науки о земле

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

ТРОНДЬЕМИТЫ, ДАЦИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ



«Мир»

Edited by
F. Barker

TRONDHJEMITES, DACITES, AND RELATED ROCKS

Elsevier Scientific
Publishing Company
Amsterdam-Oxford-New York
1979

науки
о земле

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

ТРОНДЬЕМИТЫ, ДАЦИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ

404/6

Под редакцией
Ф. БАРКЕРА

«Мир»
Москва 1983

УДК 552.32

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук **М. К. Суханова** и канд. геол.-мин. наук **С. В. Чеснокова**
под редакцией
д-ра геол.-мин. наук **О. А. Богатикова** и д-ра геол.-мин. наук **М. С. Маркова**

Авторы: Ф. Баркер, А. Эварт, Дж. Г. Арт и др.

Тронджемиты, дациты и связанные с ними породы: Пер. с англ./Под ред. Ф. Баркера.— М.: Мир, 1983.—488 с., ил.— (Науки о Земле).

Коллективная монография ученых США, Канады и других стран, посвященная петрологии, геохимии и условиям образования специфической и еще недостаточно изученной группы горных пород, близких по составу так называемым «серым гнейсам» архея — древнейшим породам Земли, с которыми связано возникновение континентальной земной коры. Написанная на самом современном уровне, эта коллективная монография насыщена большим количеством аналитического материала.

Для широкого круга геологов, занимающихся проблемами эволюции Земли, тектоники, магматизма, петрологии и изучением архея, древних и современных островных дуг.

Редакция литературы по геологии

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

Т. 86

ТРОНДЬЕМИТЫ, ДАЦИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ

ИБ № 3195

Под редакцией Ф. Баркера

Научный редактор В. И. Чернышева
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник В. М. Новоселова
Художественный редактор А. В. Лисицын
Технический редактор Н. И. Борисова
Корректор А. Я. Шехтер

Сдано в набор 26.01.83. Подписано к печати 11.08.83.
Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 1.
Гарнитура обыкновенная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 42,70. Объем 15,25 бум. л. Усл. кр.-отт. 42,70.
Уч.-изд. л. 45,16. Изд. № 5/2083. Тираж 1990 экз.
Зак. 0683. Цена 7 р. 20 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Ордена Трудового Красного Знамени
Московская типография № 7 «Искра революции»
Союзполиграфпрома Государственного Комитета СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва 103001, Трехпрудный пер., 9.

Т $\frac{190402\,0000-343}{041(01)-83}$ подписное-1983, ч. 1

© Elsevier Scientific Publishing Company, 1979
© Перевод на русский язык, «Мир», 1983

Предисловие редакторов перевода

Термин «трондьемит» ввел в 1916 г. В. Гольдшмидт, описывая интрузивные породы района Тронхейм в Норвегии, состоящие из существенно натрового полевого шпата и кварца с незначительной примесью биотита и калиевого полевого шпата. В настоящее время близкие по составу породы в литературе называют трондьемитами, тоналитами, плагиогранитами, лейкогранодиоритами, натровыми риолитами и т. д. Несмотря на некоторые различия, породы этой группы имеют ярко выраженную петрографическую и геохимическую индивидуальность и занимают вполне определенное место в геологической истории Земли.

Возросший в последние годы интерес к этим образованиям обязан целому ряду обстоятельств. Было доказано, что древнейшие на Земле континентальные коровые горные породы представлены так называемыми «серыми гнейсами» архея, близкими по составу трондьемитам. Другими словами, именно с появлением этих пород связано формирование континентов и континентальной земной коры, и они знаменуют собой важнейший рубеж геологической истории Земли — возникновение континентальной коры на коре океанической.

Широко развернувшиеся в мире геохронологические исследования показали, что среди древнейших комплексов докембрия трондьемиты и тоналиты пользуются необычайно широким распространением. Они развиты в пределах Северо-Атлантического кратона (докембрий Шотландии, Гренландии и полуострова Лабрадор), в Южной Африке, в Индии и других регионах. Возраст их, как правило, превышает 3 млрд. лет. Интенсивные исследования этих интереснейших образований ведутся и в СССР, некоторые результаты этих исследований обобщены в книге «Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов», вышедшей в 1981 г. в издательстве «Наука». Можно без преувеличения сказать, что изучение «серых гнейсов» в ближайшие годы будет являться одним из наиболее актуальных методов исследования ранних стадий развития Земли. Проблема генезиса этих пород по сути выливается в проблему возникновения первичных кислых образований на фоне раннепланетарного базитового магматизма и характеризует определенный качественный этап эволюции Земли.

В рассмотренной книге этим ассоциациям горных пород посвящено 8 глав, в которых приводится описание геологии, петрографии, петрохимии и геохимии «серых гнейсов» Гренландии, Лабрадора, Шотландии. Таким образом, в предлагаемой книге читатель найдет достаточно полную и всестороннюю характеристику этих своеобразных комплексов докембрия.

Возросший интерес к «серым гнейсам» докембрия привлек внимание исследователей к кислым членам вулканических серий современных и древних островных дуг, с которыми петрохимически, а возможно, и генетически сходны кислые разности бимодальных комплексов докембрия. В данной работе эти образования также достаточно подробно рассмотрены. В гл. 2,

написанной Эвартом, дан общий обзор этих характернейших пород, широко развитых среди комплексов островных дуг и активных окраин андского типа. В гл. 4 Питерман проанализировал данные по изотопии стронция в тоналитах и трондьемитах самого разного возраста. Ряд глав посвящен описанию конкретных вулканических серий современных островных дуг (Малые Антильские острова, Тонга — Кермадек, Фиджи), а также некоторых вулканических ассоциаций палеоаналогов этих структур. К сожалению, в данной монографии обзор комплексов кислого состава вулканических островных дуг и складчатых областей далеко неполон, и в частности в ней целиком отсутствуют данные по территории СССР, где эти образования местами хорошо изучены.

Наконец, в гл. 15 Малпасом рассмотрены трондьемиты Ньюфаундленда, ассоциирующиеся с офиолитами и получившие в литературе наименование «океанические плагиограниты». Таким образом, в предлагаемой монографии читатель найдет широкий обзор магматических комплексов, характерных для ранних стадий развития геосинклинальных зон, проблемы происхождения которых уже давно обсуждаются в геологической литературе.

Следует отметить еще одну характерную черту книги — она необычайно насыщена аналитическими данными. В ряде статей приведены многочисленные химические анализы, данные о содержании в породах редкоземельных элементов и об изотопии. Поэтому книга может быть широко использована как своеобразный справочник по особенностям состава трондьемитов и связанных с ними горных пород.

Нам представляется, что предлагаемая вниманию советских читателей монография под редакцией Ф. Баркера будет полезна и нужна геологам самых различных специальностей.

О. Богатиков, М. Марков

Предисловие

Кислые породы с низким содержанием калия картировались в поле и неоднократно описывались геологами, однако до конца 1960-х годов они не привлекали особого внимания геохимиков и петрографов. Им давали названия «трондьемит», «тоналит», «натровый гранит», «лейкогранодиорит», «натровый риолит», «высококремнеземистый дацит» и др. Как теперь известно, породы такого состава и когенетичные им менее кремнеземистые и более мафические образования являются главным компонентом архейских гнейсовых комплексов, распространены в вулканических и плутонических частях позднеархейских гранит-зеленокаменных комплексов, слагают крупные эффузивные и интрузивные тела в зонах конвергенции литосферных плит либо океанического и континентального, либо океанического и океанического типов и, наконец, являются важной, хотя и небольшой по объему, составной частью многих офиолитов.

Авторы этой книги ставили перед собой цель дать читателю представление о геологии, геохимии и петрологии нескольких типов трондьемитов и дацитов, а также связанных с ними пород. Многие главы фокусируют внимание на химизме главных элементов и элементов-примесей, геохимии изотопов или петрологии, другие освещают также соответствующие полевые соотношения. Главы книги носят различный характер: от предварительных сообщений до обзоров.

Термин «трондьемит» происходит от города Тронхейм (Trondheim) в Норвегии, который раньше называли «Трондьем» (Trondjem). Этот термин в 1916 г. предложил В. М. Гольдшмидт в своей знаменитой работе, посвященной интрузивам района Тронхейм — Опдаль, где он определил трондьемит как полнокристаллическую лейкократовую породу, состоящую главным образом из натрового плагиоклаза и кварца и содержащую лишь подчиненные количества биотита и калиевого полевого шпата. В течение последующих 40 лет за пределами Фенноскандии лишь немногие геологи использовали этот термин. Даже статус трондьемита как магматической породы был под сомнением. Н. Л. Боуэн в своем классическом труде «Эволюция изверженных пород» выразил сомнение в возможности существования магм такого состава, а образование пород, богатых нормативным (CIPW) альбитом, относил за счет Na-метасоматоза обычных калиевых гранитоидов. Однако точка зрения Боуэна была постепенно опровергнута детальными полевыми, петрографическими и химическими исследованиями. Существование трондьемитовых магм было наглядно доказано в 1943 г. Хиетанен в сообщениях о протерозойской габбро-трондьемитовой серии юго-западной Финляндии (роговообманковое габбро — трондьемит), а затем в 1951—1965 гг. на примере мезозойских интрузий северной Калифорнии и Орегона было подтверждено Хиетанен, Комптоном, Таубенеком, Ларсеном, Полдервартом, Дейвисом, Липманом и другими геологами. Использование упомянутыми авторами и другими исследователями термина «трондьемит» в качестве названия

породы, а также недавнее утверждение этого термина Подкомиссией по систематике изверженных пород при Международном союзе геологических наук (IUGS) свидетельствуют о том, что термин Гольдшмидта «трондьемит» ныне вполне укоренился.

Я хочу выразить признательность многим сотрудникам Геологической службы США — особенно Роберту Г. Колману из Отдела полевой геохимии и петрологии, Чарльзу Л. Пиллмору из Денверского отдела технических сообщений и Флоре К. Уолкер из Отдела химических ресурсов — за помощь и ценные советы, данные мне при подготовке этой книги.

Текст был подготовлен и напечатан фотомеханическим способом в Денвере. Редактор приносит извинения за незамеченные опечатки и другие ошибки, которые неизбежны в материале, изданном таким способом.

Фред Баркер

Июнь 1978 г.
Денвер, Колорадо

Глава 1

Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования

Ф. Баркер

Краткое содержание

Определение, данное Гольдшмидтом [13] трондьемиту, к сожалению, не было точным. Более того, минеральный состав пород из интрузий, расположенных к югу от города Тронхейм, Норвегия, где они впервые были описаны, сильно изменен при метаморфизме, достигавшем зеленосланцевой фации. Автор считает, что следует придерживаться международного определения трондьемита как лейкотоналита с той лишь разницей, что андезинсодержащий лейкотоналит нужно называть известковистым трондьемитом, а альбитсодержащую разность, как и олигоклазсодержащую — просто трондьемитом.

Характерные содержания главных петрогенных элементов в трондьемитах, естественно зависящие от принятых петрографических ограничений и от состава слагающих породу минералов, следующие:

1. $SiO_2 > 68\%$, обычно $<75\%$;
2. Al_2O_3 обычно $>15\%$ при 70% SiO_2 и $<14\%$ при 75% SiO_2;
3. $(FeO_{общ} + MgO) < 3{,}4\%$ и $FeO_{общ}/MgO$ обычно 2—3;
4. CaO в обычных разностях, как правило, 1,5—3,0%, а в известковистых — 4,4—4,5%;
5. Na_2O обычно 4,0—5,5%;
6. $K_2O < 2{,}5\%$, обычно $<2\%$.

Трондьемиты, содержащие 70% SiO_2, можно разделить на низко- и высокоглиноземистые, приняв за границу 15% Al_2O_3.

Большинство трондьемитовых серий и генетически связанных с ними тоналитов относятся к известково-щелочной серии магматических пород, однако их следует рассматривать как специфический тип с низким отношением K/Na и пониженным содержанием $(FeO_{общ} + MgO)$.

Кратко рассматриваются возможности образования трондьемит-тоналитовых магм при фракционной дифференциации обогащенного водой базальтового и сухого низкокалиевого толеитового или андезитового расплавов и при частичном плавлении кварцевого эклогита, амфиболита и габбро.

Породы трондьемит-тоналитовой серии главным образом встречаются: 1) в областях распространения архейских серых гнейсов; 2) в краевых частях архейских зеленокаменных поясов; 3а) на протерозойских и палеозойских континентальных окраинах; 3б) на мезозойских и кайнозойских континентальных окраинах. Трондьемиты, несколько отличающиеся от этих распространенных типов, обнаружены: 4) в субвулканических областях островных дуг; 5) в офиолитовых комплексах.

Трондьемитовые серии 3б) и, вероятно, 3а) пространственно тесно связаны с зонами субдукции. Несмотря на большое количество публикаций и гипотез, реальный механизм генерации магм такого типа в зонах субдукции или около них до сих пор недостаточно понятен.

Трондьемит: определение

Гольдшмидт [13] ввел термин «трондьемит» для обозначения типичной породы из области Тронхейм. По его определению это лейкократовая порода, состоящая из плагиоклаза, меняющегося по составу от андезина до олигоклаза, и биотита, типичного темноцветного минерала, вместо которого может присутствовать амфибол или реже диопсид. К сожалению, интрузивные породы к югу от Тронхейма метаморфизованы в зеленосланцевой фации ([13] и гл. 17 в данном сборнике). Полевые шпаты, кристаллизовавшиеся

F. Barker, U.S Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.

из расплава, в значительной степени изменены и превращены в волокнистые агрегаты альбита, эпидота и мусковита, присутствуют только реликты калиевого полевого шпата.

Таким образом, данные породы не соответствуют строгому петрографическому определению термина «трондьемит». То, что Гольдшмидт включил в возможный состав трондьемита андезин, также создает дополнительные трудности. Тоналиты, содержащие значительное количество CaO (обычно более 4%) и обладающие высоким отношением CaO/Na_2O, неизбежно будут содержать плагиоклаз более основной, чем An_{30}, но в таких случаях в них повышено содержание $FeO_{общ} + MgO$ (где $FeO_{общ} = Fe_2O_3 \cdot 0{,}9 + FeO$) и соответственно в их состав входит более 10% темноцветных минералов. Такая порода не является лейкократовой и, следовательно, не может быть названа трондьемитом. Однако встречаются андезинсодержащие лейкотоналиты, и Дейвис [11], произведя количественно-минеральный и химический анализы такой породы из района Тринити-Алпс, Калифорния, предложил ее называть известковым трондьемитом.

По последней международной классификации магматических пород [23] трондьемит определяется как лейкотоналит, в котором плагиоклаз представлен олигоклазом или андезином. По определению содержание кварца в нем составляет 20% суммы лейкократовых минералов или более, щелочного полевого шпата — 10% общего количества полевых шпатов или менее, а цветовой индекс должен быть не более 10. По сути это — прекрасное определение. Тем не менее автор считает, что все же следует использовать предложенный Дейвисом термин «известковый трондьемит» для андезинсодержащего трондьемита, а альбитсодержащие (Ab_{90} — Ab_{100}) разности лейкотоналитов, как и олигоклазсодержащие, следует называть трондьемитами. Представляется, что для такого типа альбитсодержащих пород термин «трондьемит» является более удачным, чем «щелочно-полевошпатовый гранит».

Примерное определение трондьемиту может быть также дано с точки зрения содержания главных петрогенных элементов. Наиболее важной величиной, позволяющей отличить трондьемит от тоналита и гранодиорита, является сумма ($FeO_{общ} + MgO$), определяющая количество мафических минералов и цветовой индекс, важно и содержание K_2O, от которого зависит количество калиевого полевого шпата и биотита. Содержания ($FeO_{общ}+MgO$) в биотите и роговой обманке из роговообманковой габбро-трондьемитовой серии юго-западной Финляндии составляют соответственно 28—30 и 27—28% [3]. Таким образом, учитывая, что биотит и роговая обманка тяжелее, чем полевые шпаты, 3,3 вес.% суммы ($FeO_{общ} + MgO$) будут соответствовать 10 об.% биотита и примерно 3,4 об.% роговой обманки. Магнетит и ильменит содержат значительно больше $FeO_{общ}$, чем мафические силикаты, и они гораздо тяжелее. Однако в большинстве трондьемитов магнетит и ильменит присутствуют в качестве акцессорных минералов и только 0,1—0,3% $FeO_{общ}$ или менее входит в состав этих фаз. В измененных трондьемитах эпидот может содержать от нескольких десятых до 1% $FeO_{общ}$. Значение ($FeO_{общ} + MgO$) = 3,4%, и может быть принято за предельное для трондьемита. Содержание K_2O в калиевом полевом шпате составляет 10—12%, в биотите — 9—10%, в роговой обманке — 0,5—0,6% и в плагиоклазе приблизительно 0,15—0,4%, как следует из анализов этих минералов, обнаруженных в известково-щелочных интрузиях [12], и из анализов биотита и роговой обманки [3]. Таким образом, трондьемит с максимальным содержанием как биотита, так и калиевого полевого шпата и с 50—60% плагиоклаза должен содержать 2,3—2,55% K_2O. Содержание K_2O 2,5% может быть принято за максимальное для трондьемита.

Ниже приведены предельные и типичные содержания главных петрогенных элементов в трондьемитах:

1. $SiO_2 > 68\%$, обычно $<75\%$;
2. Al_2O_3 обычно $>15\%$ при 70% SiO_2 и $<14\%$ при 75% SiO_2;
3. $(FeO_{общ} + MgO) < 3{,}4\%$ и $FeO_{общ}/MgO$ обычно 2—3;
4. CaO в обычных разностях, как правило, 1,5—3,0%, в известковистых 4,4—4,5%;
5. Na_2O обычно составляет 4,0—5,5%;
6. $K_2O < 2{,}5\%$, обычно $<2\%$.

Автор подчеркивает, что в трондьемитах и тоналитах, как и во многих других интрузивных породах, часто нет однозначного соответствия между химическим и количественно-минеральным составами (имеется в виду модальный состав, установленный при подсчетах в одном или двух шлифах), даже с учетом состава и плотности конкретных породообразующих минералов. В первую очередь эти различия связаны с непостоянством модального состава пород, которое не улавливается на глаз. Таким образом, некоторые породы точнее определяются как трондьемиты по содержанию петрогенных элементов, а не по количественно-минеральному составу.

О'Коннор предложил классификацию распространенных магматических пород по содержанию нормативных Ab, Or и An (рис. 2, *а*). Он довольно удачно отделил поле составов трондьемитов от поля тоналитов, гранодиоритов и гранитов, несмотря на то что в этой классификации не учитывается количество темноцветных минералов или цветовой индекс. Тем не менее на этой диаграмме некоторые трондьемиты попадают в поле тоналитов. Кроме того, поскольку отношение An/Ab существенно возрастает при изменении состава породы от тоналита до гранита, автор считает, что поле трондьемитов на диаграмме Ab — Or — An следует ограничить линиями $Or_{30}An_{100}$ и $Ab_{70}Or_{60}$, отделив его таким образом от полей тоналитов и гранодиоритов. Эти изменения показаны на рис. 2,*б*.

