, дациты, андезиты, андезито-базальты, и их туфы	Нижний сармат — верхний тортон	II	
	I фаза	Туфы липарито-дацита, дацита, роговообманковые андезиты (?)	тортон—бурдигал	I	
Геосинклинальный	Липаритовые туфы (в конце цикла), офиолиты, спилиты и их туфы	Олигоцен—верхний мел			

дые основные эффузивы) и сделала неправильный вывод, что бужорская свита заканчивается липаритами. Фактически основные эффузивы бужорской свиты моложе самых молодых липаритов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Вопросам петрохимии неогеновых вулканогенных образований Советских Карпат в той или иной степени уделяли внимание многие исследователи: В. С. Соболев и др. (1947, 1955, 1958), Л. Г. Ткачук и др. (1949), В. В. Золотухин (1960), В. П. Костюк (1961), Л. Г. Данилович (1961) и др. В результате проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы.

Описываемые вулканогенные образования относятся к нормальному известково-щелочному ряду. Основная масса фигуративных точек располагается в области двух первых типов на диаграммах А. Н. Заварицкого — Пеле и Лассен-Пик. Дифференциация лав имеет гомодромный характер. Для неогеновых вулканогенных пород также характерна насыщенность кремнеземом и относительно высокая насыщенность глиноземом, вследствие чего в кислых породах иногда отмечается магматический гранат. Наряду с этим наблюдается пониженное количество щелочей. И, наконец, в последнее время В. П. Костюк (1961) отметил, что фигуративные точки паннон-плиоценовых вулканогенных образований

на правой стороне диаграммы А. Н. Заварицкого ложатся правее миоценовых вулканитов.

Нами поставлена задача проследить изменение химизма магмы в пределах развития четырех фаз орогенного вулканизма и вулканизма платформенного типа, а также показать положение малых интрузий. Для этого мы использовали анализы из работ перечисленных выше авторов и около 70 анализов из наших коллекций, произведенных в ла-

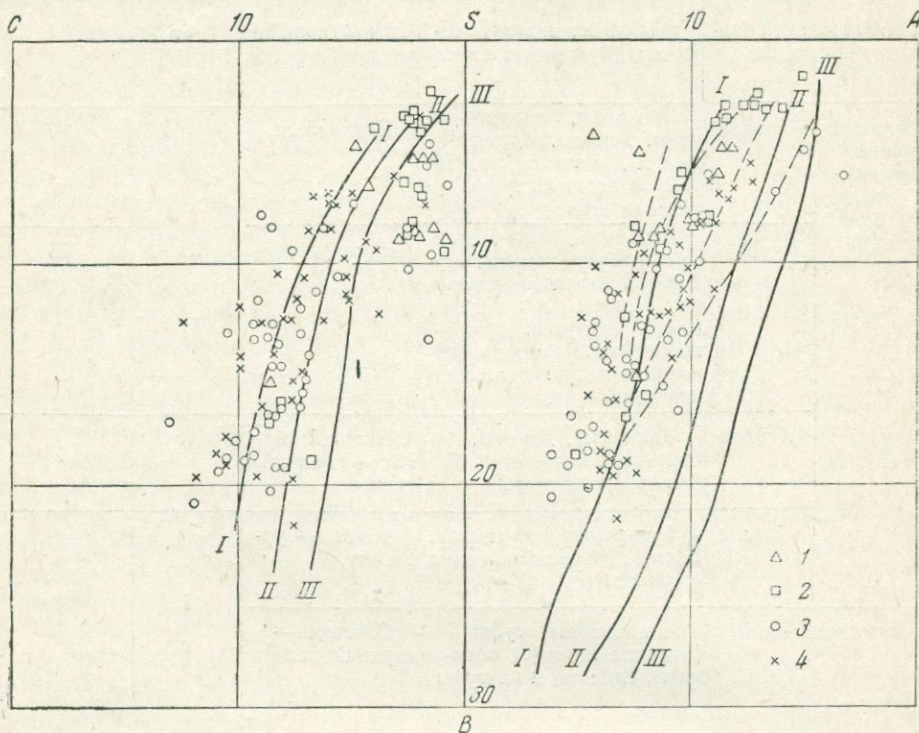


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма вулканизма орогенного типа
1 — I фаза, 2 — II фаза, 3 — III фаза, 4 — IV фаза

бораториях треста Киевгеология и аналитиками Лаборатории вулканологии; всего около 250 химанализов. Часть анализов из общего количества пришлось исключить, так как некоторые породы подвергались вторичным изменениям (каолинизации, алунизации, окремнению и пр.).

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 2) показаны основные числовые характеристики вулканогенных образований четырех фаз орогенного цикла. На правой части диаграммы хорошо видно, что основная масса фигуративных точек ложится возле вариационной кривой Пеле, несколько отклоняясь влево в области основных пород. В левой части диаграммы, наоборот, в нижней части точки ложатся главным образом возле кривой Пеле, в средней они группируются возле кривой лав Мартиники, а в верхней части многие точки ложатся правее кривой лав Йеллоустонского парка. Таким образом, средняя линия химических составов лав орогенного цикла в верхней части диаграммы пересекает второй и третий типы горных пород А. Н. Заварицкого и в нижней — совпадает с первым типом.

Фигуративные точки каждой фазы вулканизма, несмотря на некоторую разбросанность, группируются более или менее закономерно, что

особенно хорошо видно на плоскости *ASB* диаграммы. Фигуративные точки вулканогенных пород первой фазы вулканизма ложатся значительно левее пород Пеле, что говорит об обедненности их щелочами. Фигуративные точки вулканогенных образований второй фазы также ложатся левее кривой Пеле, но вследствие их большей щелочности кривая второй фазы проходит между кривой Пеле и кривой пород первой фазы. Вулканические породы третьей фазы вулканизма еще более щелочные, что хорошо видно по их кривой, лежащей в верхней части между кривыми Пеле и Лассен-Пик; внизу она приближается к кривой Пеле. Таким образом, щелочность вулканогенных образований третьей фазы вулканизма возрастает от основных пород к кислым более интенсивно, чем породы типа Пеле. Фигуративные точки четвертой фазы вулканизма значительно разбросаны, что особенно хорошо заметно для основных и средних пород. Это объясняется различным изменением химизма в различных вулканических очагах, отстоящих один от другого на несколько десятков и даже до 100 км. Однако подавляющее большинство фигуративных точек ложится еще правее точек предыдущих фаз вследствие увеличения щелочности горных пород. Вместе с тем, породы основного состава весьма бедны щелочами, вследствие чего средняя линия четвертой фазы вулканизма пересекает линии трех типов пород. Таким образом, несмотря на разброс фигуративных точек отдельных фаз, наблюдается вполне четкая закономерность, выраженная в том, что с каждой новой фазой вулканизма породы приобретают более щелочной характер, причем увеличение щелочей наиболее резко возрастает в кислых породах, представляющих собой конечные продукты дифференциации базальтовой магмы.

На левой плоскости вариационной диаграммы А. Н. Заварицкого (см. рис. 2) видно, что породы первой и второй фаз так же, как кислые породы четвертой фазы, бедны кальцием. В средних и основных породах содержание кальция возрастает сильнее, чем в выделенных А. Н. Заварицким трех известково-щелочных типах, поэтому вариационная кривая пород периода орогенного вулканизма Закарпатья пересекает кривые Лассен-Пик и Йеллоустонского парка в верхней части диаграммы и соединяется с кривой Пеле в своей нижней части. В средней и нижней частях диаграммы большинство фигуративных точек четвертой фазы вулканизма (кружки) располагается левее точек третьей фазы вулканизма, что указывает на обогащенность их кальцием. Таким образом, по мере увеличения кремнезема в продуктах вулканизма происходит более резкое уменьшение кальция, чем в петрохимических типах горных пород, установленных А. Н. Заварицким (1944).

На следующих диаграммах нанесены числовые характеристики с векторами по фазам вулканизма, причем малые интрузии, соответствующие третьей фазе, выделены на отдельной диаграмме (рис. 3, 4, 5, 6 и 7). Рассматривая левые части диаграмм, можно заметить, что от первой к четвертой фазе векторы становятся положе, что указывает на возрастание роли калия и в щелочах. Таким образом, в направлении от первой к четвертой фазе наблюдается увеличение калия по сравнению с натрием, а с увеличением кислотности пород наблюдается увеличение щелочей, причем главным образом за счет повышения калия. В интрузивных породах щелочи ведут себя так же, как в вулканогенных породах третьей фазы.

На вариационных диаграммах А. Н. Заварицкого (см. рис. 3—7) можно проследить изменение дополнительных характеристик по величинам и направлениям векторов. Количество магния от первой к четвертой фазе возрастает. Эта тенденция особенно хорошо заметна по удлинению векторов, начиная со второй фазы. Необходимо отметить, что несколько труднее сравнивать особенности пород основного состава

второй и первой фаз из-за малого количества анализов. Однако даже при сравнении векторов только кислых пород разных фаз можно заметить увеличение магния относительно железа от первой фазы к четвер-

той. Следует заметить, что в пирокластических и эффузивных породах, вследствие интенсивности окислительных процессов, FeO во многих случаях частично переходит в Fe₂O₃, что может дать на диаграммах несколько искаженную картину.

С целью показать изменения количества железа и магния нами составлена табл. 2, в которой даны молекулярные количества железа и магния. Из нее видно, что относительные количества FeO и Fe₂O₃ дают большие колебания, чем сумма окислов железа, которая в общем мало изменяется¹.

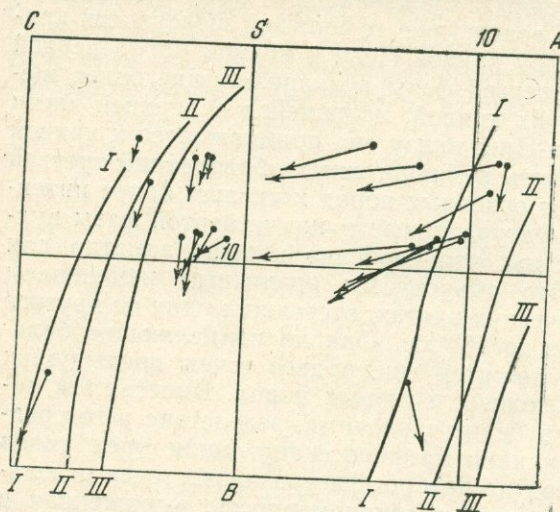


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма I фазы орогенного вулканизма

Следует обратить внимание на особенности изменения химизма платформенного типа. Ранние продукты вулканизма этого типа показывают небольшое снижение общего количества железа и резкое снижение магния, последние экструзии андезито-базальта дают резкое скачкообразное повышение количества железа и значительное повышение магния.

Для подавляющего большинства кислых пород всех четырех фаз вулканизма характерны пологие длинные векторы, направленные влево, что указывает на большой избыток глинозема (иногда более 80). Иногда избыток глинозема отмечается также у пород среднего и основного состава. Особенно большой избыток гли-

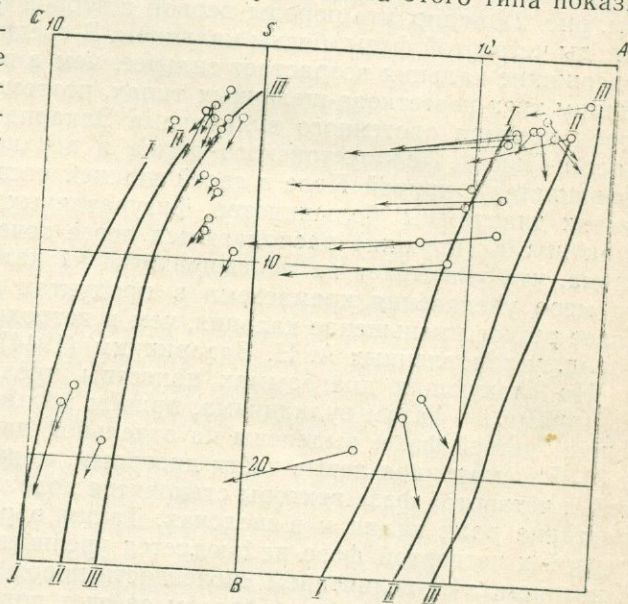


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма II фазы орогенного вулканизма

нозема отмечается у гранатсодержащих пород. Наличие избытка глинозема и магматического граната обычно объясняется ассимиляцией гли-

¹ Нами учтены анализы только основных пород, содержащих SiO₂ более 60%, с тем, чтобы можно было сравнить их с породами, характерными для вулканизма платформенного типа, где кислые дериваты отсутствуют.

нистых пород (Соболев и др., 1955; Костюк, 1958). Однако мы отмечаем (Малеев, 1962), что гранат распространен не только в эффузивах Восточных Карпат, но отмечен в андезито-базальтовых пеплах Ключевского вулкана, в риолитах Колорадо и Невады, в основных эффузивах Китая и Японии и других пунктах, что позволяет высказать предположение о

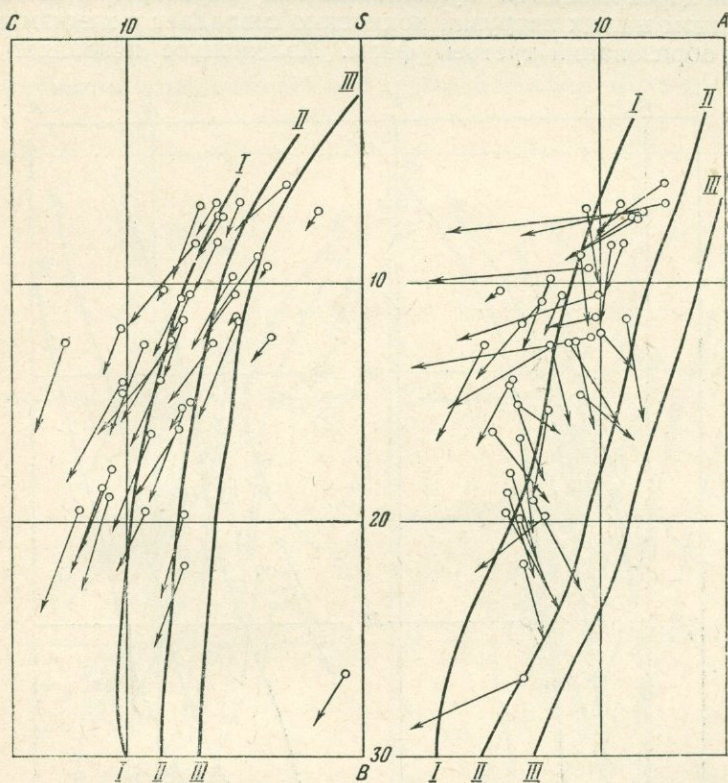


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма III фазы орогенного вулканизма

возможности образования граната не только в результате ассимиляции глинистых пород, но и в силу первичной насыщенности магмы глиноземом. Образование магматического граната связывают с большими давлениями. Это возможно лишь на больших глубинах, где кристаллизуются интрателлурические вкрапленники и, следовательно, трудно предполагать там существование глинистых пород.