Которн и др. [7] обратили внимание на то, что в составах известково-щелочных магм часто присутствует нормативный корунд, что представляет собой интерес в свете фракционирования роговой обманки при их дифференциации. В большинстве трондьемитов и многих ассоциирующихся с ними тоналитах присутствует нормативный корунд независимо от того, относятся ли они к низко- или высокоглиноземистому типу; так, например, низкоглиноземистые трондьемиты района Рио-Бразос, Нью-Мехико [4], содержат до 5% нормативного корунда, гнейсы района Туилайт, Колорадо, также относящиеся к низкоглиноземистому типу,— до 3,6%. Высокоглиноземистые разности, такие, как гранодиорит из района Кронке, Колорадо, и трондьемит из района Риггинс, Айдахо (см. гл. 17 в данном сборнике), обычно содержат от долей процента до 2% нормативного корунда. По мнению Которна и его соавторов, в серии известково-щелочных пород имеется переход от диопсид-нормативных к корундормативным при содержании SiO_2 около 60%. Наиболее существенным исключением из этого правила является габбродиорит-тоналит-трондьемитовая серия юго-западной Финляндии, в которой нормативный корунд появляется при 57% SiO_2.

Петрохимия

Содержания главных петрогенных элементов в некоторых тоналит-трондьемитовых сериях отражены на диаграммах Харкера (рис. 1). Жирными отрезками на этом рисунке показано положение трондьемитов в каждой серии. В нескольких из восьми изученных трондьемитовых серий не обнаружено закономерного изменения содержания некоторых петрогенных элементов, поэтому фигуративные точки данных пород, не образовавшие пологих кривых, не показаны на рисунке. Это особенно характерно для содержаний K_2O, и на рисунке проведены тренды только четырех серий.

Предложенное ранее разделение трондьемитов на низко- и высокоглиноземистые типы [4] должно быть пересмотрено в соответствии с границами, показанными на рис. 1. Зависимость содержания Al_2O_3 от содержания SiO_2 отчетливо выражена, что позволяет выделить низко- и высокоглинозе-

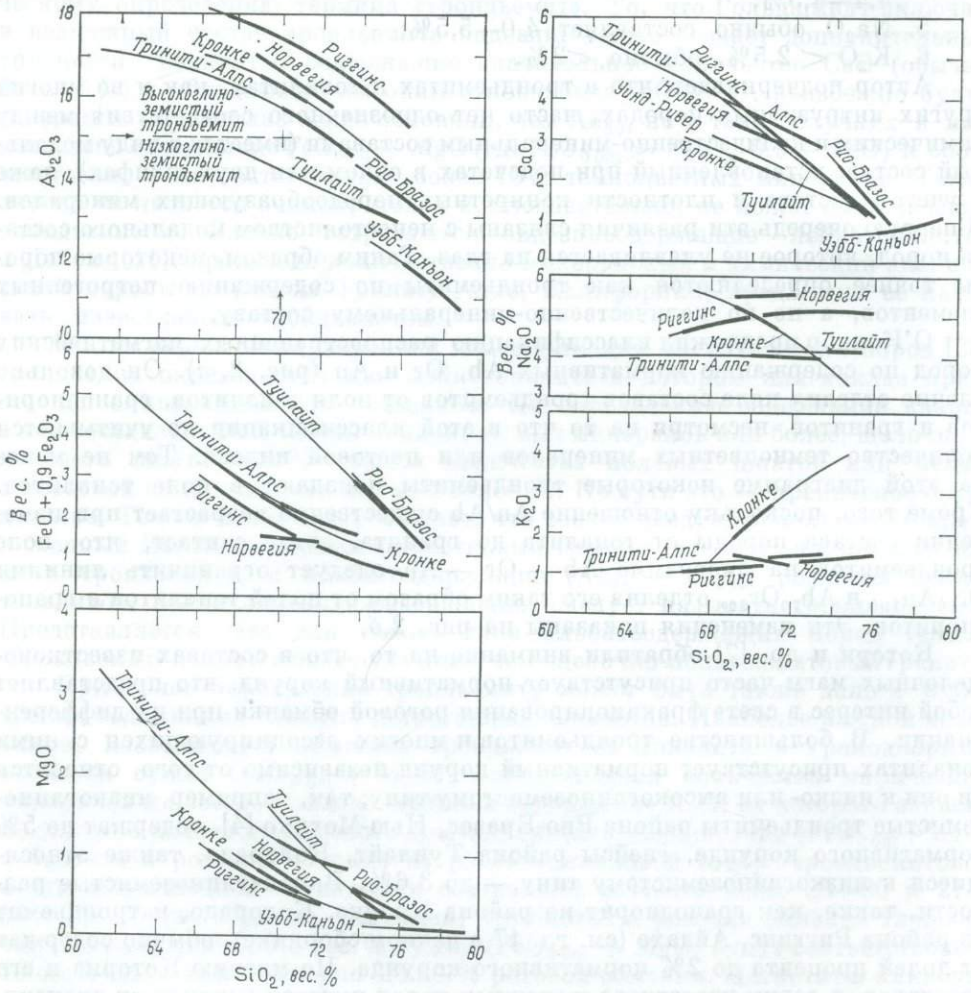


РИС. 1. Диаграммы Харкера для гранодиоритов Кронке, трондьемитов Рио-Бразос и гнейсов Туилайт, Колорадо и Нью-Мехико ([4] и гл. 17 в данном сборнике); для гнейсов района Уилсон-Крик, Уинд-Ривер-Маунтинс, Вайоминг, трондьемитов и пегматитов района Риггингс, Айдахо, интрузий кварцевых диоритов и трондьемитов района Тринити-Алпс, Калифорния, и гнейсов Уэбб-Каньон, Титон-Рейндж, Вайоминг (гл. 12 в данном сборнике). Обратите внимание, что на некоторых диаграммах не представлены серии, для которых наблюдается разброс фигуративных точек. Жирные отрезки трендов соответствуют трондьемитам.

мистые трондьемитовые серии с граничным содержанием Al_2O_3 15% при содержании SiO_2 70%. Однако следует отметить, что имеется непрерывный ряд содержаний Al_2O_3, и, таким образом, предложенное разделение принято лишь для удобства описания трондьемитовых ассоциаций. Значение содержания Al_2O_3 в трондьемитах рассматривается ниже.

Большинство трондьемит-тоналитовых серий, включая серии, в которые входят породы диоритового и габброидного составов, на диаграммах

($Na_2O + K_2O$) — SiO_2 и ($Na_2O + K_2O$) — $FeO_{общ}$ — MgO располагаются в поле известково-щелочных пород [5]. Исходя из этого, а также по положению фигуративных точек на диаграмме Харкера CaO — ($Na_2O + K_2O$) габбро-трондьемитовая серия юго-западной Финляндии является известково-щелочной [5]. Однако положение составов этих пород на диаграммах K — Na — Ca и диаграммах нормативного состава, включая Ab и Or, на которых Na_2O и K_2O разделены, указывает на то, что трондьемиты должны рассматриваться как тип известково-щелочных пород с низким отношением Na/K [5].

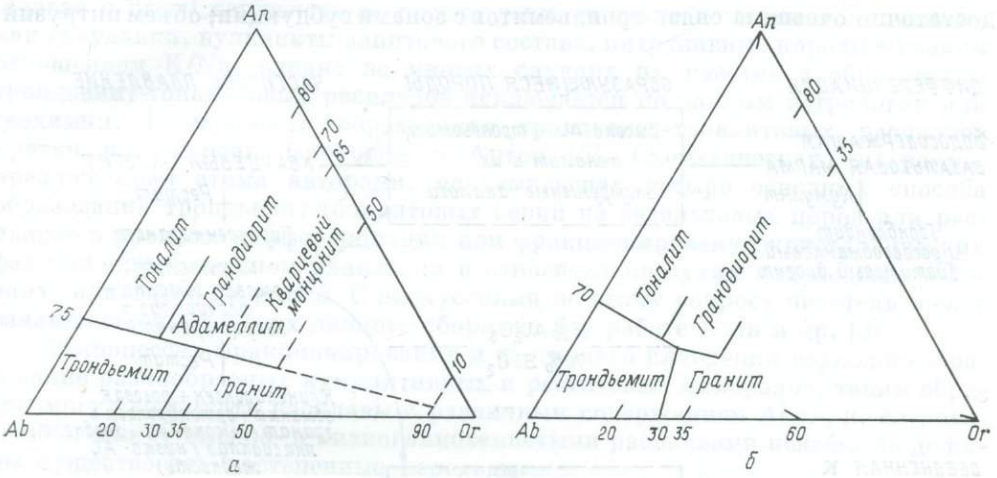


РИС. 2. Диаграммы нормативных составов в координатах Ab — An — Or, на которых показаны поля, соответствующие некоторым кислым породам. *а* — по О'Коннору [22], *б* — модифицированная диаграмма, предложенная автором.

Они могут также быть отнесены к типу с низким содержанием ($FeO_{общ}$+MgO). Таким образом, известково-щелочные, кварц-диорит-тоналит-гранодиорит-гранитные серии, слагающие значительную часть мезозойских батолитов Циркумтихоокеанского пояса, существенно отличаются от трондьемит-тоналитовых серий. И хотя иногда трондьемит-тоналитовые ассоциации находятся лишь в 5—50 км в сторону океана от крупных батолитов, по составу между ними не наблюдается явных постепенных переходов.

Распространенность

Трондьемит-тоналитовая ассоциация (*исключая* многие сходные по составу дацитовые серии, рассмотренные в данном сборнике) в большинстве случаев встречается в четырех геологических ситуациях, две из которых сходны между собой:

1. *Среди архейских серых гнейсов* как главный тип пород, часто в ассоциации с базитами и в некоторых случаях с коматиитами, образуя бимодальные и тримодальные серии. В большинстве случаев это интрузивные породы, хотя некоторые из них могли быть и вулканическими, что порой трудно установить из-за интенсивной тектонической переработки и метаморфизма, которые широко проявлены в областях развития этих пород. Обычно метаморфизм достигает амфиболитовой или гранулитовой фации, часто проявлен диафторез, достигающий зеленосланцевой фации (см. гл. 12, 17, 7, 9, 6 и 8 в данном сборнике).

2. *В краевых частях архейских зеленокаменных поясов* в виде интрузий, внедрившихся во время или сразу после складчатости и обычно сопровож-

дающихся гранодиоритами и гранитами (см. гл. 10, 9 и 11 в данном сборнике).

3а. *Вдоль протерозойских и палеозойских континентальных окраин*, где трондьемитовая ассоциация, очевидно, связана с зонами субдукции или с областями ограниченного спрединга в тыловых частях островных дуг. Характерно, что в протерозойских комплексах с трондьемитами ассоциируется значительно превышающая их по объему серия кварцевых диоритов—тоналитов — гранодиоритов — гранитов (см. гл. 3 и 17 в данном сборнике).

3б. *Вдоль мезозойских и кайнозойских континентальных окраин*, где достаточно очевидна связь трондьемитов с зонами субдукции; объем интрузий

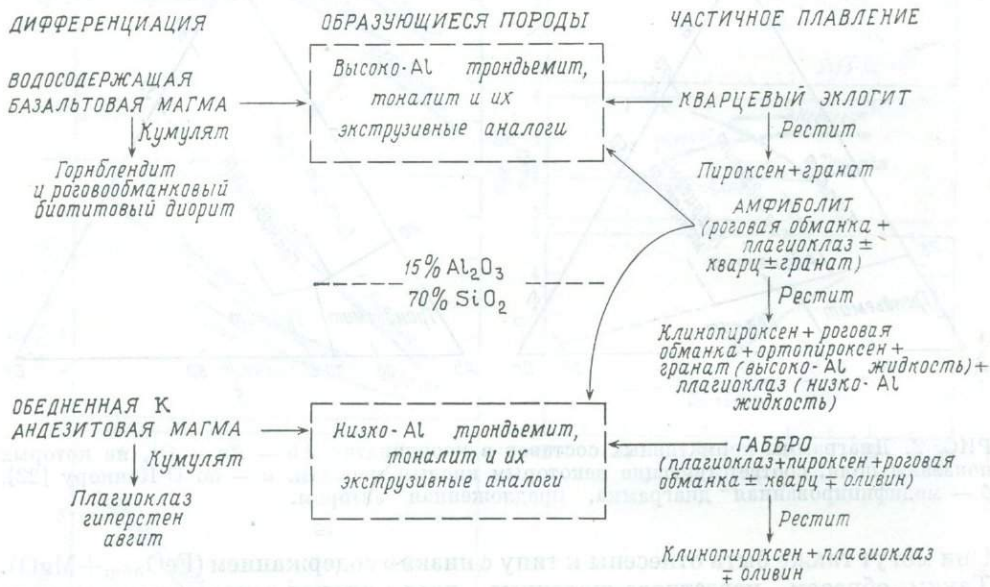


РИС. 3. Схематическая диаграмма, иллюстрирующая возможные способы образования высокоглиноземистых и низкоглиноземистых трондьемит-тоналитовых расплавов при дифференциации и частичном плавлении, по Баркеру и Арту [5] с изменениями.

трондьемитовой серии сравнительно невелик; иногда образуются сложные интрузии, расположенные со стороны океана от крупных известково-щелочных батолитов (см. гл. 3, 13 в данном сборнике).

Кроме того, трондьемиты можно обнаружить как отдельно, так и в составе различных серий в обстановках, отличных от тех, в которых, как правило, встречаются трондьемит-тоналитовые ассоциации.

4. *В областях развития субвулканических образований на островных дугах* в толеитовых или в известково-щелочных островодужных сериях, где трондьемит-тоналитовые ассоциации образовались в той же магматической системе, в которой происходило формирование более детально изученных дацитовых пород, рассмотренных в гл. 17, 22, 8, 16 и 19 (в данном сборнике).

5. В *офиолитовых* комплексах как член плагиогранитной серии Колмана и Питермана [9]; как считают Колман и Донато (данный сборник), в эту ассоциацию наряду с собственно трондьемитами могут входить диориты, кварцевые диориты, тоналиты и альбит-кварцевые породы.

В других геологических обстановках трондьемиты присутствуют в незначительных количествах. Так, в районах развития глубокометаморфизован-

ных образований, где метабазальты частично переплавляются или перерабатываются с образованием трондьемитовых пегматитов или аплитов (см. гл. 14 в данном сборнике).

Гипотезы образования

Большинство исследователей придерживаются мнения Хансона и его сотрудников [16, 1, 2], которые считают, что источником трондьемит-тоналитовых расплавов может быть вещество, отвечающее по составу базальту. Нельзя *a priori* исключать из рассмотрения и такие возможные источники, как граувакки, вулканиты дацитового состава, интрузивные породы с низким отношением K/Na, однако во многих случаях их участие в образовании трондьемит-тоналитовых расплавов исключается по данным петрологии или геохимии. Возможности образования трондьемит-тоналитовых расплавов кратко рассмотрены Баркером и Артом [5]. Схематическая диаграмма, предложенная этими авторами, показывающая четыре основных способа образования трондьемит-тоналитовых серий из базальтовых пород или расплавов в процессе дифференциации при фракционировании кристаллических фаз или при частичном плавлении в относительно сухих или водных условиях, приведена на рис. 3. С дискуссиями по этому вопросу читатель может ознакомиться в статьях данного сборника и в работе Арта и др. [3].

В процессах фракционирования и частичного плавления возможно образование разнообразных кумулятивных и реститовых минералов, таким образом могут возникать расплавы с различным содержанием Al_2O_3 и, следовательно, между высоко- и низкоглиноземистыми расплавами неизбежно должны существовать постепенные переходы.

Архейские комплексы серых гнейсов

Только в архейских комплексах серых гнейсов трондьемит является главной или преобладающей породой. Такие гнейсовые комплексы представляют собой наиболее древние породы, известные на Земле; их возраст составляет от 2,8 до 3,8 млрд. лет. В этих комплексах обычно наблюдается ассоциация трондьемитовых и тоналитовых гнейсов и метабазальтов при полном отсутствии андезитовых пород. Это дало возможность Баркеру и Арту [5] «несколько видоизменить вторую модель Грина и Рингвуда [15], включающую частичное плавление амфиболита в водных условиях. Первым событием в этой двухстадийной модели является апвеллинг (восходящее мантийное течение), генерация базальтовых расплавов при частичном плавлении мантийного материала, вулканизм (вероятно, в рифтовых зонах) и накопление мощных толщ базальтов. Нижние части этих толщ были метаморфизованы до стадии амфиболита с минеральной ассоциацией роговая обманка + плагиоклаз ± кварц; вода, принимавшая участие в этом процессе, имела интерстиционную природу. Судя по крутизне архейских геотерм (см. обсуждение в статье Грина [14]), частичное плавление с образованием вторичных силикатных магм начиналось по крайней мере при общем давлении в 10 кбар. При частичном плавлении 15—30% вещества в интервале температур 850—1000° С и $P_{H_2O} > 0{,}6$ кбар [20, 17, 18] выплавки имели трондьемит-тоналитовый состав, остаток состоял главным образом из роговой обманки, клинопироксена различного состава и небольшого количества магнетита и оливина. При сравнительно низком общем давлении, низком парциальном давлении H_2O и небольшой степени плавления в остатке содержался плагиоклаз, а выплавившаяся жидкость была низкоглиноземистой (рис. 3). Однако авторы приходят к заключению, что обычно плагиоклаз не был остаточной фазой, а образовавшийся расплав относился к высокоглинозе-

мистому типу (рис. 3). По мере того как нижние части базальтовой толщи погружались в область высоких температур и давлений, они последовательно дегидратировались главным образом вследствие перемещения в верхние горизонты трондьемит-тоналитовых жидкостей и образовавшийся при этом рестит, содержащий роговую обманку, становился неустойчивым и вступал в реакции с образованием пироксена, оливина и других минералов. Этот дегидратированный остаток находился в условиях ниже своего солидуса и в дальнейшем не подвергался частичному плавлению. Очевидно, что главным условием в этой модели является удаление обогащенной кремнеземом жидкости от остатка, прежде чем степень плавления достигнет примерно 40% или прежде чем ликвидусная фаза по составу станет отвечать андезиту. По мере подъема трондьемит-тоналитовых расплавов через базальтовую толщу начинаются проявления базальтового вулканизма, сопровождающие этот процесс, и таким образом в верхних частях толщи возникают бимодальные вулканические серии. Следовательно, соотношение базальтовых и дацитовых пород зависит от двух слабо связанных процессов и поэтому варьирует в широких пределах...».

Далее эти два автора предположили, что «модель образования трондьемит-тоналитовых жидкостей с участием кварцевого эклогита, вероятно, неприменима для архейских пород. В областях развития раннеархейских образований почти нет эклогитов, по крайней мере в современных срезах. Амфиболиты же широко распространены. Многие исследователи высказывали предположение о том, что тепловой поток в архее был значительно выше, чем в наше время (см., например, работы Дели [10], Брукса и Харта, 1972, 1974). Кора и литосфера в раннем архее могли быть тоньше, чем сейчас [10, 14]. Кроме того, Грин предположил, что архейские геотермы могли быть настолько крутыми, что они не проходили через область эклогитов, чем и объясняется отсутствие эклогитов. Даже если архейские геотермы не были настолько круты, чтобы миновать поле стабильности эклогита, они, вероятно, должны были быть достаточно крутыми для того, чтобы степень частичного плавления достигла 15—30% (что необходимо для генерации трондьемит-тоналитовых жидкостей) значительно раньше, чем материнский амфиболит погрузился на глубину (50—60 км), где мог бы образоваться гранат [24, 21]. Таким образом, мы считаем, что исходным материалом бимодальных архейских трондьемитовых и тоналитовых расплавов был обычный амфиболит, а не кварцевый эклогит или гранатовый амфиболит.

Дифференцированные серии финского типа [3] представляют интерес, поскольку они могут находиться в позднеархейских или более молодых регионах, и не встречаются, как это следует из литературы, в наиболее древних частях архейских комплексов серых гнейсов. Установление способа образования отдельных трондьемитовых или тоналитовых тел, обнаруженных в поле вне тесной ассоциации с диоритом и габбро, является трудной задачей. Выявление характера распределения редкоземельных элементов и анализ содержания SiO_2 может быть ключом к определению способа образования пород путем фракционирования базальтового расплава или частичного плавления».