Таблица 2

Молекулярные количества железа и магния в породах, содержащих SiO_2 менее 60 %

Оксиды	Вулканизм орогенного типа					Вулканизм платформенного типа		
	I фаза	II фаза	III фаза	малые интрузии	IV фаза	ранние породы	поздние породы	среднее
Fe_2O_3	23	14,5	39,6	16,4	21,0	31,0	18,6	22,8
FeO	75	75,0	45,9	70,2	63,0	47,2	76,1	69,6
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	98	89,5	85,5	86,6	84,8	79,2	94,7	91,8
MgO	72	99,5	73,5	92,4	99,6	45,4	78,5	68,8

Малые интрузии располагаются в области глубокого разлома, с которым связаны вулканогенные образования третьей фазы, приурочиваясь к северо-западной и юго-восточной частям Выгорлат-Гутинской гряды. Взаимоотношения их с остальными породами также позволяют отнести их к третьей фазе, поскольку они прорывают осадочные отложения паннона и перекрываются вулканогенными образованиями четвертой фазы. Химизм малых интрузий полностью совпадает с химизмом вулканогенных образований третьей фазы. Изложенное позволяет сделать

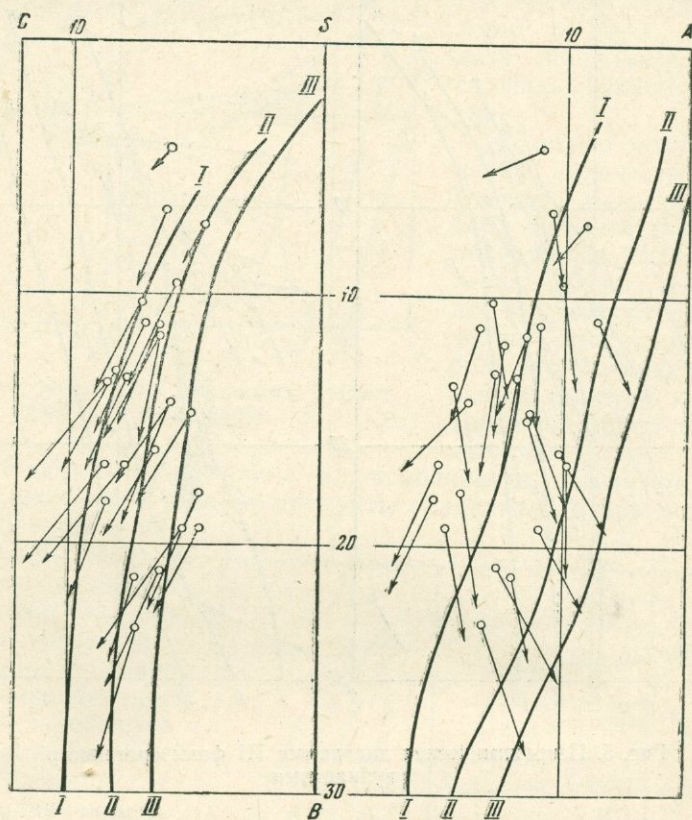


Рис. 6. Петрохимическая диаграмма малых интрузий

вывод, что малые интрузии представляют собой гипабиссальные аналоги вулканогенных образований третьей фазы.

Таким образом, нет никаких оснований считать малые интрузии обособленной специфической группой, как это полагали Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская (1958) и относить их к более древним образованиям, чем вулканогенные, слагающие Выгорлат-Гутинскую гряду. Названные авторы пришли к такому ошибочному выводу, основываясь на наличии ксенолитов пород малых интрузий в эффузивных породах. В то время у них не было данных о формировании вулканогенных пород Выгорлат-Гутинской гряды в две фазы вулканизма, эффузивы же с ксенолитами пород малых интрузий, упоминаемые ими, относятся к четвертой фазе вулканизма и даже к вулканизму платформенного типа (трубка взрыва).

Породы, характерные для вулканизма платформенного типа, значительно отличаются своим составом от пород, связанных с орогенным вулканизмом, отсутствием разновидностей кислого состава.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 8) хорошо видны два роя векторов: менее щелочной и более щелочной. Рой векторов, отличающихся заниженной щелочностью, характеризует более ранние продукты вулканизма платформенного типа, проявляющегося в виде экструзий, шлаковых конусов, небольших лавовых потоков. Векторы этого роя на плоскости *ASB* диаграммы весьма пологие и направлены влево, что свидетельствует о пересыщенности пород глиноземом. Более щелочной рой векторов относится к последним экструзиям андезито-базальта, обладающим столбчатой отдельностью, и к трубкам взрыва. Векторы этого роя

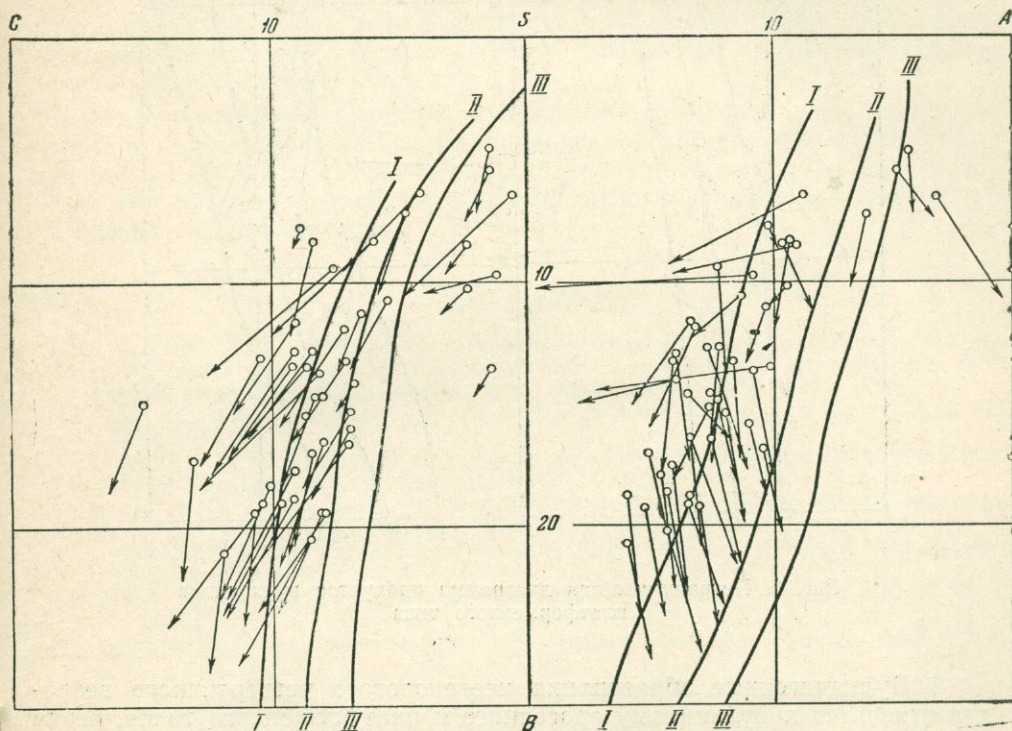


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма IV фазы орогенного вулканизма

повернуты вправо, что указывает на избыток извести. Описываемые породы являются наиболее щелочными из всех рассмотренных основных пород Закарпатья, причем щелочность их возрастает по мере увеличения кремнезема за счет калия даже при снижении натрия. Многие анализы показали содержание K_2O до 2—3%.

Как уже было сказано выше, во время проявления всех четырех фаз орогенного вулканизма наблюдалось неуклонное возрастание щелочей главным образом калия. С наступлением вулканизма платформенного цикла произошел резкий спад щелочности пород, но в заключительную стадию количество щелочей снова резко увеличилось и превысило щелочность предыдущих продуктов вулканической деятельности. В настоящее время опубликовано еще недостаточно материалов, чтобы можно было считать это явление общей закономерностью для вулканизма платформенного типа. Вместе с тем, заключительная стадия платформенного вулканизма Сихотэ-Алиня также характеризуется экструзиями щелочных пород. Как уже было сказано, суммарное количество железа также резко (скачкообразно) возрастает в заключительных экструзиях андезито-базальта.

Исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы.

1. Вулканогенные образования альпийского орогенического цикла на территории Закарпатья пользуются большим распространением. Формирование их происходило в три цикла: геосинклинальный, охватывающий период от верхнего мела до конца палеогена; орогенный, развивающийся на протяжении почти всего неогена, и платформенный, охватывающий небольшой отрезок времени от верхнего плиоцена до нижне-четвертичного периода.

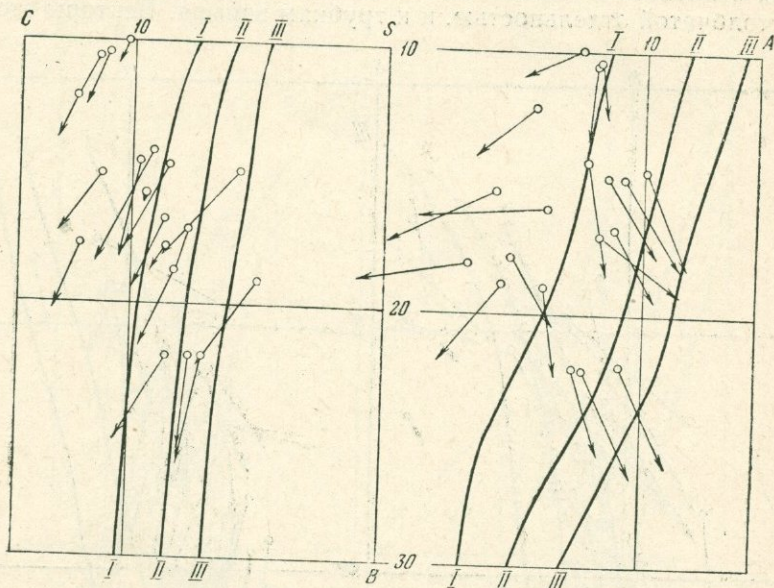


Рис. 8. Петрохимическая диаграмма продуктов вулканизма платформенного типа

2. Вулканогенные образования неогенового и четвертичного возраста относятся к вулканизму орогенного и платформенного типов, резко отличающихся химизмом. Горные породы, характерные для вулканизма орогенного типа, формировались в четыре фазы, причем каждая из них развивалась гомодромно. Горные породы, свойственные вулканизму платформенного типа, представлены разновидностями только основного состава.

3. Вулканогенные образования неоген-четвертичного возраста представлены нормальными известково-щелочными породами, относящимися в общей своей массе к типу Пеле и Лассен-Пик и сильно насыщенными кремнеземом.

4. Сравнение химизма горных пород четырех фаз вулканизма орогенного типа показало, что в течение времени (от первой к четвертой фазе) увеличивается щелочность пород.

5. Наряду с общим увеличением щелочей, наиболее резкое возрастание их наблюдается в кислых породах. Увеличение общей щелочности происходит в основном за счет увеличения калия.

6. В кислых и средних породах наблюдается избыток глинозема; минералогически это выражается появлением магматического граната, близкого к алмандину.

7. Обогащенность пород железом проявляется в развитии резко железистых пироксенов и оливинов (гортонолит).

8. Химизм малых интрузий совпадает с химизмом вулканогенных образований третьей фазы; это позволяет относить их к одной и той же фазе и полностью соответствует их стратиграфическому положению.

9. Горные породы, характеризующие вулканизм платформенного типа, разделяются на две группы: более ранние, резко недосыщенные щелочами и с избытком свободного глинозема, и последние экструзии андезито-базальта с повышенной щелочностью и избытком извести. Причем, в отличие от вулканогенных образований орогенного типа, возрастание щелочей идет при снижении натрия только за счет калия.

10. При общей тенденции возрастания щелочей во времени первые продукты вулканизма платформенного типа имеют резко заниженное содержание щелочей. В последующих продуктах проявляется резкое скачкообразное возрастание их.

11. Тип химизма Карпатской вулканической дуги и изменение состава продуктов вулканизма во времени имеют общие черты с таковыми развивающейся Камчатско-Курильской вулканической дуги. Это позволяет говорить о близком характере развития Карпатской и Камчатско-Курильских вулканических дуг.

ЛИТЕРАТУРА

- Данилович Л. Г. Геолого-петрографическая характеристика вулканического комплекса хребта Аваш (Закарпатье). Автореферат на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Львов, 1961.
- Заваряцкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1944.
- Золотухин В. В. Геолого-петрографічні дослідження Черної гори та прилеглих районів Закарпаття. Київ, Вид. АН УРСР, 1960.
- Костюк В. П. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканах Закарпатья. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Костюк В. В. Очерк магматизма Советских Карпат. В кн.: «Вопросы вулканизма». Ереван, Изд. АН АрмССР, 1959.
- Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Київ, Вид. АН УРСР, 1961.
- Малеев Е. Ф. Новые данные о фазах вулканизма в Советских Карпатах. ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5.
- Малеев Е. Ф. Некоторые особенности экструзий андезито-базальта платформенного цикла вулканизма в Закарпатье. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 21, 1962.
- Малеев Е. Ф. Новые находки магматического граната в Закарпатье. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1962.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. О возрасте гипабиссальных интрузий Вышковского района в Закарпатье. Геол. журн. АН УССР, т. XVIII, вып. 3, 1958.
- Соболев В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. Труды Львов. геол. об-ва, серия петрогр., вып. 1, 1947.
- Соболев В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд. АН УССР, 1955.
- Соболев В. С. и Костюк В. С. К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья. Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 13, 1958.
- Ткачук Л. Г. и др. Петрография Береговского вулканогенного холмогорья. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, сб. нефт. фак-та, № 2, вып. 4, 1949.

Л. Г. ДАНИЛОВИЧ

Институт геологии полезных ископаемых АН УССР

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПОСЛЕДНЕЙ (IV) ФАЗЫ КАРПАТСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ СОВЕТСКОГО ЗАКАРПАТЬЯ

Завершающим этапом в общем процессе формирования современного облика Карпат явились извержения базальтов, андезито-базальтов и их туфов. Они проявились почти повсеместно, сопровождая комплекс неогеновых вулканических образований Выгорлат-Харгитты, а также островных гор Венгрии (в районе массива Бакони и вблизи Шалготарьяна), северной и северо-западной частей Чешского массива (Судеты, Словацкое средогорье, Дуповский массив и др.).