Которн с соавторами [7, 8] независимо от упомянутых выше исследователей рассмотрел роль роговой обманки в процессе фракционирования известково-щелочных магм.

Главы данного сборника, написанные Коллерсоном и Бриджуотером, Мак-Грегором и Тарни и др., более детально освещают происхождение архейских гнейсовых областей.

Субдукция

Многие фанерозойские и некоторые протерозойские трондьемитовые тела могут быть связаны с субдукцией, за исключением тех, которые встречаются в офиолитах и некоторых других геологических обстановках. Однако характер процессов генерации трондьемитовых расплавов в поддвигающейся океанической коре и литосфере или над ними до сих пор остается не ясным. Во многих публикациях и дискуссиях различные авторы предполагают несколько механизмов образования тоналит-трондьемитовых расплавов: 1) частичное плавление поддвигающейся океанической коры; 2) частичное плавление рассеянных масс и включений эклогита в литосфере в поддвигающейся литосфере; 3) воздействие водяного пара, образовавшегося при реакциях дегидратации в поддвигающейся пластине и стремящегося вверх в перекрывающие породы мантийного клина или даже в нижнюю кору, на породы основного состава; 4) дифференциация базальтового расплава, генерированного при частичном плавлении перидотита, его фракционирование путем отделения роговой обманки и других ликвидусных фаз; 5) различные другие механизмы. Естественно, все эти механизмы могут быть действенными. Однако необходима большая работа для выяснения того, какой именно процесс имел место в данной геологической обстановке, и для выяснения особенностей этого процесса и того, какие геологические, петрологические и химические параметры являются диагностическими или характерными для него.

Автор признателен Арту и Россу за просмотр данной главы.

4046

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths, Contrib. Miner. Pet., 37, 161—174, 1972.
2. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325—362, 1975.
3. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southewest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondinhemitic magmas, J. Pet., в печати.
4. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1.7— to 1.8-by.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico, Geochemistry and depths of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189—198, 1976.
5. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, Geology, 4, 596—600, 1976.
6. *Barker F., Arth J. G.*, On the significance of komatiite, Geology, 2, 107—110, 1974.
7. *Cawthorn R. G., Strong D. F., Brown P. A.*, Origin of corundum-normative intrusive and extrusive magmas, Nature, 259, 102—104, 1976.
8. *Cawthorn R. G., Brown P. A.*, A model for the formation and crystallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation, J. Geol., 84, 467—476, 1976.
9. *Coleman R. G., Peterman Z. E.*, Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099—1108, 1975.
10. *Daly R. A.*, Igneous rocks and the deths of the Earth, New York and London, McGraw-Hill Book Co., Inc., 598 pp., 1933.
11. *Davis G. A.*, Structure and mode of emplacement of Caribou Mountain pluton, Klamath Mountains, California, Geol. Soc. Am. Bull., 74, 331—348, 1963.
12. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.*, Rock-forming minerals, Vol. 4, Framework silicates, Longmans, Green and Co., London, 435 pp., 1963.
13. *Goldschmidt V. M.*, Geologisch-petrographische studien im hochebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem, Vid. Skr. I. Mat.-Nat. Klasse, 2, 75—112, 1916.
14. *Green D. H.*, Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradientsand tectonics, Geology, 3, 15—18, 1975.
15. *Green T. H., Ringwood A. E.*, Genesis of the calc-slkaline igneous rock suite, Contr. Miner. Pet., 18, 105—162, 1968.

16. *Hanson G. N., Goldich S. S.*, Early Precambrian rocks in the Saganaga Lake-Northern Light Lake area, Minnesota-Ontario-Pt. 2, Petrogenesis, *In*: B. R. Doe and D. K. Smith, eds., Studies in mineralogy and Precambrian geology, Geol. Soc. Am. Mem., 135, 179—192, 1972.
17. *Helz R. T.*, Plase relations of basalts in their melting range at P_{H_2O} = 5 kb as a function of oxygen fugacity, Pt. I. Mafic phases, J. Pet., 14, 249—302, 1973.
18. *Helz R. T.*, Phase relations of basalts in their melting ranges at P_{H_2O} = 5 kb, Pt. II. Melt compostions, J. Pet., 17, 139—193, 1976.
19. *Hietanen Anna.* Uber das Grundgebirge des Kalantigebietes im sudwestilichen Finnland, Finlande Comm. Geol. Bull., 130, 105 pp., 1943.
20. *Holloway J. R., Burnham C. W.*, Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure, J. Pet., 13, 1—29, 1972.
21. *Lambert I. B., Wyllie P. J.*, Melting of gabro (guartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications, J. Geol., 80, 693—708, 1972.
22. *O'Connor J. T.*, A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525-B, 79—84, 1965.
23. *Streckeisen M.*, To each plutonic rock its proper name, Earth Sci. Rev., 12, 1—33, 1976.
24. *Wyllie P. J.*, Experimental limits for melting in the Earth's crust and upper mantle, *in* Heacock J. G., ed., The structure and physical properties of the Earth's crust, Am. Geophys. Union Geophys. Mon., 14, 279—301, 1971.

Глава 2

Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых риолитовых и родственных салических вулканитов

А. Эварт

Краткое содержание

В этой главе предпринята попытка дать обзор салических вулканитов, в которых содержание $SiO_2 > 60\%$; пересыщенные щелочами и недосыщенные кремнеземом разности намеренно исключены из рассмотрения. В основу легла компиляция данных по главным элементам и элементам-примесям, а также по встречаемости фенокристаллов и их количественной роли для 2890 образцов пород. Эти данные сведены в таблицы с разделением по содержанию SiO_2 на 5 химических групп (60—63, 63—66, 66—69, 69—73, >73%); более дробное их разделение основано на принадлежности к тому или иному географическому и (или) тектоническому району (субрегиону). Далее для каждого субрегиона выделяются низкокалиевая, известково-щелочная и высококалиевая серии. В этой главе общие термины «кислый андезит», «дацит» и «риолит» применяются к вулканитам, в которых содержание SiO_2 соответственно 60—63, 63—69 и >69%, за исключением лав, отнесенных к трахитам, для которых данные сведены отдельно.

Большая часть салических вулканических магм изверглась в орогенических зонах, таких, как Циркумтихоокеанский пояс, Индонезийская, Средиземноморские дуги и в меньшей степени дуги Карибская и Скоша. Еще одна группа кислых магм с преобладанием риолитов связана с бимодальной мафическо-салической магматической ассоциацией (Йеллоустон, Моно-Крейтерс, Медисин-Лейк и Солтон-Си на западе США; Исландия, западная Шотландия и южный Квинсленд, Австралия). Кроме того, приведены сравнительные данные по Гавайским, Канарским островам и островам Галапагос, а также необычным высоконатровым низкокалиевым лавам островов Десепшен и Федарб.

Кластерный анализ усредненных данных для различных субрегионов выявил тесную корреляцию между орогеническими кислыми вулканитами запада США (исключая Каскадные горы), запада Южной Америки и Средиземноморья. Кроме того, обнаружена корреляция между вулканитами Каскадных гор, Алеутской дуги, Центральной Америки и Индонезии. Кластерный анализ позволяет отделить эти орогенические вулканиты от океанических риолитов и дацитов и от риолитов бимодальной ассоциации. Трахиты не обнаруживают какой-либо корреляции ни с одной из упомянутых групп.

Известково-щелочные кислые вулканиты орогенических зон характеризуются следующим набором минералов в фенокристаллах: плагиоклаз, кварц, авгит, гиперстен, роговая обманка, куммингтонит, Fe-Ti-окислы, биотит и редко санидин. В низкокалиевых вулканитах нет санидина и биотита, а высококалиевые содержат санидин, кварц и биотит, кроме того, для них обычны сфен и ортит. Подробная информация о фенокристаллах приведена в разделе «Минералогия фенокристаллов». Температуры, определенные по Fe-Ti-окислам, варьируют в следующих пределах: 640—780 °С для высококалиевых риолитов запада США (исключая бимодальные ассоциации); 725—900 °С для известково-щелочных риолитов юго-западной части Тихого океана и 830—1120 °С для орогенических дацитов из разных участков Циркумтихоокеанского пояса. Эти данные также свидетельствуют, что кислые магмы орогенических зон запада США достигали фазового равновесия при буфере с несколько более высокой f_{O_2} (промежуточной между никель-никелеоксидным и гематит-магнетитовым буферами), чем орогенические магмы других регионов. Кроме того, в данной главе показано, что средние составы магм запада США, запада Южной Америки и Средиземноморья, а также высококалиевые вулканиты других регионов стремятся к низкобарическому «тройному минимуму» в кварц-полевошпатовой системе, заканчиваясь близ него, а также к двуполевошпатовой котектической поверхности в полевошпатовой системе. В известково-щелочной и низкокалиевых сериях этого не обнаружено.

Риолиты бимодальных ассоциаций часто обладают специфическим набором и составом фенокристаллов. Отмечается последовательная кристаллизация все более обогащенных Fe пироксенов, оливинов и амфиболов и биотитов (если они присутствуют). Данные

A. Ewart, Department of Geology and Mineralogy, The University of Queensland, St. Lucia, Queensland, Australia 4067.

по Fe-Ti-окислам указывают на относительно высокие температуры равновесия (800—985 °С), которые достигались в присутствии буфера с f_{O_2}, промежуточной по значению между f_{O_2} кварц-фаялит-магнетитового и f_{O_2} никель-никелеоксидного буферов (т. е. ниже, чем для большинства орогенических салических магм). В этих риолитах, кроме того, часто обнаруживается сильное фракционирование элементов-примесей.

Введение

Классификация

Штрекейзен [362] суммировал различные мнения относительно номенклатуры салических вулканитов и предложил очень логичную классификацию, основанную на параметрах Q (минералы кремнезема), A (щелочные полевые шпаты, включая альбит) и P (плагиоклаз An_{5-100} и скаполит).

К сожалению, эта классификация требует пересчета химического состава породы на нормативные минералы, а для вулканитов характерна кристаллизация в две (или более) стадии (фенокристаллы и основная масса), каждая из которых представлена парагенезисами, равновесными для своих *PT*-условий. Риттман [323] предложил довольно сложную методику пересчета химического состава на нужные минеральные молекулы, но по крайней мере автору настоящей статьи эта методика все же кажется часто неоднозначной и временами произвольной. Тем не менее она приемлема для рассматриваемой здесь классификации вулканитов.

Третичные и современные салические лавы и пирокласты развиты главным образом в островных дугах и орогенических зонах континентальных окраин, т. е. в областях, где, как полагают, главную роль в генерации магмы играет субдукция. В этих областях часто выявляются четкие вариации химизма вулканических серий в зависимости от географического и стратиграфического положения [180] даже в рамках одного петрографического типа, скажем дацита. Среди главных элементов наиболее существенны вариации содержания K_2O, и в тектонических обстановках, связанных с субдукцией, обычно различаются 3 серии вулканитов: низкокалиевая, известково-щелочная и высококалиевая. По обычным петрографическим признакам эти три серии не всегда различимы. Поэтому многие современные исследователи, особенно работающие в юго-западной части Тихого океана, предпочитают более простую химическую схему классификации, основанную на простом графике SiO_2 — K_2O (вес.%) [248, 299]. Такой подход использован и в нашем обзоре для удобства представления данных, а схема классификации Пеккерилло и Тейлора [299] выдерживается с небольшими изменениями в номенклатуре. Таким образом, в этой статье вулканиты, в которых >69% SiO_2 именуются риолитами, в которых 63—69% SiO_2 — дацитами и в которых 60—63% — кислыми андезитами. Когда это необходимо, добавляются термины «низкокалиевый», «известково-щелочной» и «высококалиевый».

Цели и методы составления обзора

Главная цель — представить сравнительные данные по химизму и минеральному составу «дацитоидов» и близких к ним вулканитов из разных географических районов. Для того чтобы охватить достаточно представительный ряд салических вулканитов, была принята следующая методика отбора и обработки данных:

а. В компиляцию включены все данные для лав и пирокластитов, в которых $SiO_2 > 60\%$ (в пересчете на безводную основу), за исключением пересыщенных щелочами (недавний обзор перщелочных вулканитов можно найти в Bulletin Volcanologique, v. 38, 1974) и недосыщенных кремнеземом пород.

б. Дотретичные породы исключены из обзора, поскольку для древних вулканических серий становится более острой проблема вторичных изменений и увеличивается неясность тектонической обстановки.

в. При отборе данных упор делался на химические (главные элементы и элементы-примеси), минералогические (фенокристаллы) и петрографические особенности конкретных пород. В общей сложности обработаны данные для 2890 образцов пород по состоянию на октябрь 1977 г. Источники данных полностью перечислены в списке литературы. Хотя анализ литературных данных нельзя назвать окончательным, он был направлен на максимально возможный охват проявлений салического вулканизма в разных географических и тектонических районах. Данные исключались из обзора лишь тогда, когда имелись ясные признаки (минералогические или химические) выветривания, гидротермального изменения или выщелачивания. В огромном большинстве химических анализов, использованных при компиляции, FeO и Fe_2O_3 были определены отдельно. В тех случаях, когда публиковалось лишь общее содержание железа, значения для FeO и Fe_2O_3 были рассчитаны по методике Ле-Метра [229].

г. Данные разделялись сначала на основе двух критериев: 1) содержание SiO_2 и 2) географический и (или) тектонический районы. На основе процентного содержания SiO_2, пересчитанного на безводный состав, выделены следующие 5 групп пород (%): 60—63, 63—66, 66—69, 69—73, >73. Такая методика частично преодолевает неопределенности классификации. Практически группа пород с 60—63% SiO_2 примерно соответствует кислым андезитам, группы с 63—66% и 66—69% — большинству определений дацитов и кварцевых латитов, а группа пород, содержащих >69% SiO_2, — большинству определений риодацитов и риолитов.

Группирование по географическим и (или) тектоническим районам выглядит следующим образом (порядковые номера районов те же, что и на рис. 1—3, 21 и 22, в табл. 1—3 и в приложениях 1—3):

1. Запад Южной Америки (Анды).
2. Центральная Америка (Мексика, Гватемала, Сальвадор, Гондурас, Никарагуа, Коста-Рика).
3. Запад США: Восточный пояс (зона), выделяемый на основе предположения о восточной зоне субдукции [238]. Риолиты плато Йеллоустон и долины Снейк-Ривер не включены (см. ниже).
4. Запад США: Западный пояс (зона), за исключением четвертичных вулканитов Каскадных гор. Границы определяются, как и в предыдущем случае. Риолиты Моно-Крейтерс и Солтон-Си, Калифорния, не включены (см. ниже).
5. Четвертичные вулканиты Высоких Каскадных гор США и Канады (включая вулканические центры Медисин-Лейк и Ньюберри), Аляска и Алеутские острова.
6. Япония (включая южные острова), Тайвань, Курильские острова, Камчатка и Сайпан.
7. Индонезия (Зондская дуга).
8. Юго-запад Тихого океана, включая Папуа — Новую Гвинею, Соломоновы острова, Новые Гебриды, Фиджи, острова Тонга — Кермадек и Новую Зеландию.
9. Острова Тонга — Кермадек (как самостоятельное подразделение).
10. Средиземноморье, включая Эолийскую [1] и Эгейскую островные дуги [23].
11. Карибская островная дуга (Малые Антильские острова).

[1] Имеются в виду Липарские острова в Южно-Тирренском море.— *Прим. перев.*

12. Южные Сандвичевы острова (дуга Скоша).
13. Остров Десепшен (в Южных Шетландских островах).
14. Западная Шотландия и Северная Ирландия (комплекс Слив-Галлион).
15. Исландия.
16. Острова Галапагос.
17. Канарские острова.

Полные усредненные данные (о химическом и минеральном составе), сгруппированные согласно вышеперечисленным критериям, приведены в табл. 1-А и 1-Б.

д. Для дальнейшего рассмотрения данные, относящиеся к орогеническим вулканогенным толщам, разбиты на основе несколько модифицированных

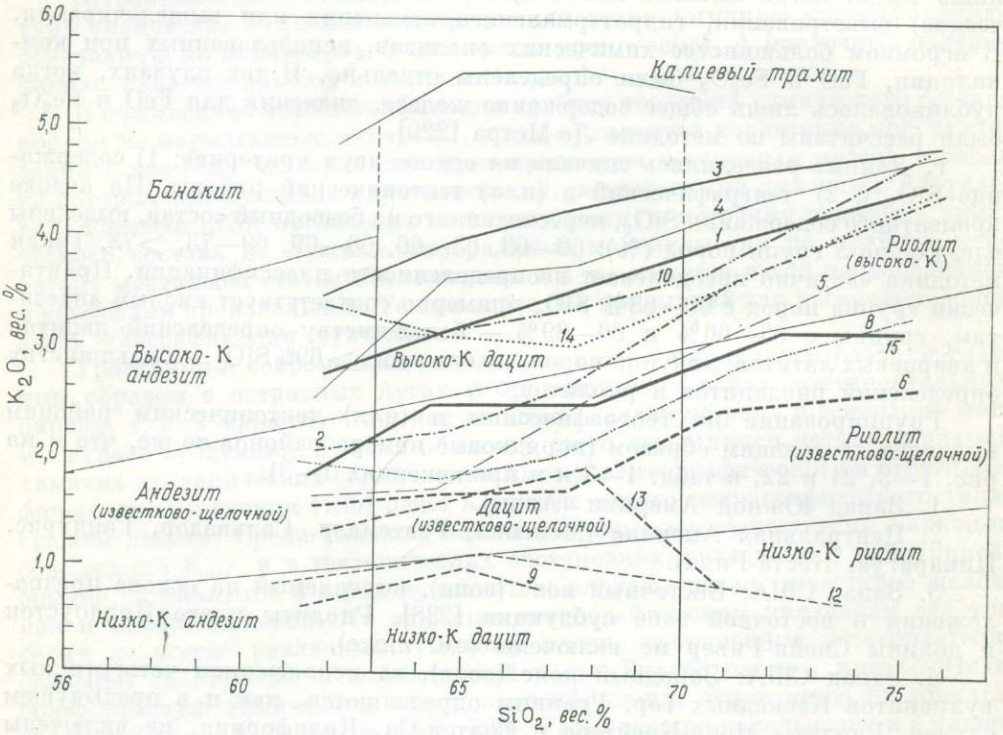


РИС. 1. Диаграмма K_2O — SiO_2, построенная по суммарным усредненным данным (табл. 1) для всех салических вулканических серий из разных географических и(или) тектонических районов, рассматриваемых в обзоре. Тренды для каждого района базируются на средних составах каждой из пяти групп по содержанию SiO_2 (60—63, 63—66, 66—69, 69—73, >73%). Границы между породами и номенклатура заимствованы у Пеккерилло и Тейлора [299] с небольшими изменениями. Цифрами обозначены районы (см. введение).

химических подразделений Пеккерилло и Тейлора [299] на «низкокалиевую», «известково-щелочную» и «высококалиевую» группы, что показано графически на рис. 1. Выборочные усредненные данные, сгруппированные в три химические серии, представлены в приложениях 1, 2 и 3.