Извержения базальтовых и андезито-базальтовых лав происходили в верхнем плиоцене, но есть указания и о постплиоценовом, а возможно, и верхнеплейстоценовом их возрасте (Jugovics, 1954; Oncescu, 1957; Рэдулеску, 1960; Костюк, 1961).

В восточных Карпатах базальты и близкие к ним андезито-базальты и туфы принадлежат к магмам нормального известково-щелочного ряда; в Западных Карпатах наблюдаются извержения типично щелочных базальтов с нефелином. Это явление, по мнению В. П. Костюка (1961), отражает переплетение путей петрохимического развития двух соседних петрографических провинций: известково-щелочного и щелочного (натриевого) атлантического, характерного для центральной части Западной Европы. Иначе говоря, в Западных Карпатах наблюдается пересечение двух тектоно-магматических линий: с одной из них связано развитие известково-щелочных магм складчатой области, а со второй — щелочных магм платформенного типа (герцинская складчатая область, усложненная германотипными разломными структурами). Узел пересечения этих линий с соответствующим наложением магматизма устанавливается в Словацком средогорье и северной окраине островных гор Венгрии.

Изучением истории развития вулканизма Карпат занимался М. Кутан (Kuthan, 1948). Он привел детальную схему вулканизма, которая была значительно дополнена В. С. Соболевым и В. П. Костюком. Отмечая сложную историю третичного вулканизма Внутренних Карпат, М. Кутан выделяет следующие три фазы: I — андезиты — липариты; II — андезиты — липариты; III — андезиты — базальты.

Исследованиями последних лет на территории Советского Закарпатья была обоснована необходимость выделения еще одной, IV фазы карпатского вулканизма, охватывающей отмеченные выше образования (Соболев и др., 1954, 1955; Костюк, 1960, 1961). Основанием для этого

послужило геологическое положение базальтов на нашей территории и их петрохимические особенности.

В своем сообщении мы кратко остановимся на петрохимических особенностях вулканических образований последней фазы карпатского вулканизма, развитых на территории Советского Закарпатья, и аналогичных им образований в пределах Румынской Народной республики, поскольку последние обнаруживают общие с первыми тенденции в своем развитии.

На территории Советского Закарпатья самые молодые вулканические образования выделены в бужорскую свиту. Они развиты в районе г. Бужоры, в северо-западной части Выгорлат-Гүтинской вулканической гряды (район Перечина, с. Ильковцы), в хребте Великий-Шоллес, на левобережье р. Тиссы (хребет Оаш) и далее к югу на территории Румынской Народной республики (хребты Оаш, Калемани-Харгитта, провинция Банат, горы Апусени).

Последняя фаза в Западных Карпатах осталась незавершенной, вулканическая деятельность прекратилась после извержения базальтов. Аналогичные данные имелись и для Восточных Карпат. Однако нашими исследованиями установлено, что в хребте Оаш последние извержения этой фазы принадлежат к кислым порциям андезитовой магмы (андезито-дациты, среди которых нередки переходы к типичным дацитам); более кислые образования представлены липарито-дацитами, имеющими экструзивное залегание. Кроме того, встречены субвулканические интрузивные тела диорит-порфиритов (в краевых частях это типичные андезиты), завершающие эту фазу. Наиболее полно бужорская свита представлена в районе г. Бужоры (хребет Оаш), где она имеет мощность свыше 500 м и сложена в нижней части потоками базальтов и андезитов, залегающих на маломощных прослоях туфов основного состава (SiO_2 — 49%). Выше по разрезу прослеживается толща смешанных вулканических образований («слоеный пирог»), для которых характерно чередование туфов, вулканических брекчий с потоками базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Насчитывается до 15 потоков лав мощностью от 5 до 10 м. Выше залегают толща агломератовых туфов, перекрытых покровом базальтов, андезитов. Более молодыми образованиями являются андезито-дациты и липарито-дациты.

Петрохимическое исследование вулканических пород является одним из главных методов изучения магматических провинций. Несмотря на это, неогеновая магматическая провинция, расположенная вдоль внутреннего контура Карпат, до недавнего времени была одной из слабоизученных. Принадлежность молодых вулканических продуктов к единой магматической провинции установлена раньше. В последние 10—15 лет молодые вулканические породы подверглись детальному исследованию и химическому анализу, что дало возможность изучить химизм продуктов неогенового и четвертичного вулканизма (Костюк, 1958, 1960, 1961; Рэдулеску, 1960 и др.).

На диаграмму химического состава нанесены точки числовых характеристик А. Н. Заварицкого для вулканических образований хребта Оаш, г. Бужоры, а также точки, отвечающие анализам вулканических пород прилегающих районов Румынии и точки средних пород по Дэли (рис. 1, таблица). На диаграмме приводятся также линии, отвечающие типичным известково-щелочным сериям А. Н. Заварицкого, и средняя вариационная кривая для карпатских вулканических пород (см. рис., жирная пунктирная линия), что позволяет сравнить изученные нами породы с установленными типами вулканических серий.

Анализируя диаграмму химических составов, мы видим, что значительная часть естественной ассоциации хребта Оаш расположена левее кривой известково-щелочной серии Пеле, т. е. приближается к крайнему

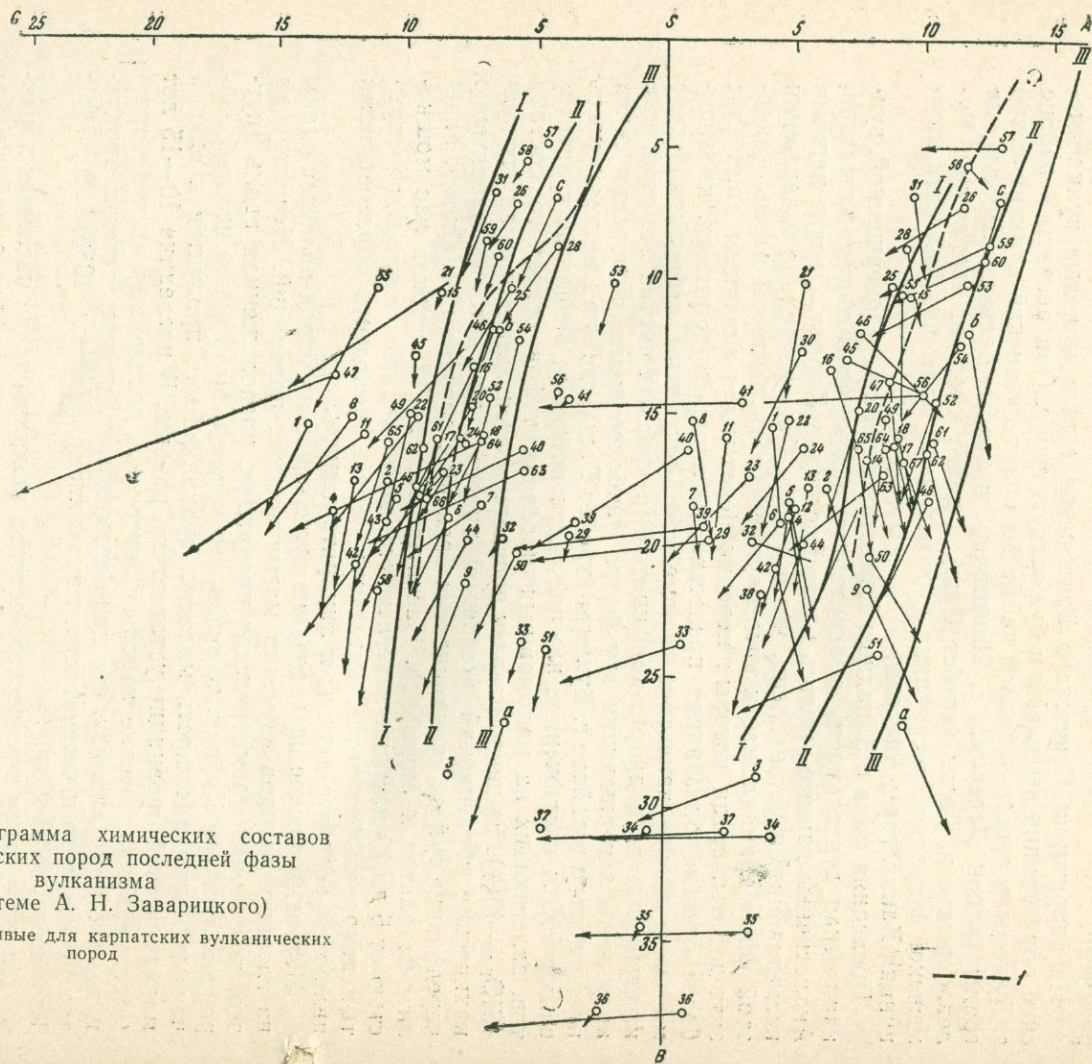


Рис. 1. Диаграмма химических составов
вулканических пород последней фазы
вулканизма
(по системе А. Н. Заварицкого)

f — средние кривые для карпатских вулканических
пород

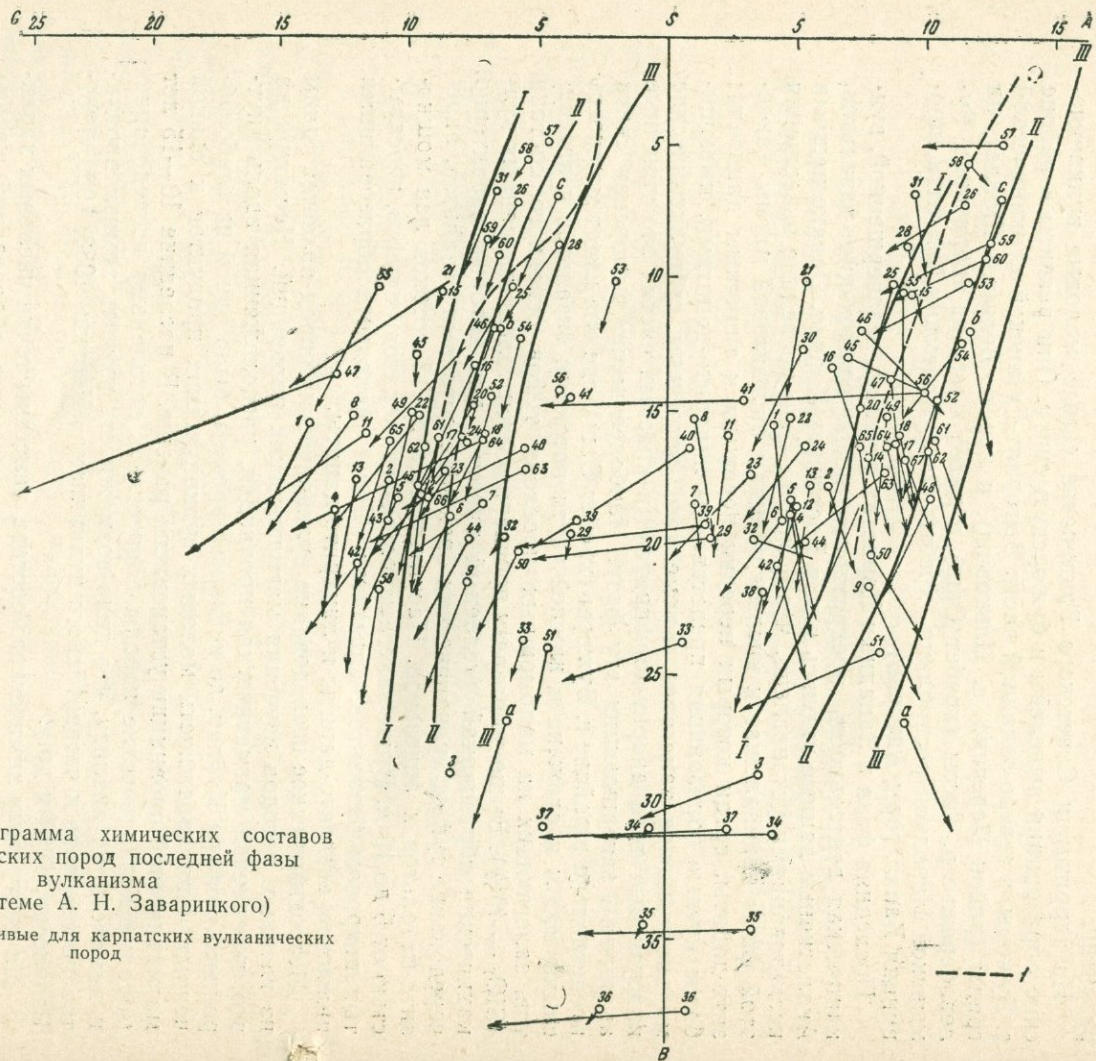


Рис. 1. Диаграмма химических составов
вулканических пород последней фазы
вулканизма
(по системе А. Н. Заварицкого)

1 — средние кривые для карпатских вулканических
пород

известковому типу; меньшая часть этой ассоциации и румынские породы легли вдоль средней кривой для карпатских вулканических пород (между I и II типами по А. Н. Заварицкому).

Породы последней фазы вулканизма попадают в схему А. Н. Заварицкого в класс насыщенных кремнеземом пород (Q выше нуля) и в группу пород, очень бедных щелочами.

Относительно типичных известково-щелочных серий на проекции *ASB* эти породы расположены ближе всего к серии Пеле, между тем как на проекции *CSB* они располагаются в основном вдоль средней кривой для карпатских вулканических пород.

На диаграмме (см. рис. 1) хорошо видно, что породы вулканического комплекса последней фазы вулканизма значительно магниальны (крутой наклон векторов), железисты, при этом для них характерно преобладание натрия над калием, за исключением группы андезитов-дацитов. Кроме того, содержание K_2O незначительно возрастает от основных пород к кислым (рис. 2).

Векторы правой части диаграммы имеют крутой наклон, что связано с пониженной величиной c' — извести, входящей в состав фемических минералов. В минералогическом составе пород эта особенность выражается в появлении гиперстена. Малая величина c' указывает также на незначительное преобладание известково-щелочных компонентов над глиноземом в этих породах. Векторы левой части диаграммы имеют небольшой наклон, что связано с понижением относительного количества натрия.

Характеристика b завышена за счет избыточного алюминия. Очень высокое значение a' отражается в большой длине векторов правой части диаграммы, которые повернуты влево.