е. Данные по элементам-примесям также включены в компиляцию и сведены в табл. 1 и приложениях 1, 2 и 3. Для вычисления средних содержаний использовались все образцы (для которых имелись адекватные данные по главным элементам) независимо от применявшейся аналитической методики. Отсюда возникает возможность смешения данных разного качества. Однако

Таблица 1-А

Сводные данные по содержанию главных элементов и элементов-примесей в салических вулканитах, сгруппированные по географическим и тектоническим районам. Данные усреднены для пяти интервалов содержания SiO_2. Анализы главных элементов пересчитаны на 100% без учета воды

№ района [а] Район	1 Запад Южной Америки (Анды)					2 Центральная Америка				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
SiO_2	61,83	64,49	67,36	70,45	75,51	61,62	64,71	67,47	71,02	75,95
TiO_2	0,86	0,74	0,62	0,46	0,20	0,82	0,69	0,53	0,41	0,19
Al_2O_3	16,91	16,25	15,76	15,43	13,21	16,83	16,67	16,40	15,54	13,05
Fe_2O_3	3,25	2,50	2,69	1,76	1,06	2,60 [в]	2,27 [в]	1,90 [в]	1,74	1,16
FeO	2,35	2,25	1,45	0,98	0,21	2,94 [в]	2,38 [в]	1,83 [в]	1,05	0,66
MnO	0,09	0,08	0,07	0,05	0,06	0,11	0,11	0,11	0,09	0,04
MgO	2,83	2,23	1,35	0,84	0,35	3,11	2,07	1,41	0,63	0,28
CaO	5,18	4,39	3,46	2,27	1,18	5,57	4,51	3,28	2,26	0,78
Na_2O	3,71	3,71	3,51	3,72	3,68	4,18	4,22	4,32	3,56	3,41
K_2O	2,72	3,12	3,49	3,90	4,48	2,02	2,22	2,65	3,59	4,42
P_2O_5	0,26	0,22	0,23	0,14	0,05	0,21	0,16	0,11	0,09	0,06
n	31	37	27	17	28	47	42	27	15	20
Элементы-примеси ($млн^{-1}$) [б]										
Rb	101 (18)	124 (15)	169 (13)	173 (9)	132 (7)	53 (18)	52 (20)	56 (7)	124 (1)	160 (7)
Ba	798 (8)	718 (4)	510 (2)	570 (1)	649 (9)	588 (11)	546 (10)	560 (3)	565 (1)	318 (6)
Sr	582 (18)	430 (15)	288 (14)	214 (10)	126 (16)	465 (18)	480 (20)	462 (7)	97 (1)	48 (7)
Zr	178 (13)	140 (12)	99 (12)	79 (6)	307 (10)	н. д.	172 (1)	172 (1)	н. д.	н. д.
Zn	95 (4) [г]	97 (7) [г]	122 (10)	90 (5)	56 (1)	72 (18)	60 (19)	52 (6)	25 (1)	37 (7)
La	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Ce	47 (3)	45 (8)	47 (2)	н. д.	н. д.	н. д.	137 (1)	143 (1)	н. д.	н. д.
Yb	2,1 (3)	1,4 (8)	1,4 (2)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Y	7 (8)	6 (4)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Cu	33 (13)	29 (11)	31 (11)	16 (6)	15 (9)	19 (20)	12 (20)	11 (6)	1,7 (1)	2,8 (7)
Ni	49 (14)	16 (20)	12 (14)	13 (5)	4 (1)	43 (19)	28 (21)	19 (7)	7,2 (1)	8,6 (7)
Co	20 (13)	12 (11)	9 (12)	8 (6)	5 (10)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Cr	58 (8)	26 (4)	22 (1)	н. д.	н. д.	92 (20)	63 (21)	41 (7)	5,2 (1)	18 (7)
V	128 (8)	107 (4)	104 (2)	40 (1)	32 (9)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Nb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Li	н. д.	н. д.	48 (1)	н. д.	30 (4)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Pb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	57 (9)	9 (18)	10 (19)	10 (6)	н. д.	21 (2)
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.

Таблица 1-А (продолжение)

№ района Район	3 Запад США: Восточный пояс					4 Запад США: Западный пояс				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73
SiO_2	61,77	64,51	67,56	71,11	75,78	61,58	64,53	67,69	71,60	75,94
TiO_2	0,89	0,74	0,55	0,40	0,18	0,83	0,72	0,54	0,35	0,14
Al_2O_3	16,63	16,52	16,20	15,06	13,08	16,90	16,65	16,21	15,02	13,16
Fe_2O_3	3,72	3,31	2,63	1,75	1,01	3,11	2,74	2,32	1,46	0,75
FeO	1,98	1,33	0,82	0,65	0,39	2,64	1,74	1,18	0,89	0,50
MnO	0,09	0,10	0,08	0,07	0,06	0,10	0,08	0,07	0,05	0,05
MgO	2,32	1,49	0,92	0,64	0,23	2,72	1,81	1,11	0,50	0,21
CaO	4,76	3,66	2,72	1,83	0,68	5,66	3,94	3,17	1,96	0,83
Na_2O	4,02	4,15	4,07	3,82	3,68	3,70	3,92	3,79	3,73	3,59
K_2O	3,44	3,92	4,27	4,58	4,86	2,50	3,62	3,75	4,34	4,79
P_2O_5	0,37	0,27	0,19	0,11	0,04	0,26	0,24	0,17	0,09	0,04
n	62	59	74	84	59	47	63	29	55	145
Элементы-примеси (млн$^{-1}$)										
Rb	102 (6)	125 (5)	93 (3)	163 (6)	231 (2)	127 (3)	199 (8)	н. д.	140 (6)	192 (25)
Ba	1680 (13)	1420 (23)	1700 (34)	1330 (19)	409 (13)	1700 (16)	1700 (25)	1614 (14)	1324 (17)	363 (44)
Sr	1000 (18)	768 (24)	547 (35)	339 (22)	118 (15)	1070 (16)	1098 (27)	893 (14)	455 (17)	79 (44)
Zr	330 (14)	253 (23)	243 (34)	248 (19)	172 (13)	225 (16)	216 (25)	245 (14)	176 (17)	129 (44)
Zn	95 (1)	96 (19)	68 (1)	н. д.	н. д.	58 (2)	79 (4)	н. д.	43 (5)	36 (9)
La	110 (10)	н. д.	88 (18)	77 (14)	75 (8)	89 (14)	79 (14)	125 (6)	95 (15)	53 (32)
Ce	215 (8)	292 (11)	271 (8)	174 (6)	100 (1)	146 (14)	143 (9)	208 (6)	184 (11)	93 (13)
Yb	2,3 (10)	2,6 (20)	2,8 (24)	2,5 (14)	3,0 (12)	2,2 (9)	2,1 (15)	2,1 (11)	3,8 (9)	4,5 (23)
Y	25 (12)	30 (23)	31 (33)	29 (19)	29 (12)	23 (16)	22 (25)	18 (14)	29 (17)	33 (43)
Cu	25 (14)	25 (23)	15 (34)	13 (18)	5 (13)	34 (15)	18 (24)	10 (14)	12 (17)	6 (41)
Ni	36 (11)	29 (2)	5 (24)	5 (18)	~ 1 (12)	32 (16)	24 (25)	10 (13)	8 (12)	2 (36)
Co	13 (12)	10 (21)	6 (23)	3 (15)	2 (13)	20 (14)	27 (24)	21 (13)	8 (9)	4 (36)
Cr	61 (14)	31 (22)	6 (32)	4 (17)	2 (12)	94 (16)	47 (25)	22 (14)	15 (15)	2 (35)
V	89 (14)	73 (20)	56 (27)	26 (13)	14 (13)	110 (16)	74 (25)	49 (14)	27 (15)	5 (35)
Nb	18 (10)	16 (16)	19 (14)	18 (10)	36 (11)	18 (13)	17 (12)	24 (6)	17 (13)	19 (41)
Li	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	26 (2)	21 (11)	19 (7)	12 (1)	42 (13)
Pb	24 (11)	33 (20)	34 (30)	30 (18)	30 (12)	29 (15)	24 (25)	19 (14)	28 (16)	40 (42)
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.

Таблица 1-А (продолжение

№ района Район	5 Высокие Каскады — Аляска — Алеуты					6 Япония — Тайвань — Курилы — Камчатка — Сайпан				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73
SiO_2	61,60	64,42	67,60	71,34	74,18	61,58	64,34	67,46	70,88	75,37
TiO_2	0,79	0,63	0,58	0,34	0,23	0,71	0,68	0,60	0,48	0,26
Al_2O_3	17,25	16,78	16,08	14,85	13,93	16,86	16,27	15,70	14,96	13,33
Fe_2O_3	2,18	1,94	1,74	1,17	0,57	2,74	2,57	2,03	1,51	0,98
FeO	3,52	2,73	2,06	1,57	1,41	3,83	3,25	2,61	1,67	1,12
MnO	0,11	0,10	0,09	0,06	0,04	0,13	0,14	0,12	0,09	0,06
MgO	2,60	2,27	1,37	0,61	0,31	2,87	2,16	1,42	0,83	0,45
CaO	5,88	5,07	3,39	1,99	1,37	6,20	5,17	4,22	3,02	1,83
Na_2O	4,22	4,19	4,47	4,78	4,17	3,39	3,61	3,98	3,98	3,86
K_2O	1,60	1,68	2,45	3,18	3,73	1,52	1,64	1,69	2,44	2,62
P_2O_5	0,25	0,18	0,16	0,10	0,06	0,19	0,18	0,17	0,13	0,12
n	74	57	27	53	35	200	144	97	96	78
Элементы-примеси ($млн^{-1}$)										
Rb	39 (25)	59 (11)	69 (4)	125 (18)	136 (14)	25 (15)	58 (3)	64 (4)	107 (2)	76 (10)
Ba	716 (25)	738 (15)	493 (9)	873 (14)	840 (14)	788 (13)	685 (6)	383 (9)	566 (7)	464 (6)
Sr	624 (39)	954 (21)	698 (11)	361 (15)	154 (11)	274 (23)	291 (8)	197 (19)	201 (9)	106 (15)
Zr	160 (19)	173 (14)	188 (9)	185 (12)	207 (11)	120 (2)	н. д.	н. д.	н. д.	125 (1)
Zn	85 (8)	63 (2)	н. д.	122 (3)	68 (8)	80 (14)	66 (5)	86 (9)	88 (1)	82 (1)
La	20 (9)	15 (3)	21 (1)	25 (6)	25 (7)	15 (10)	12 (7)	8 (6)	15 (3)	7,2 (4)
Ce	60 (11)	46 (3)	100 (1)	45 (2)	43 (5)	37 (10)	32 (7)	24 (6)	38 (3)	21 (4)
Yb	1,8 (14)	1,5 (9)	1,9 (7)	2,5 (4)	2,8 (6)	2,7 (10)	3,7 (6)	4,0 (6)	2,9 (3)	3,7 (4)
Y	61 (15)	32 (13)	34 (9)	35 (11)	41 (9)	19 (10)	18 (5)	12 (15)	10 (9)	12 (5)
Cu	32 (24)	28 (12)	17 (9)	18 (5)	14 (8)	38 (21)	14 (7)	6 (12)	1 (7)	3 (6)
Ni	27 (19)	34 (13)	24 (8)	4 (7)	2 (9)	42 (17)	29 (5)	20 (9)	22 (1)	19 (2)
Co	16 (23)	15 (12)	13 (8)	4 (8)	5 (12)	23 (26)	15 (8)	15 (11)	10 (3)	6 (3)
Cr	39 (24)	44 (14)	32 (8)	5 (10)	3 (10)	54 (24)	16 (8)	9 (12)	5 (3)	14 (3)
V	117 (18)	92 (14)	83 (8)	27 (8)	13 (7)	130 (10)	70 (5)	26 (15)	19 (6)	14 (5)
Nb	4,6 (6)	6,5 (6)	5 (2)	н. д.	5 (2)	4,4 (2)	н. д.	н. д.	н. д.	0,5 (1)
Li	35 (2)	57 (3)	н. д.	65 (4)	93 (3)	8 (16)	11 (5)	13 (9)	6,5 (1)	8 (1)
Pb	5,5 (11)	7,5 (5)	8,3 (2)	15 (8)	18 (6)	9 (7)	16 (3)	7 (8)	7 (6)	9 (5)
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	6,3 (2)	4,2 (3)	3,3 (9)	4,4 (4)	3,1 (3)	4,5 (2)	3,2 (2)

Таблица 1-А (продолжение)

№ района Район	7 Индонезия					8 Юго-запад Тихого океана				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73
SiO_2	60,43	63,87	66,64	70,91	75,49	61,24	64,50	67,27	71,28	75,15
TiO_2	0,68	0,73	0,68	0,35	0,24	0,69	0,67	0,57	0,42	0,25
Al_2O_3	17,67	16,17	15,76	15,10	13,81	16,47	15,57	15,45	14,49	13,28
Fe_2O_3	2,93[в]	2,83[в]	2,42[в]	1,68	0,80	2,59	2,13	1,94	1,43	0,88
FeO	3,50[в]	3,10[в]	2,20[в]	1,30	0,67	3,75	3,73	2,76	1,75	1,01
MnO	0,13	0,10	0,10	0,05	0,03	0,12	0,13	0,11	0,08	0,06
MgO	2,66	2,05	1,27	0,77	0,16	3,23	2,31	1,40	0,65	0,31
CaO	6,05	4,85	3,33	2,58	1,21	6,22	5,24	4,26	2,44	1,52
Na_2O	3,54	3,73	4,28	3,53	3,97	3,55	3,73	4,06	4,57	4,23
K_2O	2,19	2,43	3,16	3,67	3,56	1,92	1,78	1,99	2,81	3,27
P_2O_5	0,23	0,16	0,17	0,07	0,05	0,23	0,20	0,18	0,09	0,05
n	21	10	9	8	5	145	89	54	44	100
Элементы-примеси ($млн^{-1}$)										
Rb	71 (18)	86 (8)	105 (9)	154 (4)	н. д.	48 (90)	36 (43)	43 (25)	100 (22)	108 (42)
Ba	414 (8)	420 (1)	460 (2)	н. д.	н. д.	506 (89)	515 (48)	462 (24)	762 (24)	782 (54)
Sr	349 (18)	277 (8)	259 (9)	155 (4)	н. д.	473 (98)	478 (48)	456 (25)	152 (22)	103 (42)
Zr	162 (17)	183 (5)	271 (6)	н. д.	н. д.	140 (46)	114 (46)	167 (20)	351 (22)	176 (42)
Zn	н. д.	н. д.	66 (1)	49 (4)	н. д.	77 (24)	86 (28)	79 (17)	62 (20)	32 (16)
La	17 (2)	н. д.	31 (1)	н. д.	н. д.	20 (44)	15 (36)	17 (19)	48 (22)	28 (38)
Ce	34 (2)	н. д.	59 (1)	н. д.	н. д.	38 (44)	28 (37)	35 (18)	76 (20)	55 (20)
Yb	2,3 (2)	н. д.	2,4 (1)	н. д.	н. д.	2,0 (13)	2,2 (7)	2,4 (4)	7,7 (5)	3,4 (9)
Y	30 (17)	35 (5)	47 (1)	35 (4)	н. д.	25 (68)	28 (44)	27 (25)	51 (22)	25 (41)
Cu	23 (8)	37 (1)	25 (2)	н. д.	н. д.	47 (86)	26 (44)	17 (23)	7 (22)	7 (41)
Ni	9 (8)	1 (1)	1 (2)	н. д.	н. д.	26 (83)	21 (42)	10 (22)	3 (30)	3 (18)
Co	12 (8)	10 (1)	7 (2)	н. д.	н. д.	19 (32)	13 (26)	9 (13)	7 (3)	4 (4)
Cr	26 (8)	3 (1)	3 (2)	н. д.	н. д.	68 (88)	38 (44)	11 (23)	13 (22)	4 (41)
V	104 (8)	74 (1)	44 (2)	н. д.	н. д.	138 (90)	88 (44)	61 (23)	13 (22)	10 (41)
Nb	9,4 (2)	н. д.	6 (1)	н. д.	н. д.	6 (24)	7 (15)	9 (6)	35 (17)	17 (17)
Li	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	16 (2)	н. д.	10 (1)	29 (2)	35 (23)
Pb	12 (2)	н. д.	17 (1)	25 (3)	н. д.	10 (59)	12 (25)	14 (18)	14 (19)	16 (21)
Hf	3,4 (2)	н. д.	4,7 (1)	н. д.	н. д.	3,1 (10)	2,4 (5)	4,2 (4)	8,9 (5)	4,7 (10)

Таблица 1-А (продолжение)

№ района Район	9 Острова Тонга — Кермадек			10 Средиземноморье					11 Карибская дуга [д]			
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—62	62—64	64—66	> 66
SiO_2	61,37	65,07	66,79	61,84	64,33	67,60	70,56	75,61	60,99	62,94	64,97	67,86
TiO_2	0,71	0,59	0,62	0,70	0,68	0,51	0,41	0,17	0,60	0,52	0,43	0,38
Al_2O_3	14,94	14,31	13,75	17,14	16,45	15,72	15,05	13,33	17,27	16,97	16,71	15,55
Fe_2O_3	3,20	1,76	1,32	2,84	2,55	2,21	1,67	0,94	1,74	1,48	1,40	1,25
FeO	6,37	5,93	6,28	2,17	2,45	1,65	1,09	0,44	4,82	4,19	3,89	3,47
MnO	0,20	0,17	0,14	0,10	0,10	0,08	0,07	0,05	0,16	0,14	0,14	0,13
MgO	2,46	2,07	1,54	2,42	1,83	1,24	0,85	0,34	2,29	1,90	1,33	1,02
CaO	7,11	6,02	5,43	5,70	4,49	3,74	2,73	1,02	7,06	6,41	5,79	5,30
Na_2O	2,92	2,96	3,17	3,46	3,77	3,85	3,76	3,18	3,30	3,41	3,43	3,24
K_2O	0,60	0,96	0,79	3,36	3,11	3,25	3,69	4,80	1,08	1,38	1,35	1,50
P_2O_5	0,13	0,16	0,17	0,26	0,23	0,16	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,08
n	5	17	7	82	85	39	44	27	93	95	90	26
Элементы-примеси ($млн^{-1}$)												
Rb	8 (5)	14 (15)	11 (3)	69 (24)	95 (15)	126 (12)	138 (8)	356 (7)	37 (93)	49 (95)	46 (90)	52 (26)
Ba	180 (5)	272 (16)	243 (3)	1032 (14)	776 (7)	959 (3)	484 (2)	26 (3)	298	352	281	242
Sr	231 (5)	257 (16)	218 (3)	486 (24)	353 (16)	299 (12)	204 (8)	13 (7)	394	416	328	283
Zr	45 (5)	51 (15)	63 (3)	191 (8)	177 (6)	129 (1)	205 (1)	51 (3)	116	117	111	106
Zn	102 (5)	102 (14)	124 (3)	69 (8)	67 (9)	57 (4)	51 (2)	40 (7)	66	60	54	48
La	4,0 (5)	4,0 (15)	3,9 (3)	22 (14)	23,3 (5)	19 (1)	56 (1)	16 (3)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Ce	9,5 (5)	10,1 (15)	11,9 (3)	53 (4)	51,9 (5)	71 (1)	132 (1)	59 (3)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Yb	1,3 (1)	2,3 (2)	3,9 (1)	2,4 (3)	1,5 (12)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Y	24 (5)	26 (15)	27 (3)	23 (9)	28 (6)	29 (1)	41 (1)	97 (3)	26	23	23	22
Cu	76 (5)	31 (15)	16 (3)	25 (17)	21 (12)	19 (4)	43 (2)	13 (7)	46	45	40	40
Ni	3 (5)	6 (15)	3 (3)	14 (11)	12 (12)	8 (6)	6 (3)	4 (7)	33	40	32	30
Co	23 (5)	15 (14)	12 (3)	13 (11)	12 (9)	8 (6)	5 (3)	3 (7)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Cr	7 (5)	19 (15)	3 (3)	10 (4)	16 (6)	6 (3)	17 (2)	35 (3)	96	130	110	107
V	209 (5)	102 (15)	64 (3)	105 (8)	85 (6)	47 (3)	35 (1)	н. д.	109	93	71	35
Nb	1,5 (1)	3,1 (2)	1 (1)	24 (3)	21 (5)	н. д.	н. д.	н. д.	5	6	4	4
Li	н. д.	н. д.	н. д.	14 (7)	17 (6)	26 (3)	18 (1)	26 (4)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Pb	2,7 (4)	3,4 (6)	4 (2)	6,2 (4)	7,0 (3)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Hf	0,72 (1)	1,2 (1)	2,2 (1)	5,5 (3)	3,4 (2)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.