Повышенная глиноземистость, как отмечает В. П. Костюк (1958, 1961), присуща породам среднего (андезиты) и кислого (липариты) состава, развитым во внутренних Карпатах.

Породы кислого состава обычно всегда отражают какую-то избыточность глинозема по отношению к известково-щелочным компонентам. Для карпатских эффузивов величина a' большая даже в андезитах, что отличает их от средних пород других районов развития вулканических комплексов.

Повышенная глиноземистость присуща также породам последней фазы вулканизма. Величина дополнительной характеристики a' в базальтах, андезито-базальтах, андезито-дацитах и других породах хребта Оаш имеет различный диапазон колебаний (от 5 до 50 и выше).

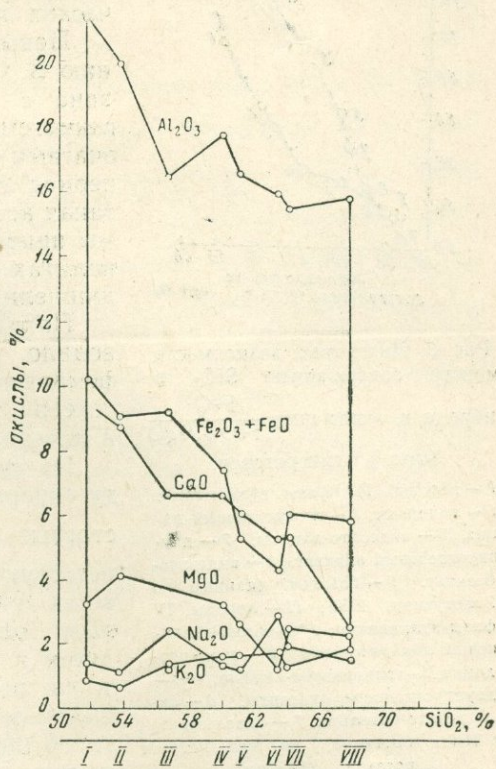


Рис. 2. Вариационная диаграмма вещественного состава пород:

- I — среднее для базальтов (анализы 1—4, табл. 1),
- II — среднее для андезито-базальтов (анализы 7—9),
- III — среднее для андезитов (анализы 10—12),
- IV — среднее для андезито-дацитов (анализы 13—17),
- V — гранодиорит-порфир (анализ 30)

При сравнении цифровых величин a' для карпатских вулканических образований с данными, которые сведены А. Н. Заварицким (1950) по третичному вулканизму земного шара, мы видим, что эти породы ближе всего стоят к кислым лавам Йеллоустонского парка ($a'=45-65$) и эоценовым риолитам и пехштейнам Розита Хиллс (США), где величина a' колеблется от 45 до 80. Аналогов магм средней основности этих же районов не наблюдается. Этот признак также не характерен для других магматических провинций.

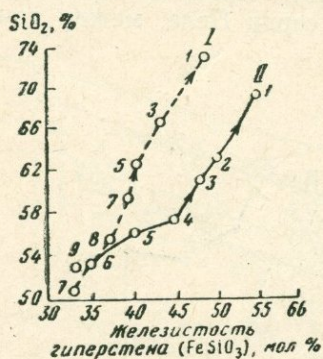


Рис. 3. Диаграмма зависимости между содержанием SiO_2 в породе и отношением $\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$ (мол.%) гиперстенов.

I — породы III фазы вулканизма: I — липариты, 3 — гиперстеновый дацит, 5 — андезито-дациты, 7 — двупироксеновый андезит, 8 — андезито-базальт, 9 — базальт (данные по Золотухину, 1960); II — породы IV фазы вулканизма; I* — роговообманковый липарито-дацит, 2 — андезито-дацит, 3 — гранодиорит-порфир, 4 — двупироксеновые андезиты, 6 — андезито-базальты, 7 — базальты

* Точка построена по железистости роговой обманки

Повышенная глиноземистость, по мнению В. С. Соболева и В. П. Костюка, «связана с несколько большей ассимиляцией глинозема отдельными магматическими очагами за счет вмещающих пород еще в период статического состояния, поскольку такая ассимиляция в момент динамики магмы приводит лишь к возникновению в ксенолитах роговиков кордиерита, андалузита, шпинели...» (Костюк, 1960).

Появление избыточного глинозема привело к вытеснению окиси кальция из феррических минералов (моноклинный пироксен), что увеличивало роль гиперстена и повышало основность плагиоклаза.

На рис. 3 показана зависимость между содержанием в породах SiO_2 и железистостью $\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$ гиперстенов из соответствующих пород. Здесь же нанесена ветвь гутинской (III) фазы пород (по данным Золотухина, 1960). Обе кривые сходятся в нижнем левом углу, куда легли точки пород с базальтовым составом. По видимому, магма, при дифференциации которой образовалось многообразие вулканических пород, имела базальтовый состав. Эволюция магмы в очаге шла в сторону

увеличения кислотности. Таким образом, дифференциация имела гомодромный характер.

Вещественный состав представлен на вариационной диаграмме (см. рис. 2), из которой видно, что в направлении от более древних пород (базальты, андезито-базальты) к более молодым закономерно снижается содержание кальция, магния, железа, алюминия, причем наблюдается незначительное увеличение калия в андезито-дацитах.

В валовом составе пород IV фазы вулканизма преобладают андезито-базальты, причем имеются породы всех промежуточных составов от базальтов до дацитов и липарито-дацитов. В минералогическом отношении основные и средние лавы представлены двупироксеновыми разновидностями с преобладанием моноклинного пироксена в андезито-базальтах и наличием оливина в базальтах. В породах кислого состава наблюдается исключительно роговая обманка, что отличает их от кислых образований III фазы вулканизма, которые содержат гиперстен. Для пород среднего состава роговая обманка не характерна, исключая субвулканические интрузивные образования диорит-порфиритов, где роговая обманка встречается наряду с моноклинным пироксеном и гиперстеном.

В заключение следует подчеркнуть, что общая тенденция химизма карпатского магматизма (гомодромный порядок дифференциации магмы, повышенная глиноземистость) имеет место и в вулканических обра-

зованиях последней (IV) фазы. Как следствие повышенной глиноземности магмы, в вулканических образованиях II фазы появляется первичный магматический гранат, в породах последней фазы отмечается повышенная основность плагиоклаза, незначительное количество кальция в моноклинном пироксене и большой избыток компонента (Mg, Fe)SiO₃, гиперстен играет существенную роль во всех породах от андезито-базальтов до дацитов. Породы последней (IV) фазы отличаются исключительно низким содержанием щелочей.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1950.
- Золотухин В. В. Геолого-петрографічні дослідження Чорної гори та прилеглих районів Закарпаття. Київ, Вид. АН УРСР, 1960.
- Костюк В. П. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканитах Закарпатья. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 12, 1958.
- Костюк В. П. Мезо-кайнозойская магматическая деятельность в Карпатах. Автореферат докт. дисс. Изд. Львов. Гос. ун-та, 1960.
- Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Київ, Вид. АН УРСР, 1961.
- Рэдулеску Дан П. К изучению химизма молодых вулканических пород в пределах Внутренней зоны Карпатской дуги. *Revue de Géologie et de Géographie*, т. IV, N 2, 1960.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Верниковский А. Н. К минералогии базальтов Закарпатской обл. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 8, 1954.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриневич А. П., Горбачевская О. М., Спитковская С. М. и Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд. АН УССР, 1955.
- Jugovics L. A delyi Bakony és a Balatonfelvidek, bazaltterületei. *A magyar allomi földt. inter. Evijelentese az N 1*, 1954.
- Kuthan M. Undačný vulkanizmus Karpatskeho, orogenu a vulkanologické studia v sev. časti Prešovských hor. *Prace statneho geologického ustavu sošit*, 17, 1948.
- Onicescu N. *Geologia Republicii Populare Romine*. Editura tehnice, București, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