Таблица 1-А (продолжение)

№ района Район	13 Остров Десепшен			Остров Федарб	14 Западная Шотландия — Северная Ирландия			
Интервал SiO_2 (%)	60—63	66—69	69—73	66—69	63—66	66—69	69—73	> 73
SiO_2	61,79	67,83	70,98	68,28	63,35	67,59	70,89	75,71
TiO_2	1,30	0,70	0,49	0,82	0,97	0,96	0,77	0,27
Al_2O_3	16,25	15,12	14,28	15,16	14,74	13,46	13,14	11,96
Fe_2O_3	1,21	1,57	1,31	1,63	1,56	2,06	2,38	1,17
FeO	5,60	3,18	2,36	2,19	5,91	4,34	2,80	1,31
MnO	0,17	0,15	0,10	0,15	0,20	0,24	0,14	0,12
MgO	1,67	0,54	0,87	1,16	2,02	1,02	0,67	0,20
CaO	4,03	2,09	3,58	3,02	4,17	3,21	1,88	0,97
Na_2O	6,37	6,77	5,17	5,90	3,68	3,93	3,56	3,79
K_2O	1,28	1,89	0,80	1,46	3,11	3,00	3,55	4,43
P_2O_5	0,34	0,16	0,06	0,23	0,29	0,19	0,14	0,07
n	4	6	1	2	3	7	10	18
Элементы-примеси (млн$^{-1}$)								
Rb	19 (3)	29 (1)	н. д.	19 (2)	84 (1)	н. д.	89 (6)	147 (11)
Ba	295 (2)	340 (1)	н. д.	347 (2)	1559 (1)	н. д.	986 (6)	384 (10)
Sr	210 (3)	135 (1)	н. д.	436 (2)	216 (1)	н. д.	115 (6)	102 (11)
Zr	353 (3)	535 (1)	н. д.	н. д.	414 (1)	н. д.	325 (6)	319 (10)
Zn	н. д.	н. д.	н. д.	87 (2)	101 (1)	н. д.	210 (1)	56 (8)
La	н. д.	н. д.	н. д.	24 (2)	н. д.	н. д.	63 (6)	113 (9)
Ce	н. д.	н. д.	н. д.	56 (2)	н. д.	н. д.	82 (3)	85 (1)
Yb	н. д.	н. д.	н. д.	2,8 (1)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Y	49 (3)	57 (1)	н. д.	31 (2)	н. д.	н. д.	45 (4)	33 (9)
Cu	н. д.	н. д.	н. д.	24 (2)	25 (1)	н. д.	15 (3)	5,3 (9)
Ni	19 (1)	н. д.	н. д.	< 5 (2)	1 (1)	н. д.	4 (3)	2,4 (9)
Co	29 (2)	5 (1)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	2 (3)	1,9 (9)
Cr	25 (1)	н. д.	н. д.	26 (2)	н. д.	н. д.	4 (3)	3,5 (9)
V	55 (1)	сл. (1)	н. д.	30 (2)	н. д.	н. д.	14 (3)	11 (9)
Nb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	16 (3)	17 (9)
Li	37 (2)	48 (1)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	15 (3)	23 (9)
Pb	н. д.	н. д.	н. д.	16 (2)	н. д.	н. д.	15 (1)	19 (8)
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.

Таблица 1-А (продолжение)

№ района Район	15 Исландия [e]					16 Острова Галапагос		
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	66—69	69—73
SiO_2	61,47	64,26	67,99	72,19	75,06	60,67	66,86	70,62
TiO_2	1,03	0,95	0,58	0,33	0,23	1,87	0,68	0,70
Al_2O_3	15,85	14,62	14,73	13,86	12,77	14,75	14,70	13,25
Fe_2O_3	2,59	3,45	2,34	1,03	1,16	3,51	5,61	1,94
FeO	5,98	3,67	2,65	2,65	1,43	4,74	1,61	2,67
MnO	0,24	0,15	0,12	0,10	0,07	0,16	0,11	0,10
MgO	1,64	1,36	0,99	0,14	0,16	2,16	0,33	0,63
CaO	4,88	4,11	3,54	1,60	1,38	4,99	1,08	1,16
Na_2O	4,13	4,77	4,44	4,89	4,52	4,42	5,97	5,62
K_2O	1,79	2,45	2,46	3,13	3,15	2,22	2,94	3,25
P_2O_5	0,39	0,20	0,16	0,06	0,05	0,50	0,11	0,05
n	7	5	10	4	29	2	1	1
Элементы-примеси (млн$^{-1}$)								
Rb	н. д.	н. д.	81 (2)	н. д.	113 (12)	н. д.	н. д.	н. д.
Ba	н. д.	н. д.	1300 (1)	н. д.	1046 (12)	300 (1)	460 (1)	520 (1)
Sr	н. д.	н. д.	200 (2)	н. д.	114 (12)	245 (1)	157 (1)	170 (1)
Zr	н. д.	н. д.	493 (2)	н. д.	386 (12)	551 (1)	1016 (1)	1170 (1)
Zn	н. д.	н. д.	185 (1)	105 (1)	122 (12)	н. д.	н. д.	н. д.
La	н. д.	н. д.	150 (1)	н. д.	167 (12)	39 (1)	98 (1)	61,5 (1)
Ce	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Yb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Y	н. д.	н. д.	41 (2)	н. д.	44 (12)	41 (1)	66 (1)	100 (1)
Cu	н. д.	н. д.	0,5 (1)	9 (1)	10 (12)	33 (1)	9 (1)	14 (1)
Ni	н. д.	н. д.	0,5 (1)	0,9 (1)	0,7 (12)	10 (1)	9 (1)	13 (1)
Co	н. д.	н. д.	1,1 (1)	2,1 (1)	1,3 (12)	20,8 (1)	3,5 (1)	4,2 (1)
Cr	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	5 (12)	10 (1)	н. д.	15 (1)
V	н. д.	н. д.	20 (1)	н. д.	15 (12)	98 (1)	5 (1)	19 (1)
Nb	н. д.	н. д.	25 (1)	н. д.	27 (12)	34 (1)	73 (1)	н. д.
Li	н. д.	н. д.	20 (1)	н. д.	13 (12)	н. д.	н. д.	н. д.
Pb	н. д.	н. д.	10 (1)	10 (1)	9 (12)	н. д.	н. д.	н. д.
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	12,4 (1)	23,7 (1)	22,9 (1)

Таблица 1-А (продолжение)

№ района Район	Гавайские острова	Банка Зефир-Шол, впадина Лау	17 Вулкан Тенегуа, Канарские острова		Калиевые трахиты			
Интервал SiO_2 (%)	66—69	63—66	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73
SiO_2	67,77	64,72	71,76	74,81	62,00	64,88	67,77	70,14
TiO_2	0,57	0,54	0,33	0,25	0,75	0,75	0,60	0,37
Al_2O_3	15,70	14,90	16,04	14,52	17,85	16,25	15,37	15,10
Fe_2O_3	1,70	3,16	0,32	0,43	2,68	2,74	1,96	1,73
FeO	1,37	2,61	0,70	0,35	2,42	1,15	1,51	1,08
MnO	0,06	0,09	0,02	0,02	0,19	0,09	0,10	0,07
MgO	1,53	3,50	0,46	0,92	0,88	1,02	0,58	0,17
CaO	2,79	5,28	0,29	1,05	2,59	2,56	1,53	0,76
Na_2O	4,51	4,13	5,71	5,58	5,54	4,78	4,90	5,18
K_2O	3,69	1,01	4,29	2,04	4,82	5,51	5,53	5,36
P_2O_5	0,32	0,05	0,06	0,03	0,28	0,26	0,14	0,05
n	3	2	2	1	17	24	21	5
Элементы-примеси (млн$^{-1}$)								
Rb	н. д.	7,8 (1)	115 (1)	35 (1)	114 (4)	116 (11)	140 (11)	134 (2)
Ba	н. д.	100 (1)	748 (1)	1162 (1)	1073 (5)	1726 (12)	1040 (13)	1103 (2)
Sr	н. д.	170 (1)	58 (1)	324 (1)	323 (5)	1087 (13)	591 (15)	101 (2)
Zr	н. д.	72 (1)	696 (1)	688 (1)	1020 (4)	611 (12)	682 (10)	742 (2)
Zn	н. д.	н. д.	31 (1)	26 (1)	121 (4)	72 (10)	121 (9)	201 (2)
La	н. д.	4,1 (1)	129 (1)	113 (1)	71 (3)	82 (11)	85 (10)	64 (2)
Ce	н. д.	9,0 (1)	н. д.	н. д.	118 (4)	128 (11)	141 (10)	122 (2)
Yb	н. д.	0,85 (1)	н. д.	н. д.	3,4 (2)	2,9 (5)	3,0 (5)	н. д.
Y	н. д.	8 (1)	134 (1)	130 (1)	58 (4)	24 (11)	36 (8)	67 (2)
Cu	н. д.	н. д.	16 (1)	18 (1)	27 (2)	105 (10)	58 (11)	1 (2)
Ni	н. д.	н. д.	33 (1)	14 (1)	2 (2)	22 (11)	12 (9)	2 (2)
Co	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	4 (3)	н. д.
Cr	н. д.	н. д.	32 (1)	н. д.	0,5 (4)	43 (11)	17 (8)	3 (2)
V	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	13 (4)	97 (11)	60 (8)	1 (2)
Nb	н. д.	4,2 (1)	н. д.	н. д.	105 (4)	16 (11)	30 (7)	48 (2)
Li	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	15 (1)	н. д.	52 (2)	н. д.
Pb	н. д.	3 (1)	н. д.	н. д.	16 (4)	22 (10)	23 (7)	16 (2)
Hf	н. д.	1,7 (1)	н. д.	н. д.	15,7 (1)	11,7 (3)	13 (1)	н. д.

[а] См. введение. [б] Цифры в скобках — количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента-примеси. [в] Для большинства использованных здесь данных — значения Fe_2O_3 и FeO, пересчитанные по методике Ле-Метра [229]. [г] Не учтено одно аномально высокое значение в каждой группе. [д] Данные взяты непосредственно из работы Брауна и др. [40]. [е] Гранофиры специально исключены из сводки. n — количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента. н. д. — недостаточно данных.

Таблица 1-Б

Сводка данных по минералогии фенокристаллов салических вулканитов, сгруппированных по географическим и (или) тектоническим районам. Выделено пять интервалов содержания SiO_2, соответствующих таковым таблицы 1-А

№ района [а] Район	1 Запад Южной Америки: Анды					2 Центральная Америка				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
Содержание фенокристаллов (об.%)										
Са	0,31	0	0	8,1	н. д.	0	0	0	0	4,1
Пл	23,2	21,3	14,5	5,9	н. д.	25,5	23,3	14,3	18,6	4,6
Кв	0,06	0	0	7,7	н. д.	0	0	0	0	10,1
Ол	0,03	0,04	0	0	н. д.	0,29	0	0,01	0	0
КПи	1,1	1,1	0,7	0,13	н. д.	2,3	1,1	1,0	0,13	0
ОПи	2,2	2,9	1,8	0,17	н. д.	4,7	2,3	0,74	0,20	0
РО	6,9	2,9	0,27	0,17	н. д.	0,38	0,75	0,90	0,67	0
Би	0,34	1,4	0,03	1,8	н. д.	0	0	0,23	2,1	0,34
Сф	0,04	0	0	0	н. д.	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	1,8	1,1	0,97	0,57	н. д.	1,0	1,3	0,49	0,03	0
Сумма	36,0	30,7	18,3	24,5	н. д.	34,2	28,8	17,7	21,7	19,1
n	9	12	3	3	—	8	4	7	3	7
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)										
Са	7	3	13	54	96	0	0	4	8	92
Пл	93	100	100	100	96	86	93	96	100	67
Кв	31	24	50	46	92	0	3	15	25	58
Ол	14	8,8	0	0	0	39	0	4	0	0
КПи	79	65	54	46	4	97	80	85	67	8
ОПи	79	85	67	38	0	100	87	77	75	0
РО	69	68	42	31	50	33	67	65	50	0
Би	45	62	75	77	100	0	7	8	50	67
Сф	7	0	8	23	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	59	74	100	100	69	75	93	81	83	0
n	29	34	24	13	26	36	30	26	12	12

Таблица 1-Б (продолжение)

№ района Район	3 Запад США: Восточный пояс					4 Запад США: Западный пояс				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
Содержание фенокристаллов (об.%)										
Ca	0,9	1,8	3,5	4,2	8,4	1,3	1,3	1,5	2,9	3,3
Пл	16,6	14,9	18,2	10,9	3,8	20,9	21,8	19,0	12,0	2,4
Кв	0,10	0,31	0,89	2,6	3,7	0,21	0,25	4,4	3,1	2,7
Ол	0,08	0,01	<0,01	0	0	0,16	0,05	0	0	<0,01
КПи	2,5	0,89	0,46	0,15	0,02	2,2	1,1	0,44	0,17	0,03
ОПи	1,6	0,65	0,09	0,15	0	1,8	0,47	0,67	0,08	0,01
РО	2,6	1,5	1,3	0,24	0,07	3,3	2,5	0,40	0,66	0,04
Би	1,7	2,3	2,8	2,0	0,83	2,0	3,9	2,9	2,2	0,32
Сф	0	<0,01	0,05	0,01	0,01	0	0,02	<0,01	0,03	0,01
Fe-Ti-окислы	1,4	0,86	1,3	0,61	0,32	0,9	0,48	0,68	0,38	0,10
Сумма	27,5	23,2	28,6	20,9	17,2	32,8	31,9	30,0	21,5	8,9
n	40	47	54	53	30	20	22	21	23	69
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)										
Ca	16	49	73	70	93	4	12	54	54	81
Пл	89	93	100	96	75	100	100	96	98	80
Кв	10	24	46	52	76	11	33	71	88	75
Ол	7	2	1	0	0	4	5	0	2	6
КПи	84	63	43	34	10	89	75	79	32	13
ОПи	50	17	5	11	0	76	43	46	20	11
РО	55	63	65	49	19	52	69	82	68	33
Би	44	73	93	94	90	48	77	96	81	70
Сф	0	3	18	24	5	0	7	14	34	19
Fe-Ti-окислы	73	73	92	82	61	93	93	93	81	69
n	62	59	74	83	59	46	61	28	41	118

Таблица 1-Б (продолжение)

№ района Район	5 Высокие Каскады — Аляска — Алеуты					6 Япония — Тайвань — Курилы — Камчатка — Сайпан				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
Содержание фенокристаллов (об.%)										
Са	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Пл	20,7	19,1	7,6	9,2	0,91	12,1	10,1	14,6	11,8	11,1
Кв	0	0,05	0	0,19	0,05	0	1,2	4,0	1,1	4,0
Ол	<0,01	0,02	0,02	<0,01	0	0,03	0,10	0	0	0
КПи	2,4	1,6	0,72	0,40	0,03	1,3	0,29	0,32	0,38	0,05
ОПи	2,7	2,7	0,38	0,64	0,11	2,1	1,3	1,4	1,2	0,40
РО	1,9	0,7	1,2	0,81	<0,01	0,8	2,1	2,0	0,20	0,25
Би	0	0,05	0	0,13	0,07	0,02	0,04	0,01	0	0
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	0,83	0,66	0,35	0,35	0,12	0,43	0,5	0,77	0,55	0,21
Сумма	28,5	24,9	10,3	11,7	1,3	16,8	15,6	23,1	15,2	16,0
n	12	10	6	22	12	20	22	15	30	12
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)										
Са	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
Пл	100	100	100	88	94	99	95	98	97	97
Кв	11	18	27	10	13	10	18	20	28	54
Ол	13	6	12	2	0	14	12	2	7	1
КПи	86	68	77	84	45	80	68	81	71	53
ОПи	94	76	77	88	87	92	84	87	88	58
РО	29	44	65	59	23	39	43	37	45	26
Би	2	4	8	14	3	13	12	11	12	21
Сф	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	87	90	89	89	87	86	87	87	85	68
n	63	50	26	49	31	196	139	94	92	72

Таблица 1-Б (продолжение)

№ района Район	7 Индонезия					8 Юго-запад Тихого океана				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
Содержание фенокристаллов (об.%)										
Ca	0	2,0	1,3	2,6	н. д.	0,01	0	0	0,01	0,05
Пл	22,1	19,0	14,8	18,1	н. д.	17,8	12,4	10,9	9,0	7,3
Кв	0	0	0	8,7	н. д.	0,01	0,32	0,30	1,2	1,8
Ол	0,29	0,20	0,25	0	н. д.	0,08	0,04	0	0	<0,01
КПи	3,5	3,4	1,6	0,03	н. д.	3,0	2,0	1,3	0,41	0,05
ОПи	3,8	2,4	2,0	0,03	н. д.	2,3	1,1	1,2	0,62	0,35
РО	1,1	0,40	0,73	1,2	н. д.	1,7	1,1	1,3	0,52	0,17
Би	0,06	0	0	3,0	н. д.	0,33	0,41	0,01	0,04	0,17
Сф	0	0	0	0	н. д.	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	1,0	1,0	0,90	0,30	н. д.	0,81	0,76	0,60	0,41	0,28
Сумма	31,9	28,4	21,6	34,0	н. д.	26,0	18,1	15,6	12,2	10,2
n	17	5	4	4	—	104	62	35	32	77
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)										
Ca	0	57	25	63	100	0,7	0	0	7	2
Пл	100	100	100	100	100	98	100	100	95	98
Кв	0	29	0	100	50	4	11	19	24	48
Ол	28	14	25	0	0	20	9	4	2	3
КПи	94	71	100	38	0	79	90	87	61	19
ОПи	94	86	75	63	100	69	85	76	73	80
РО	33	57	25	100	100	37	30	36	34	51
Би	11	29	0	100	100	16	11	17	20	27
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	100	100	100	100	100	78	92	87	90	85
n	18	7	4	8	2	138	88	53	41	93

Таблица 1-Б (продолжение)