В. И. Влодавец. К истории петрохимических исследований	3
Г. С. Горшков. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли	5
Г. М. Гапеева. Стратиграфическое значение петрохимических особенностей молодого вулканизма	17
С. И. Набоко. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки	24
С. Е. Апрельков, А. Р. Марченко, В. С. Шеймович. Некоторые петрохимические особенности четвертичного вулканизма Камчатки	35
В. Н. Бондаренко, М. Ю. Хотин. Неогеновый вулканизм Камчатки, его петрохимические особенности и металлогения	43
В. К. Ротман. Петрохимическая эволюция лав Срединного Камчатского хребта	56
Т. Ю. Маренина. Петрохимические особенности лав Ичинского вулкана на Камчатке	71
Р. И. Родионова, В. И. Федорченко, В. Н. Шилов. Петрохимические особенности лав вулкана Эбеко на острове Парамушир (Курильские острова)	75
В. Н. Горкун, Р. И. Родионова, В. И. Федорченко, В. Н. Шилов. О распределении некоторых малых элементов в лавах северной части хребта Вернадского на острове Парамушир (Курильские острова)	89
В. Ф. Ерохов, В. Н. Шилов. Петрохимия кайнозойских вулканических пород Южного Сахалина	104
И. М. Сперанская. Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья	115
М. И. Попкова. Петрохимические особенности магматических пород разновозрастных складчатых зон южной части Дальнего Востока	137
М. Л. Гельман и В. Ф. Белый. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки	150
Н. В. Струве. Сравнительная петрохимическая характеристика кайнозойских базальтов южных частей Прибайкалья и Западного Забайкалья	167
Н. В. Шталь. Петрохимические особенности верхнемезозойских вулканогенных формаций Восточного Забайкалья	172
А. В. Леонов. Петрохимическая характеристика мезозойской базальтовой формации северных дуг Центрального Тянь-Шаня	184
Н. И. Схиртладзе. Петрохимические особенности верхнетретичных и четвертичных эффузивов Грузии	189
К. Г. Ширинян. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоценового-постплиоценового) вулканизма Армении	200
А. А. Адамьян. Петрохимические особенности плиоценовых основных эффузивных пород Армении	212
К. И. Карапетян. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцзора (Армения)	227
А. С. Остроумова. Петрохимия третичных вулканических комплексов Западного Даралагеза (Армения)	234
В. П. Костюк. Некоторые петрохимические особенности третичного магматизма Карпат	241
Е. Ф. Малеев. Петрохимические особенности неогенового и четвертичного вулканизма Закарпатья	247
Л. Г. Данилович. Петрохимические особенности вулканического комплекса последней (IV) фазы карпатского вулканизма на территории Советского Закарпатья	260

CONTENTS

V. I. Vlodayetz. On history of petrochemical researches	3-
G. S. Gorshkov. The global peculiarities of the petrochemistry of the volcanic rocks and the main Earth's structure	5
G. M. Gapeeva. Stratigraphical significance of the petrochemical peculiarities of young volcanism	17
S. J. Naboko. Petrochemical peculiarities of young and recent lavas in Kamchatka	24
S. E. Aprel'kov, A. R. Marchenko, V. S. Sheymovich. Some petrochemical peculiarities of the Quarternary volcanism in Kamchatka	35
V. N. Bondarenko, M. U. Khotin. Neogen volcanism in Kamchatka, its petrochemical peculiarities and metallogeny	43
V. K. Rotman. Petrochemical evolution of lavas in the Kamchatka Middle Ridge	56
T. U. Marenina. Petrochemical peculiarities of lavas from Ichinsky volcano in Kamchatka	71
R. I. Rodionova, V. I. Fedorchenko, V. N. Shilov. Petrochemical peculiarities of lavas from Ebeko volcano on isl. Paramushir (Kurile islands).	75
V. N. Gorkun, R. I. Rodionova, V. I. Fedorchenko, V. N. Shilov. On distribution of some recent elements in lavas in the Northern part of Vernadsky Ridge on isl. Paramushir (Kurile islands)	89
V. F. Erohov, V. N. Shilov. On petrochemistry cenozoic volcanic rocks from Southern Sakhaline	104
I. M. Speranskaya. Petrochemical types of cretaceous lavas in different tectonical regions of Okhotsk shore	115
M. I. Popkova. Petrochemical peculiarities of magmatic rocks of different time folded zones of the Southern part of the Far East	137
M. L. Gelman, V. F. Beley. Petrochemical peculiarities of the cretaceous and early paleogene effusive rocks of North-West Chukotka	150
N. V. Struve. The comparative petrochemical characteristic of cenozoic basalts of the Southern parts of country Baikal and Western Transbaikal	167
N. V. Shtal. Petrochemical peculiarities of Upper Mezozoic volcanic formations from East Transbaikal country	172
A. V. Leonov. Petrochemical characteristic of Mezozoic basaltic formations of the Northern arcs of the Central Tian-Shan	184
N. I. Skhirtladze. Petrochemical peculiarities of the Upper Tertiary and Quarternary effusive in Georgia	189
K. G. Shirinian. Petrochemical peculiarities of the young (Upper Pliocene-Postpliocene) volcanism on Armenia	200
A. A. Adamian. Petrochemical peculiarities of the pliocene basic effusive rocks in Armenia	212
K. I. Karapetian. Petrochemical peculiarities of the Quarternary volcanism of Gegamsky upland and Aochdzora (Armenia)	227
A. S. Ostroumova. Petrochemistry of the Tertiary volcanic complexes of West Daralageze (Armenia)	234
V. P. Kostuk. Some petrochemical peculiarities of Karpatian Tertiary magmatism	241
E. F. Maleyev. Petrochemical peculiarities of Neogene and Quarternary volcanism of Transkarpatian	247
L. G. Danilovich. Petrochemical peculiarities of volcanic complex (IV) phase Karpatian volcanism on the Soviet Transkarpatian territory	260



**Петрохимические особенности
молодого вулканизма.**

*Утверждено к печати
Институтом вулканологии СО АН СССР.*

Редактор издательства Т. Ю. Маренина
Корректоры Э. П. Комягина и И. А. Ляндрес

РИСО АН СССР № 117—65В. Сдано в набор 23/XI 1962 г.
Подписано к печати 12/IV 1963 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Тираж 1200 экз. Т-02388. Изд. № 1328. Тип. зак. № 5443
Печ. л. 16,75=22,95 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 22,9

Цена 1 р. 60 к.

Издательство Академии наук СССР,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР,
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

СПИСОК ОПЕЧАТОК И ИСПРАВЛЕНИЙ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
5	22 св.	внутриокеанских	внутриокеанических
54	Рис. 3, а	${}_2\text{O}_3$	Al_2O_3
222	25 сн.	It	Y
225	10 св.	I	Y

1 р. 60 к.

16770

533