№ района Район	9 Острова Тонга — Кермадек			10 Средиземноморье					11 Карибская дуга		
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69
Содержание фенокристаллов (об.%)											
Ca	0	0	0	2,7	2,2	0	0	15,2	0	н. д.	н. д.
Пл	4,0	6,1	5,2	23,3	22,3	25,1	19,1	8,5	25,0	н. д.	н. д.
Кв	0	0	0	<0,01	<0,01	0,09	0,18	14,4	0,88	н. д.	н. д.
Ол	0	<0,01	0	0,02	0	0	0	0	0,08	н. д.	н. д.
КПи	0,58	1,6	0,47	3,2	1,3	2,4	0,22	0	0,71	н. д.	н. д.
ОПи	0,28	0,72	0,63	1,5	2,2	0,43	0,92	0	3,6	н. д.	н. д.
РО	0	0	0	3,1	2,9	2,3	2,6	0	1,5	н. д.	н. д.
Би	0	0	0	3,6	4,2	0,29	0,38	3,6	0,06	н. д.	н. д.
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0	н. д.	н. д.
Fe-Ti-окислы	0,28	0,35	0,27	0,69	0,41	2,03	0,76	0	1,1	н. д.	н. д.
Сумма	5,1	8,8	6,6	38,1	35,5	32,6	24,2	41,7	32,9	н. д.	н. д.
n	5	15	3	21	15	9	5	12	12	—	—
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)											
Ca	0	0	0	27	26	13	32	92	0	0	0
Пл	100	100	100	100	100	97	100	100	100	100	100
Кв	0	0	0	17	19	36	52	100	30	40	67
Ол	0	12	0	7	7	0	5	0	30	0	0
КПи	100	94	100	84	66	59	30	0	91	80	50
ОПи	100	100	100	48	66	49	36	0	100	90	83
РО	0	0	0	65	49	67	73	8	85	90	67
Би	0	0	0	65	52	62	68	96	6	0	50
Сф	0	0	0	0	8	13	14	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	100	100	100	61	68	79	73	12	97	100	100
n	5	17	7	82	85	39	44	26	33	10	6

Таблица 1-Б (продолжение)

№ района Район	13 Остров Десепшен			Остров Федарб	14 Западная Шотландия — Северная Ирландия			
Интервал SiO_2 (%)	60—63	66—69	69—73	66—69	63—66	66—69	69—73	>73
Содержание фенокристаллов (об.%)								
Са	н. д.	0	н. д.	0	н. д.	0	0	4,0
Пл	н. д.	4,2	н. д.	6,7	н. д.	14,3	14,2	2,1
Кв	н. д.	0	н. д.	0	н. д.	0	2,3	3,9
Ол	н. д.	0	н. д.	0	н. д.	0	0,05	0,14
КПи	н. д.	0,7	н. д.	0,6	н. д.	4,7	3,4	0,28
ОПи	н. д.	0,5	н. д.	0,2	н. д.	0,1	0,03	0
РО	н. д.	0	н. д.	0	н. д.	0	0	0,01
Би	н. д.	0	н. д.	0	н. д.	0	0	0
Сф	н. д.	0	н. д.	0	н. д.	0	0	0
Fe-Ti-окислы	н. д.	0,5	н. д.	0,4	н. д.	1,3	1,2	0,05
Сумма	н. д.	5,9	н. д.	7,9	н. д.	20,4	21,2	10,5
n	—	1	—	2	—	1	4	13
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)								
Са	0	0	0	0	0	0	40	33
Пл	100	100	100	100	67	100	60	78
Кв	0	0	0	0	0	0	40	67
Ол	75	83	100	0	0	0	30	61
КПи	50	17	0	100	67	100	70	67
ОПи	75	100	100	100	67	33	20	11
РО	0	0	0	0	0	0	0	6
Би	0	0	0	0	0	0	0	0
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	50	100	100	100	67	83	50	28
n	4	6	1	2	3	6	10	18

Таблица 1-Б (продолжение)

№ района Район	15 Исландия					16 Острова Галапагос		Гавайские острова	Банка Зефир-Шол, впадина Лау	Калиевые трахиты			
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	66—69	66—69		60—63	63—66	66—69	69—73
Содержание фенокристаллов (об.%)													
Са	н. д.	0	0	0	1,1	н. д.	н. д.	0	0	8,5	6,7	24,2	7,7
Пл	н. д.	4,9	4,1	8,1	1,8	н. д.	н. д.	12,0	30	2,1	9,4	0,68	2,0
Кв	н. д.	0	0	0	0,7	н. д.	н. д.	0	0	0	0	0	0
Ол	н. д.	0	0,60	0,7	0,03	н. д.	н. д.	0	0	0,15	0,10	0,16	0,10
КПи	н. д.	0,80	0,28	1,6	0,13	н. д.	н. д.	0	10	0,63	0,66	0,65	0,23
ОПи	н. д.	0	0,03	0	0,01	н. д.	н. д.	0,75	5	0	0	0,01	0
РО	н. д.	0	0	0	0	н. д.	н. д.	6,7	0	0,23	0	0,70	0
Би	н. д.	0	0	0	0	н. д.	н. д.	2,3	0	0,20	0,53	0,06	0
Сф	н. д.	0	0	0	0	н. д.	н. д.	0	0	0,02	0,09	0,38	0
Fe-Ti-окислы	н. д.	0	0,10	0,6	0,09	н. д.	н. д.	1,1	2	0,23	0,49	0,26	0,10
Сумма	н. д.	5,7	5,1	11,0	3,9	н. д.	н. д.	22,9	47	12,1	18,0	27,1	10,1
n	—	3	4	1	20	—	—	2	2	6	7	8	3
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)													
Са	0	0	0	0	7	0	0	0	0	64	57	81	100
Пл	100	60	100	100	79	100	100	100	100	57	52	19	50
Кв	0	0	10	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0
Ол	67	20	40	75	36	0	0	0	0	64	30	33	50
КПи	83	80	90	100	57	100	100	0	100	71	87	76	100
ОПи	17	20	30	0	4	0	0	100	100	7	9	5	0
РО	0	0	20	0	0	0	100	100	0	21	9	24	25
Би	0	0	10	0	0	0	0	100	0	14	35	19	25
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	9	10	0
Fe-Ti-окислы	17	0	60	50	46	0	100	100	100	57	52	62	100
n	6	5	10	4	28	2	1	2	2	14	23	21	4

[a] См. введение. n — количество образцов, использованных в сводке для каждого подразделения. н. д. — недостаточно данных. Са — санидин, Пл — плагиоклаз, Кв — кварц, Ол — оливин, КПи — клинопироксен, ОПи — ортопироксен, РО — роговая обманка, Би — биотит, Сф — сфен.

такой «поверхностный» подход был выбран в интересах обеспечения наиболее широкого охвата материала.

ж. Петрографические данные по фенокристаллам, представленные в в табл. 1—3 и приложениях 1—3, включают в себя модальные содержания, полученные при количественно-минералогических подсчетах (имеются лишь ограниченные данные), и частоту встречаемости (в %) каждой минеральной фазы в данной группе по опубликованным петрографическим описаниям. Следует заметить, однако, что многие сообщения, предоставляющие превосходные химические данные, оказываются удивительно неясными в отношении петрографии и минералогии анализированных образцов. Особенно это относится к Fe-Ti-окислам; усредненные данные для них, вероятно, менее надежны, чем для других минеральных фаз. Прочие аспекты обработки данных такие же, как в более ранних публикациях автора [103, 104].

Риолиты существенно бимодальных базальт-риолитовых ассоциаций

Христиансен и Липман [65] отметили развитие на западе США преимущественно мафическо-салических вулканогенных толщ, в которые входят рассматриваемые бимодальные ассоциации. Бимодальный вулканизм имеет место одновременно с растяжением коры и образованием сбросов. Салические вулканиты этой ассоциации обычно представлены высококремнеземистыми риолитами с низким содержанием Ca и Mg и высоким содержанием щелочей.

Анализ литературы показывает, что бимодальные ассоциации развиты во многих вулканических провинциях, хотя спорадически в них встречаются и промежуточные составы (часто в виде низкоглиноземистых кварцевых трахитов), а кислые члены ассоциаций (обычно риолиты) варьируют по своему относительному объему. Если имелись достаточные данные, они включались в компиляцию в целях сравнения. В компиляцию были специально включены риолитовые ассоциации этого типа из следующих районов:

1. Риолитовое плато Йеллоустон и восточная часть равнины Снейк-Ривер, Вайоминг и Айдахо, США [39, 152, 153, 154].
2. Вулканический центр Медисин-Лейк, Калифорния [1, 2, 74].
3. Моно-Крейтерс и горы Гласс, вулканический центр Лонг-Валли. Явно бимодальная лишь самая последняя вулканическая фаза, а не более ранние салические фазы; однако риолиты обнаруживают в химизме признаки фракционирования (например, [16, 57, 239, 282]).
4. Геотермальное поле Солтон-Си, Калифорния [327].
5. Исландия.
6. Западная Шотландия и Северная Ирландия.
7. Южный Квинсленд, Австралия, где выделяется несколько вулканических центров с преобладанием бимодальных ассоциаций [109, 110]. Установлено несколько серий риолитов, две из которых, риолиты Бинна-Барра и риолиты с геденбергитом и фаялитом, рассмотрены здесь.
8. Вулканы пролива Сент-Эндрю, Папуа — Новая Гвинея [190].

Хотя пересыщенные щелочами породы специально исключены из этого обзора, данные по одной сугубо пересыщенной вулканической толще все-таки включены. Речь идет о сваренных туфах Девайн-Каньон, юго-восточный Орегон [142], интересных тем, что они, очевидно, представляют собой переходную разность между пересыщенными щелочами и недосыщенными глиноземом риолитами, если судить по минеральному и химическому составу.

Химизм

Дацит-риолитовые ассоциации островных дуг и орогенических континентальных окраин

На рис. 1 представлена простая диаграмма SiO_2 — K_2O для сводных усредненных данных по каждому из рассматриваемых географических районов в сравнении с низкокалиевой, известково-щелочной и высококалиевой сериями Пеккерилло и Тейлора [299]. Эта диаграмма ясно показывает, что, а) салические вулканические свиты запада США (исключая Каскадные горы): Андской провинции Южной Америки и Средиземноморских дуг относятся к высококалиевой серии; б) вулканиты системы островных дуг запада и юго-запада Тихого океана характеризуются главным образом известково-щелочным химизмом; в) вулканиты провинции Каскадных гор — Алеутских островов и Центральной Америки по химизму являются промежуточными, к высококалиевой серии принадлежат лишь кислые составы.

Сводка фактической частоты встречаемости высококалиевой известково-щелочной и низкокалиевой серий пород для разных географических районов дана в табл. 2, которая подтверждает общую картину, выявляемую графика-

Таблица 2

Частотное распределение низкокалиевого (НК), известково-щелочного (ИЩ) и высококалиевого (ВК) типов пород из различных географических и тектонических районов, рассмотренных в сводке

Район	Тип	Частота встречаемости (%) и общее количество образцов в каждом подразделении					
		SiO_2 60–63%		SiO_2 63–69%		$SiO_2 > 69\%$	
Запад Южной Америки (1)	ИЩ	19%	31	14%	64	2%	45
	ВК	81%		86%		90%	
Центральная Америка (2)	ИЩ	77%	47	74%	69	17%	35
	ВК	23%		26%		83%	
Запад США: Восточная зона (3)	ИЩ	5%	62	5%	133	1%	143
	ВК	95%		95%		99%	
Запад США: Западная зона, исключая Каскады (4)	НК	0%		1%		0%	
	ИЩ	45%	47	23%	92	5%	200
	ВК	55%		76%		95%	
Каскады — Аляска — Алеуты (5)	НК	3%		2%		0%	
	ИЩ	86%	74	83%	84	42%	88
	ВК	11%		14%		58%	
Япония — Тайвань — Курилы — Камчатка — Сайпан (6)	НК	22%		34%		19%	
	ИЩ	60%	200	55%	241	59%	174
	ВК	18%		12%		22%	
Индонезия (7)	ИЩ	62%	21	37%	19	23%	13
	ВК	38%		63%		77%	
Юго-запад Тихого океана (8)	НК	12%		34%		10%	
	ИЩ	60%	145	51%	143	44%	144
	ВК	28%		15%		46%	
Средиземноморские дуги	НК	1%		0%		0%	
	ИЩ	24%	82	39%	124	25%	72
	ВК	74%		61%		75%	
Карибская дуга (11)	НК	36%	33	18%	17	—	
	ИЩ	64%		82%		—	
Западная Шотландия и Северная Ирландия	ИЩ	—		40%	10	18%	28
	ВК	—		60%		82%	
Исландия	ИЩ	14%	7	67%	15	52%	33
	ВК	86%		33%		48%	

ми на рис. 1. Стоит, однако, дополнительно отметить дальнейшее возрастание частоты встречаемости высококалиевых вулканитов в Восточной зоне запада США сравнительно с Западной зоной. Низкокалиевая серия вулканитов наиболее четко проявлена на островах Тонга — Кермадек, Южных Сандвиче-

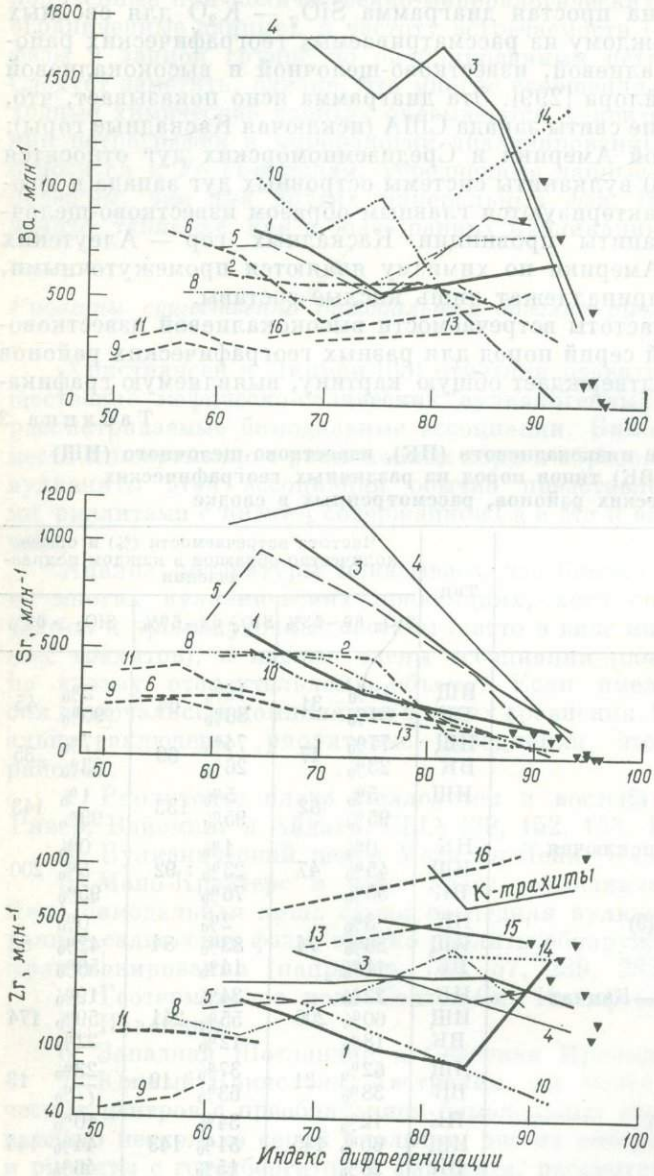


РИС. 2. Тренды средних содержаний (на основе суммарных данных, табл. 1) Ba, Sr и Zr и индекс дифференциации для различных салических вулканических серий. Каждый тренд основан на данных для всех пяти групп по содержанию SiO_2. Цифрами обозначены районы (см. введение). Перевернутые треугольники — риолиты бимодальных ассоциаций.

вых островах, Карибской дуге, в отдельных частях Новой Британии, в вулканической зоне Худзи в Японии и на ее продолжении на островах Идзу и Марианских. Это типичные районы с субконтинентальной относительно молодой корой и (или) внутриокеанические островные дуги.

В табл. 3 и 4 представлены полные химические сводки (а также данные о минеральном составе фенокристаллов) для дацитовых (63—69% SiO_2) и риолитовых (>69% SiO_2) вулканитов из некоторых складчатых областей, причем данные частично заимствованы из табл. 1 и приложения 1. Другие

аспекты региональных вариаций химизма этих салических вулканитов будут рассмотрены позже.

Элементы-примеси. Ba. Поведение Ba в процессе магматической кристаллизации, как известно, тесно коррелируется с поведением K. Поэтому

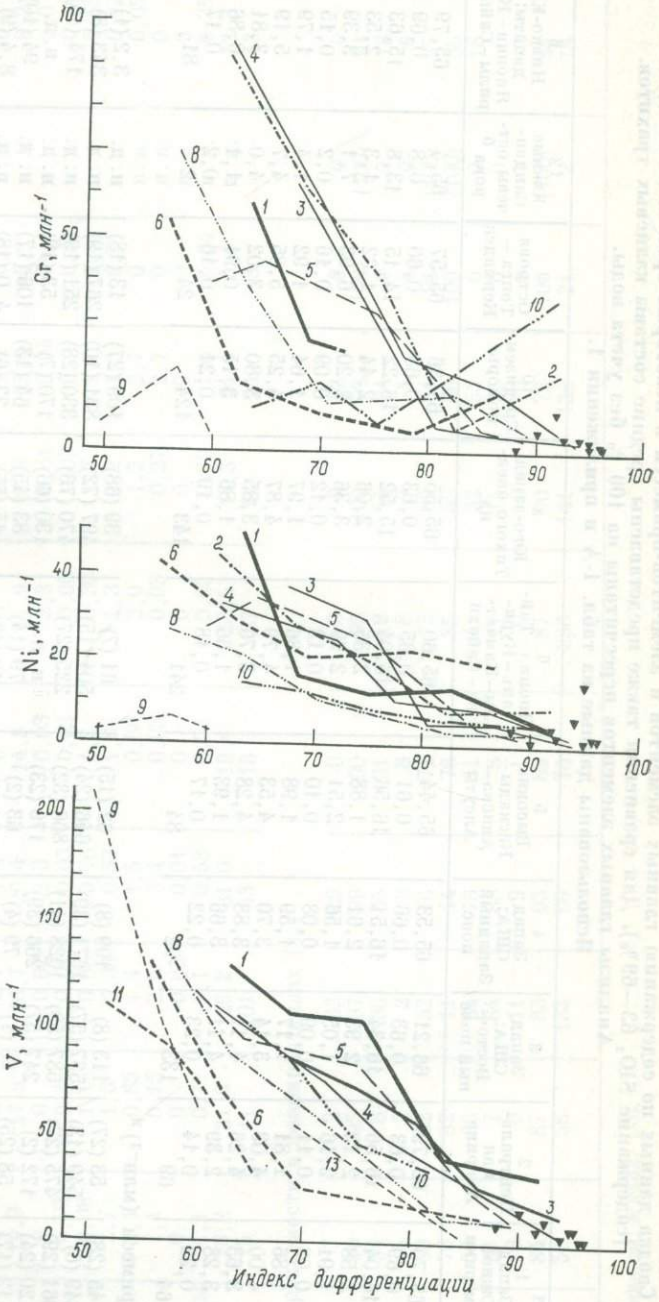


РИС. 3. Тренды средних содержаний (на основе суммарных данных, табл. 1) Cr, Ni и V и индекс дифференциации для различных вулканических серий. Использованы та же методика и обозначения, что при составлении рис. 2.

относительно высокое содержание Ba в кислых андезитах и дацитах на западе США и в Средиземноморских дугах коррелируется с их высококалиевой спецификой. Тем не менее содержание Ba в вулканитах запада США значительно выше, чем в средиземноморских породах, хотя все три упомянутые

Сводка данных по содержанию главных элементов и элементов-примесей в некоторых орогенических дацитах (содержание SiO_2 63—69%). Для сравнения также представлены средние составы калиевых трахитов. Анализы главных элементов пересчитаны на 100 % без учета воды. Использованы данные из табл. 1-А и приложения 1.

№ района [а] / Район	1 Запад Южной Америки	2 Центральная Америка	3 Запад США: Восточный пояс	4 Запад США: Западный пояс	5 Высокие Каскады—Аляска—Алеуты	6 Япония—Тайвань—Курилы—Камчатка—Сайпан	8 Юго-запад Тихого океана	10 Средиземноморье	9 Острова Тонга — Кермадек	12 Южные Сандвичевы острова [б]	6 Низко-К дациты; Япония—Курилы—Сайпан	Средний калиевый трахит
SiO_2	65,70	65,79	66,21	65,53	65,44	65,60	65,55	65,36	65,57	65,4	65,79	65,45
TiO_2	0,69	0,63	0,63	0,66	0,61	0,65	0,63	0,63	0,60	0,8	0,69	0,67
Al_2O_3	16,04	16,56	16,34	16,51	16,56	16,04	15,52	16,22	14,15	13,8	15,63	16,29
Fe_2O_3	2,58	2,13	2,93	2,61	1,88	2,35	2,06	2,44	1,62	1,3	2,53	2,40
FeO	1,91	2,16	1,05	1,56	2,51	2,99	3,36	2,20	6,03	7,1	3,39	1,58
MnO	0,08	0,11	0,09	0,08	0,10	0,13	0,12	0,09	0,16	0,2	0,15	0,12
MgO	1,86	1,81	1,17	1,59	1,98	1,86	1,97	1,64	1,92	1,4	1,79	0,78
CaO	4,00	4,03	3,14	3,70	4,53	4,79	4,87	4,25	5,85	4,7	5,19	2,11
Na_2O	3,63	4,26	4,11	3,88	4,28	3,76	3,85	3,80	3,02	4,0	3,81	5,04
K_2O	3,28	2,39	4,11	3,66	1,93	1,66	1,86	3,15	0,91	1,1	0,86	5,33
P_2O_5	0,22	0,14	0,23	0,22	0,17	0,18	0,19	0,21	0,16	0,2	0,17	0,23
n	64	69	133	92	84	241	143	124	24	2	81	67
Элементы-примеси ($млн^{-1}$) [в]												
Rb	145 (28)	53 (27)	113 (8)	199 (8)	62 (15)	61 (7)	39 (68)	109 (27)	13 (18)	н. д.	3,2 (1)	126 (28)
Ba	649 (6)	549 (13)	1587 (57)	1671 (39)	646 (24)	504 (15)	497 (72)	831 (10)	267 (19)	н. д.	343 (8)	1306 (32)
Sr	361 (29)	475 (27)	637 (59)	1028 (41)	866 (32)	225 (27)	470 (73)	330 (28)	251 (19)	н. д.	174 (15)	709 (35)
Zr	120 (24)	172 (2)	247 (57)	266 (39)	179 (23)	н. д.	130 (66)	170 (7)	53 (18)	н. д.	н. д.	705 (28)
Zn	112 (17)	58 (25)	68 (1)	79 (4)	63 (2)	79 (14)	83 (45)	64 (13)	106 (17)	н. д.	94 (10)	108 (25)
La	н. д.	н. д.	92 (37)	93 (20)	21 (4)	10 (13)	15 (55)	23 (6)	4,0 (18)	н. д.	8,4 (9)	81 (26)
Ce	46 (10)	140 (2)	283 (19)	169 (14)	60 (4)	28 (13)	30 (55)	55 (6)	10,4 (18)	н. д.	23 (9)	131 (27)
Yb	1,4 (10)	н. д.	2,7 (44)	2,1 (26)	1,7 (16)	3,8 (12)	2,3 (11)	1,5 (2)	2,8 (3)	н. д.	3,9 (8)	3,0 (12)
Y	6 (4)	н. д.	31 (56)	21 (39)	33 (22)	14 (20)	28 (69)	28 (7)	26 (18)	н. д.	14 (14)	37 (25)
Cu	30 (11)	12 (26)	19 (57)	15 (38)	23 (21)	9 (19)	23 (67)	21 (16)	29 (18)	н. д.	9 (11)	70 (25)
Ni	14 (34)	26 (28)	16 (44)	19 (38)	30 (21)	23 (14)	17 (64)	11 (18)	6 (18)	н. д.	23 (10)	15 (24)
Co	10 (23)	н. д.	8 (44)	27 (37)	14 (20)	15 (19)	12 (13)	10 (15)	14 (17)	н. д.	16 (13)	4 (3)
Cr	25 (5)	58 (28)	16 (54)	38 (39)	40 (22)	12 (20)	29 (67)	13 (9)	16 (18)	н. д.	10 (13)	25 (25)
V	106 (6)	н. д.	63 (47)	65 (39)	89 (22)	37 (20)	79 (67)	72 (9)	96 (18)	н. д.	28 (14)	64 (25)
Nb	н. д.	н. д.	17 (30)	19 (18)	6 (8)	н. д.	8 (21)	21 (5)	2,4 (3)	н. д.	н. д.	38 (24)
Li	48 (1)	н. д.	н. д.	20 (18)	57 (3)	12 (14)	10 (1)	20 (9)	н. д.	н. д.	8 (10)	40 (3)
Pb	н. д.	10 (25)	34 (50)	22 (39)	8 (7)	9 (11)	03 (43)	7 (3)	3,6 (8)	н. д.	6 (5)	21 (23)
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	3,8 (7)	3,2 (9)	3,4 (2)	1,7 (2)	н. д.	3,3 (3)	13 (5)

[а] См. введение. [б] По Бейкеру [17]. [в] Цифра в скобках означает количество анализов, использованных для подсчета среднего для каждого элемента-примеси. n—количество анализов, использованных в сводке. н. д.—недостаточно данных.

Таблица 3-Б

Сводка данных по минералогии фенокристаллов некоторых дацитов орогенических зон (содержание SiO_2 63—69 %). Данные соответствуют табл. 3-А

№ района Район	1 Запад Южной Америки	2 Центральная Америка	3 Запад США: Восточный пояс	4 Запад США: Западный пояс	5 Высокие Каскады—Аляска—Алеуты	6 Япония—Тайвань—Курилы—Камчатка—Сайпан	8 Юго-запад Тихого океана	10 Средиземноморье	9 Острова Тонга—Кермадек	12 Южные Сандвичевы острова	6 Низко-К дациты; Япония—Курилы—Сайпан	Средний калиевый трахит
Содержание фенокристаллов (об.%)												
Са	0	0	2,7	1,4	0	0	0	1,4	0	н. д.	0	13,1
Пл	19,9	17,6	16,7	20,4	14,8	11,9	11,9	23,4	5,9	н. д.	8,2	3,7
Кв	0	0	0,62	2,3	0,03	2,3	0,31	0,04	0	н. д.	2,0	0
Ол	0,03	< 0,1	< 0,01	0,03	0,02	0,06	0,03	0	< 0,01	н. д.	0,14	0,13
КПи	0,98	1,1	0,66	0,76	1,3	0,30	1,7	1,7	1,4	н. д.	0,58	0,60
ОПи	2,7	1,3	0,35	0,57	1,8	1,3	1,2	1,5	0,71	н. д.	0,92	< 0,01
РО	2,4	0,85	1,4	1,5	0,88	2,0	1,2	2,7	0	н. д.	0,05	0,29
Би	1,1	0,15	2,6	3,4	0,03	0,03	0,27	2,7	0	н. д.	0	0,22
Сф	0	0	0,03	0,01	0	0	0	0	0	н. д.	0	0,16
Fe-Ti-окислы	1,1	0,77	1,1	0,58	0,54	0,63	0,70	1,0	0,34	н. д.	0,35	0,30
Сумма	28,2	21,8	26,2	31,0	19,4	18,5	17,3	34,4	8,4	н. д.	12,2	18,5
n	15	11	101	43	16	37	97	24	18	—	13	24
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)												
Са	7	2	62	25	0	0	0	22	0	0	0	69
Пл	100	95	97	99	100	96	100	99	100	(100)	91	42
Кв	34	8	36	45	21	19	14	24	0	0	18	0
Ол	5	2	2	3	8	8	7	5	8	0	6	40
КПи	60	82	52	76	71	73	89	64	96	(100)	87	81
ОПи	78	82	11	44	76	85	82	60	100	(100)	86	6
РО	57	66	64	73	51	41	32	55	0	0	18	18
Би	67	7	84	83	5	11	14	55	0	0	0	24
Сф	3	0	11	9	1	0	0	10	0	0	0	10
Fe-Ti-окислы	84	87	83	93	89	87	90	72	100	(100)	86	60
n	58	56	133	89	76	233	141	124	24	2	78	62

Сокращения см. в табл. 1-Б.

Таблица 4-А

Сводка данных по содержанию главных элементов и элементов-примесей в некоторых риолитах орогенических зон (содержание $SiO_2 > 69$ %). Анализы главных элементов пересчитаны на 100 % без учета воды

Район и тип [а]	Юго-запад Тихого океана; низко-К риолиты	Япония—Курилы—Сайпан; низко-К риолиты	Южные Сандвичевы острова; пемза [б]	Пемза Метис-Шол (Тонга); остаточное стекло [в]	Запад США: Западный пояс; все данные	Запад США: Восточный пояс; все данные	Запад США: Западный пояс: биотитовые риолиты [г]	Запад США: Восточный пояс; биотитовые риолиты	Запад Южной Америки	Каскады—Аляска—Алеуты (исключая риолиты Медисин-Лейк)	Новая Зеландия; вулканическая зона Таупо
SiO_2	72,31	72,33	73,74	73,69	74,75	73,04	76,41	75,92	73,60	74,56	74,92
TiO_2	0,46	0,46	0,30	0,52	0,20	0,31	0,13	0,16	0,30	0,21	0,25
Al_2O_3	13,70	14,09	13,74	12,30	13,67	14,24	13,10	13,13	14,05	13,92	13,47
Fe_2O_3	1,42	1,80	0,70	1,31	0,95	1,44	0,65	0,98	1,32	0,62	1,01
FeO	2,40	1,75	2,15	2,71	0,61	0,54	0,34	0,36	0,50	1,21	0,89
MnO	0,09	0,10	0,08	0,06	0,05	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06
MgO	0,86	0,78	0,50	1,07	0,29	0,47	0,18	0,21	0,54	0,29	0,32
CaO	3,65	3,35	3,28	3,61	1,14	1,36	0,76	0,62	1,59	1,31	1,57
Na_2O	3,93	4,07	4,70	3,17	3,63	3,76	3,54	3,73	3,70	4,28	4,18
K_2O	1,06	1,12	0,68	1,47	4,67	4,70	4,80	4,80	4,26	3,48	3,27
P_2O_5	0,11	0,18	0,12	0,07	0,05	0,08	0,03	0,03	0,08	0,06	0,05
n	15	33	1	1	200	143	54	46	45	22	83
Элементы-примеси (млн$^{-1}$) [д]											
Rb	12 (7)	н. д.	н. д.	21 (1)	182 (31)	180 (8)	н. д.	256 (1)	155 (16)	129 (10)	111 (25) —
Ba	283 (7)	420 (5)	н. д.	610 (1)	631 (61)	957 (32)	531 (15)	356 (11)	641 (10)	687 (7)	849 (39) 783 [е]
Sr	173 (7)	201 (6)	н. д.	130 (1)	184 (61)	249 (37)	118 (15)	107 (11)	160 (26)	210 (4)	113 (25) 132 [е]
Zr	88 (7)	н. д.	н. д.	68 (1)	142 (61)	217 (32)	101 (15)	172 (11)	222 (16)	215 (4)	159 (25) 219 [е]
Zn	63 (4)	85 (2)	н. д.	46 (1)	39 (14)	н. д.	н. д.	н. д.	84 (6)	82 (6)	н. д. —
La	4,3 (4)	6,7 (2)	н. д.	н. д.	66 (47)	76 (22)	48 (12)	72 (6)	н. д.	18 (3)	26 (24) 28 [е]
Ce	11 (4)	22 (2)	н. д.	н. д.	135 (24)	163 (7)	175 (2)	100 (1)	н. д.	32 (3)	43 (4) 56 [е]
Yb	н. д.	4,9 (2)	н. д.	н. д.	4,3 (32)	2,7 (26)	2,6 (15)	3,0 (10)	н. д.	3 (4)	3,6 (4) 4,3 [е]
Y	33 (6)	11 (6)	н. д.	25 (1)	32 (60)	29 (31)	22 (15)	28 (10)	н. д.	55 (4)	24 (25) 38 [е]
Cu	26 (6)	2 (6)	н. д.	120 (1)	8 (58)	10 (31)	10 (15)	4 (11)	15 (15)	13 (4)	6 (25) —
Ni	2 (6)	29 (2)	н. д.	4 (1)	4 (48)	3 (30)	2 (7)	1 (10)	12 (6)	1 (4)	$\leqslant 2$ —
Co	5 (6)	11 (3)	н. д.	10 (1)	5 (45)	3 (28)	2 (7)	2 (11)	6 (16)	4 (5)	$\leqslant 2$ —
Cr	2 (6)	16 (3)	н. д.	7 (1)	6 (50)	3 (29)	2 (15)	2 (11)	н. д.	3 (7)	1 (25) —
V	36 (6)	8 (5)	н. д.	130 (1)	12 (50)	20 (26)	7 (15)	14 (11)	33 (10)	16 (4)	9 (25) —
Nb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	19 (54)	27 (21)	22 (15)	41 (9)	н. д.	н. д.	5,6 (4) 8,3 [е]
Li	н. д.	7 (2)	н. д.	н. д.	40 (14)	н. д.	н. д.	н. д.	30 (4)	н. д.	35 (25) —
Pb	3 (4)	10 (2)	н. д.	4,2 (1)	37 (58)	30 (30)	47 (15)	29 (10)	57 (9)	10 (1)	18 (4) 17 [е]
Hf	3,4 (2)	3,7 (1)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	4,2 (3)	4,5 (4) 5,9 [е]

[а] См. введение. [б] По Гассу и др. [126]. [в] По Эварту и др. [106]. [г] Более подробная характеристика этих биотитовых риолитов приведена в тексте. [д] Цифры в скобках—количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента-примеси. [е] На основе анализов на масс-спектрометре с искровым источником 19 образцов стекла из тефры [169]. n—количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента. н. д.—недостаточно данных.

Таблица 4-Б

Сводка данных по минералогии фенокристаллов некоторых риолитов орогенических зон (содержание $SiO_2 > 69\%$). Данные соответствуют табл. 4-А

Район и тип	Юго-запад Тихого океана; низко-К риолиты	Япония – Курилы – Сайпан; низко-К риолиты	Южные Сандвичевы острова; пемза [а]	Пемза Метис-Шол (Тонга); остаточное стекло [б]	Запад США: Западный пояс; все данные	Запад США: Восточный пояс, все данные	Запад США: Западный пояс; биотитовые риолиты [в]	Запад США: Восточный пояс; биотитовые риолиты [в]	Запад Южной Америки	Высокие Каскады – Аляска – Алеуты (исключая риолиты Медисин-Лейк)	Новая Зеландия: вулканическая зона Таупо
Содержание фенокристаллов (об.%)											
Ca	0	0	0	0	3,2	5,7	2,6	7,8	8,1	0	0,06
Пл	11,5	8,1	~ 17	(10,5)	4,8	8,3	2,1	3,7	5,9	1,5	8,7
Кв	0,33	1,5	0	0	2,8	3,0	2,1	4,0	7,7	0,20	2,1
Ол	0	0	0	(< 0,1)	< 0,01	0	0	0	0	0	< 0,01
КПи	0,88	0,28	0	(11,6)	0,07	0,10	0,01	0,01	0,13	0	0,03
ОПи	0,66	0,58	~ 2,5	(5,5)	0,03	0,10	0	0	0,17	0,07	0,49
РО	0,04	0,03	0	0	0,20	0,18	0	0	0,17	0,03	0,33
Би	0	0	0	0	0,79	1,60	0,28	0,64	1,8	0,27	0,19
Сф	0	0	0	0	0,02	0,01	< 0,01	0,01	0	0	0
Fe-Ti-окислы	0,56	0,25	~ 0,5	(0,2)	0,17	0,51	0,13	0,24	0,57	0,17	0,30
Сумма	14,0	10,7	~ 20	(27,8)	12,1	19,5	7,2	16,4	24,5	2,2	12,2
n	9	4	1	1	92	83	28	21	3	3	74
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)											
Ca	0	0	0	0	74	80	88	91	82	0	5
Пл	100	93	100	(100)	84	87	79	74	97	95	97
Кв	14	41	0	0	79	62	83	78	77	20	62
Ол	14	14	0	(100)	5	0	0	0	0	0	1
КПи	93	76	0	(100)	18	24	4	7	18	60	9
ОПи	93	83	100	(100)	13	6	6	0	13	80	94
РО	14	38	0	0	42	37	0	0	44	35	58
Би	0	0	0	0	72	92	85	89	92	5	30
Сф	0	0	0	0	23	16	6	4	8	0	0
Fe-Ti-окислы	86	69	100	(100)	72	73	60	52	79	80	96
n	14	29	1	1	159	142	52	46	39	20	77

[а] По Гассу и др. [126]. [б] По Эварту и др. [106]. [в] Более подробная характеристика этих риолитов приведена в тексте.

серии обнаруживают заметное обеднение Ba в риолитах при индексе дифференциации (ИД) $\geqslant 80$. Аналогично высококалиевые дациты любого данного региона обогащены Ba сравнительно с известково-щелочными дацитами (приложения 2 и 3), тогда как в низкокалиевой серии оказываются самые низкие общие содержания Ba (приложение 1). Кроме вышеупомянутых, остальные салические вулканиты не обнаруживают четкой связи между ИД и содержанием Ba.

Rb и Sr. В вулканитах запада США содержания Sr также высоки, хотя в целом и снижаются по мере увеличения ИД. Фактически постепенное уменьшение содержания Sr с ростом ИД характерно для всех усредненных трендов. Содержания Rb и Sr, так же как и содержание K, наиболее высокие в высококалиевых дацитах и риолитах сравнительно с известково-щелочными и особенно низкокалиевыми салическими вулканитами каждого района. Диаграмма Rb — K/Rb (рис. 4) иллюстрирует в целом соотношения содержаний этих элементов в трех сериях пород; низкокалиевые вулканиты характеризуются очень низким содержанием Rb и высоким отношением K/Rb,

Таблица 5-А

Содержание главных элементов и элементов-примесей в риолитах (содержание $SiO_2 > 69$ %) преимущественно бимодальных мафическо-салических вулканических ассоциаций

Район и тип	Йеллоустон и равнина Снейк-Ривер, запад США	Вулканический центр Медисин-Лейк, Калифорния	Моно-Крейтерс и горы Гласс, Калифорния	Вулканический центр Содтон-Си, Калифорния	Исландия; известково-щелочной тип	Исландия; высоко-К тип	Западная Шотландия и Северная Ирландия	Южный Квинсленд; риолиты Бинна-Барра	Южный Квинсленд; ферроГед-Фа-содержащие риолиты	Девайн-Каньон, Орегон, США [а]
SiO_2	76,59	73,49	76,61	73,77	74,62	74,81	74,02	76,72	76,02	76,02
TiO_2	0,16	0,27	0,06	0,23	0,24	0,24	0,45	0,07	0,17	0,20
Al_2O_3	12,36	13,93	12,77	13,40	12,95	12,85	12,38	12,57	12,30	11,47
Fe_2O_3	1,08	0,50	0,40	0,60	1,10	1,20	1,60	0,77	0,72	2,22
FeO	0,56	1,75	0,56	2,04	2,01	1,14	1,84	0,46	1,16	0,62
MnO	0,03	0,02	0,05	0,04	0,08	0,07	0,13	0,01	0,03	0,05
MgO	0,14	0,35	0,08	0,17	0,19	0,12	0,37	0,03	0,15	0,26
CaO	0,54	1,45	0,57	0,89	1,87	0,92	1,30	0,44	0,68	0,43
Na_2O	3,47	4,00	4,04	4,68	4,38	4,77	3,71	3,60	3,42	3,93
K_2O	5,04	4,15	4,82	4,15	2,52	3,81	4,12	5,31	5,32	4,75
P_2O_5	0,02	0,05	0,04	0,03	0,05	0,06	0,10	0,01	0,02	0,05
n	21	13	24	5	17	16	28	10	18	14
Элементы-примеси (млн$^{-1}$) [б]										
Rb	н. д.	156 (4)	185 (18)	142 (3)	109 (7)	119 (5)	127 (17)	471 (10)	165 (16)	н. д.
Ba	537 (15)	849 (7)	25 (19)	540 (5)	1079 (7)	1000 (5)	1235(16)	11 (10)	96 (16)	112 (14)
Sr	27 (15)	121 (7)	8 (19)	37 (5)	126 (7)	98 (5)	107 (17)	1 (10)	11 (16)	19 (14)
Zr	203 (15)	202 (7)	111 (19)	300 (5)	384 (7)	388 (5)	321 (16)	137 (10)	387 (16)	1114(14)
Zn	н. д.	25 (2)	38 (7)	н. д.	124 (7)	116 (6)	73 (9)	147 (10)	145 (15)	н. д.
La	97 (15)	30 (4)	39 (10)	68 (5)	149 (7)	192 (5)	93 (15)	26 (9)	77 (15)	106 (14)
Ce	167 (12)	60 (2)	56 (7)	133 (3)	н. д.	н. д.	83 (4)	60 (9)	168 (15)	194 (8)
Yb	6,5 (15)	2,5 (2)	3,0 (3)	12 (5)	н. д.	н. д.	н. д.	9 (1)	5 (1)	15 (14)
Y	54 (15)	30 (5)	25 (19)	110 (5)	40 (7)	50 (5)	37 (13)	95 (10)	74 (16)	131 (14)
Cu	7 (15)	15 (4)	2 (19)	7 (5)	10 (7)	9 (6)	8 (12)	11 (10)	8 (15)	11 (14)
Ni	~ 1 (15)	3 (5)	2 (19)	н. д.	0,8 (7)	0,7 (6)	3 (12)	2 (10)	6 (14)	14 (14)
Co	~ 1 (7)	6 (7)	5 (19)	1,5 (1)	1,3 (7)	1,4 (6)	2 (12)	н. д.	1 (6)	н. д.
Cr	2,5 (15)	1 (3)	2 (12)	2 (4)	6,4 (7)	3 (5)	4 (12)	< 1 (10)	1 (14)	~ 1 (14)
V	7 (7)	9 (3)	2 (12)	7 (1)	15 (7)	14 (5)	12 (12)	1 (9)	3 (14)	7 (14)
Nb	41 (15)	5 (2)	17 (19)	23 (5)	24 (7)	30 (5)	17 (13)	58 (10)	35 (15)	70 (14)
Li	н. д.	93 (3)	46 (9)	н. д.	11 (5)	14 (5)	21 (12)	н. д.	н. д.	н. д.
Pb	20 (15)	20 (5)	36 (19)	13 (2)	9 (7)	10 (6)	19 (9)	44 (10)	22 (16)	36 (14)
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	5,1 (1)	9,5 (1)	н. д.

[а] Пересыщенные щелочами химически, но не минералогически. [б] Цифры в скобках — количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания для каждого элемента-примеси.

тогда как высококалиевые — более высоким содержанием Rb и более низким K/Rb. Известково-щелочные дацит-риолитовые вулканиты занимают промежуточное положение по содержаниям Rb, но по величине K/Rb полностью перекрывают высококалиевые породы.

Nb, Zr, Pb, La, Ce. Эти элементы опять же тесно коррелируются с K и в данном регионе или провинции обогащают высококалиевые кислые магмы сравнительно с низкокалиевыми. Известково-щелочные дациты и риолиты, как правило, промежуточны по содержаниям в них этих элементов. Стоит также отметить, что вулканиты запада США (кроме Каскадных гор) характеризуются значительно более высокими содержаниями Nb, La и Ce, чем

Таблица 5-Б

Сводка данных по минералогии фенокристаллов риолитов преимущественно бимодальных мафическо-салических вулканических ассоциаций. Данные соответствуют табл. 5-А

Район и тип	Йеллоустон и равнина Снейк-Ривер, запад США	Вулканический центр Медисин-Лейк, Калифорния	Моно-Крейтерс и горы Гласс, Калифорния	Вулканический центр Солтон-Си, Калифорния	Исландия; известково-щелочной тип	Исландия; высоко-К тип	Западная Шотландия и Северная Ирландия	Южный Квинсленд; риолиты Бинна-Барра	Южный Квинсленд; ферроГед-Фа-содержащие риолиты	Девайн-Каньон, Орегон, США
Содержание фенокристаллов (об.%) [1]										
Са	3,2	0	0,31	н. д.	0	2,1	3,1	1,2	11,9	~ 11
Пл	1,0	0,70	0,07	н. д.	1,6	2,6	4,9	0,19	0	0
Кв	1,4	0	0,27	н. д.	0	1,3	3,5	0,66	3,5	~ 2
Ол	0,06	0	0,01	н. д.	0,04	0,08	0,12	0	0,23	0
КПи	0,08	0,04	0	н. д.	0,09	0,29	1,0	0	0,67	~ 0,1
ОПи	0	0,12	0,03	н. д.	0,02	0	< 0,01	0	0	0
РО	0	0	0,02	н. д.	0	0	< 0,01	0	0	0
Би	0	0	0	н. д.	0	0	0	0,05	0	0
Сф	0	0	0	н. д.	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	0,08	0,10	0,04	н. д.	0,06	0,15	0,32	0,08	0,10	~ 0,1
Сумма	5,8	0,96	0,75	~ 2	1,8	6,5	12,9	2,2	16,4	~ 13,2
n	8	9	19	—	10	11	17	8	15	7
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)										
Са	95	0	46	100	0	13	36	100	100	100
Пл	48	91	46	100	81	81	71	90	0	0
Кв	86	0	46	100	0	6	57	100	100	100
Ол	38	0	8	100	44	38	50	0	89	0
КПи	48	18	0	100	62	62	68	0	100	100
ОПи	0	100	21	0	6	0	14	0	0	0
РО	0	0	8	100	0	0	4	0	0	0
Би	5	0	21	0	0	0	0	50	0	0
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	52	100	50	100	37	56	36	80	100	100
	21	11	24	5	16	16	28	10	18	14

[1] Сокращения такие же, как и в табл. 1-Б.

высококалиевые вулканиты других островных дуг и складчатых областей окраин континентов.

Cr, Ni, V. Содержание каждого из этих элементов уменьшается с ростом ИД, хотя в некоторых свитах содержание Cr несколько повышается на поздних стадиях в наиболее кислых риолитовых составах. Стоит отметить также относительную обогащенность этими элементами различных вулканитов с низкими значениями ИД, скажем кислых андезитов. Например, содержания V в дацитовых лавах островов Тонга — Кермадек (низкокалиевая серия) относительно высоки (коррелируются с обогащенностью их железом), но эти лавы сильно обеднены Cr и Ni, что можно объяснить в рамках модели низкобарического фракционирования пироксена и плагиоклаза [106].

В противоположность этому средние содержания Cr в дацитах и близких им вулканитах Центральной Америки и запада США довольно высоки. Недавняя сводка данных по Карибской дуге [40] указывает на относительную обогащенность Cr и Ni дацитовых лав некоторых островов этой провинции, особенно тех лав, которые наиболее богаты K.

Биотитовые риолиты запада США. В ходе компиляции данных по Западной и Восточной вулканическим зонам запада США стало очевидным, что существует весьма примечательная группа риолитов с типичным для нее ферромагнезиальным парагенезисом биотит + клинопироксен (+ санидин, плагиоклаз и кварц). Эти риолиты, очевидно представляющие собой поздние фазы многих вулканических центров преимущественно среднего состава, имеют многие химические характеристики, свойственные риолитам бимодальных ассоциаций (описанные ниже). Они богаты кремнеземом (>75%), несколько обеднены Ca и Mg; $K_2O > Na_2O$; усредненные данные о них

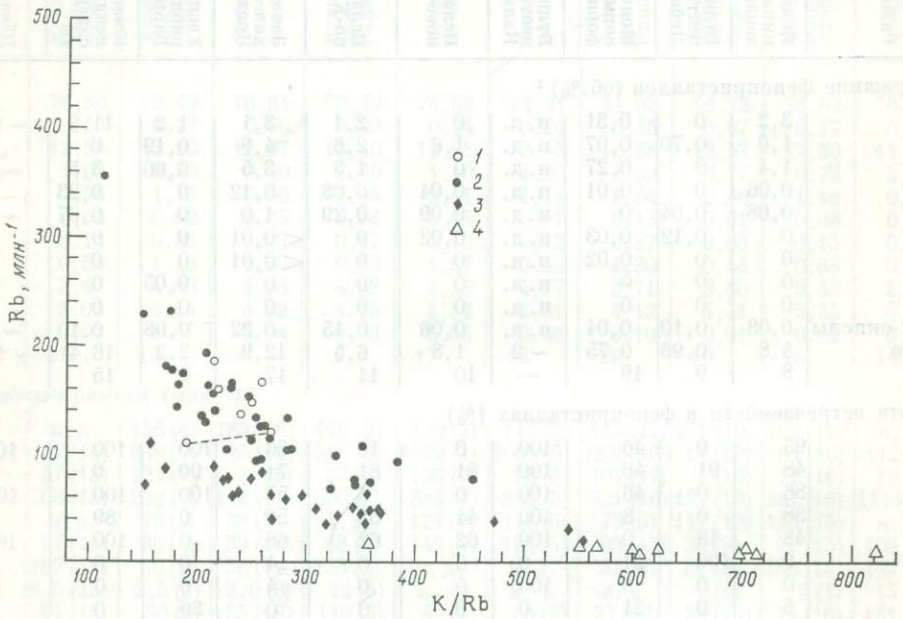


РИС. 4. Диаграмма Rb — K/Rb, на которую нанесены усредненные данные для различных групп низкокалиевых, известково-щелочных и высококалиевых серий, представленных в приложениях 1, 2 и 3 и табл. 5. Пунктирная линия соединяет средние исландские известково-щелочные и высококалиевые риолиты. *1* — риолиты бимодальных ассоциаций; *2* — высококалиевая серия; *3* — известково-щелочная серия; *4* — низкокалиевая серия.

представлены в табл. 4-А и 4-Б. В отношении элементов-примесей они также похожи на риолиты бимодальных ассоциаций, хотя и не в такой степени обеднены Ba и Sr. Их химизм определенно заставляет предполагать, что в них происходило фракционирование кристаллов на поздних стадиях формирования.

Риолиты бимодальных ассоциаций

Обычно это обогащенные SiO_2 и щелочами и обедненные Ca и Mg породы. Для них свойственна обедненность Sr и быстрое уменьшение содержания Ba с ростом ИД (рис. 2). Содержания Zr варьируют, а таких ферромагнезиальных элементов, как Cr, Ni и V, обычно сильно понижены; Nb, Pb, La, Ce и родственные элементы обнаруживают в разной степени повышенные содержания, которые, возможно, коррелируются с ростом ИД. В целом геохимические характеристики этих риолитов указывают на ведущую роль фракционирования кристаллов, по крайней мере на поздних стадиях кристаллизации магмы.

Исландия. Риолиты Исландии, хотя и включены в группу бимодальных ассоциаций, представляют особый интерес из-за своего океанического местоположения. Сигердссон [344] указал на существование двух типов риолитовых магм: обогащенной щелочами (приблизительно эквивалентной высококалиевому типу), которая связана с вулканическими центрами, где преобладают щелочные или переходные базальты, и известково-щелочной, связанной с вулканическими центрами толеитового характера. Уолкер [406] отметил сходство в химизме риолитов второго типа с известково-щелочными риолитами островодужных районов (например, риолитами Таупо в Новой Зеландии). Сравнительные данные, заимствованные из всех имеющихся опубликованных материалов, приведены в табл. 1 и 5. Эти риолиты характеризуются относительно высокими содержаниями Ba и Zr и удивительно высокими содержаниями La.

Дацитовые и риолитовые лавы других океанических островов

В табл. 1 представлены данные по островам Галапагос [257], Гавайским [27, 245] и Канарским [12] и банке Зефир-Шол, впадина Лау [161, 132]. Каждая толща кислых лав из этих мест имеет свои особенности. Например, риолиты Канарских островов выделяются высокими значениями отношения Na/K, высокими содержаниями Ba, Sr, La и Zr, но сравнительно низкими — Rb. Галапагосские «дацитовые» лавы имеют определенное сходство с исландитами из Исландии. Как установлено Мак-Бирни и Вильямсом [257], эти лавы, кроме того, относительно обогащены Ba, Zr, La, Nb, Y, Hf и обеднены Ni и Cr. Необычные гавайские риодациты заметно обогащены K, но данных по содержанию в них элементов-примесей не имеется. Дациты банки Зефир-Шол сильно отличаются от вышеописанных океанических дацитов и риолитов. Это низкокалиевые породы с очень низкими содержаниями Rb, Ba, Sr, р. з. э., Nb, Hf и высоким отношением K/Rb (1054). По химическому и минеральному составу они напоминают дациты Тонга — Кермадек (развитые на прилегающем к впадине Лау хребте Тонга — Кермадек), отличаясь лишь меньшей обогащенностью железом.

Высоконатровые низкокалиевые магмы

Вулканиты, извергавшиеся на острове Десепшен (Южные Шетландские острова), необычны своим аномально высоким содержанием Na_2O и низким содержанием K_2O [19, 21, 158, 136]. Подобные составы установлены в дацитах острова Федарб, пролив Сент-Эндрю, Папуа — Новая Гвинея [190, 191]. Оба участка развития лав этого типа, вероятно, относятся к тем районам, где субдукция прекратилась в недавнем геологическом прошлом. Эти лавы сравнительно обеднены Rb (отношение K/Rb 540—640), Ni, Cr и V, но, возможно, несколько обогащены Zr. В прочих аспектах их трудно отличить от других океанических дацитов.

Трахиты

Данные по кварцсодержащим, недосыщенным глиноземом калиевым трахитам (выделяемым на основе опубликованных описаний их как трахитов), континентальным и океаническим, были собраны параллельно с компиляцией данных по дацитам — риолитам. Главная особенность их химизма — высокая общая щелочность, которая заметно выше, чем у высококалиевых дацитов и андезитов (рис. 1). Тем не менее анализ литературных данных показывает, что существует постепенный переход между трахитовыми и высококалиевыми (латитовыми) составами. Прочие особенности химизма трахи-

тов: относительно высокие содержания Al_2O_3 и низкие MgO и CaO, обедненность Ni, Cr, V при обогащенности сравнительно с эквивалентными дацитовыми составами Ba, Sr, Zr, р. з. э. Эти химические характеристики трахитов, как предполагается, обусловлены процессами фракционирования кристаллов.

Минералогия фенокристаллов

Суммарные содержания фенокристаллов

Суммарные содержания фенокристаллов (в об.%) в дацитах и риолитах орогенических зон и в дополнительных группах риолитов показаны в виде гистограммы (рис. 5). Ясно, что в пределах каждой выделенной по содержанию SiO_2 группы имеются широкие вариации в степени кристалличности:

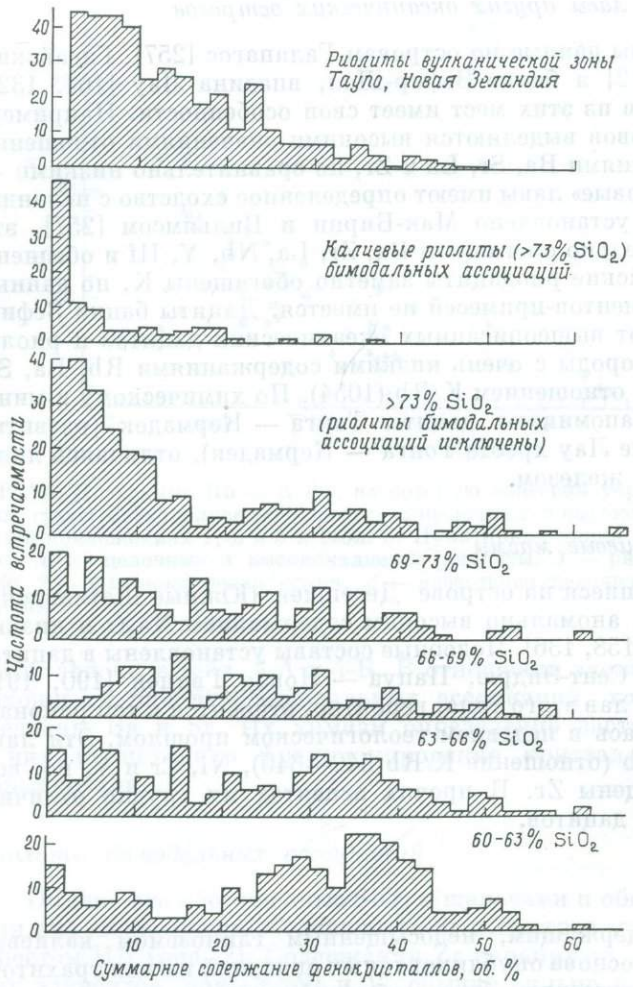


РИС. 5. Гистограммы распределения суммарного содержания фенокристаллов в салических вулканитах. Нижние пять гистограмм иллюстрируют распределение фенокристаллов в пяти группах вулканитов орогенических зон с разным содержанием SiO_2. Две верхние гистограммы относятся к риолитам бимодальных ассоциаций и преимущественно известково-щелочным риолитам вулканической зоны Таупо, Новая Зеландия (по Эварту [98]).

от нуля до более чем 50%. Тем не менее по мере увеличения SiO_2 происходит небольшое изменение общего вида гистограмм. Так, в группе с 60—63% SiO_2 (соответствующей кислым андезитам) намечается устойчивое бимодальное распределение содержаний фенокристаллов, ранее обнаруженное [103] в менее кислых андезитах и базальтах орогенических областей, содержащих

30—40% фенокристаллов. С ростом содержания SiO_2 намечается тенденция к уменьшению степени кристалличности, что особенно заметно в наиболее кислых (>73% SiO_2) риолитах.

Если обратиться к средним модальным составам вулканитов разных групп по кремнеземистости и географическому положению (табл. 1-Б), то можно увидеть лишь небольшие изменения в степени кристалличности данной группы по составу в разных географических районах.

На двух верхних гистограммах рис. 5 сравниваются содержания фенокристаллов в риолитах бимодальных ассоциаций и в известково-щелочных риолитах Таупо, Новая Зеландия (табл. 4), причем последние интерпретируются как дериваты селективного плавления верхней коры [111, 108]. Риолиты бимодальных ассоциаций характеризуются исключительно низким содержанием кристаллов, что согласуется с их относительно высокими температурами равновесия (см. ниже). Новозеландские риолиты обнаруживают широкие колебания степени кристалличности, преимущественно в пределах 2—15%, причем, как было показано ранее [98], между лавами и пирокластитами не имеется существенных различий в кристалличности (и минералогии). Кроме того, тенденция к росту содержания кристаллов согласуется с более низкими температурами равновесия Новозеландских риолитов (см. ниже).

Встречаемость фенокристаллов и их парагенезис

Дацитовые и риолитовые ассоциации островных дуг и орогенических континентальных окраин. *Низкокалиевые дациты и риолиты* (табл. 1, 3 и 4, приложение 1, рис. 6). В составе этих вулканитов доминируют плагиоклаз,

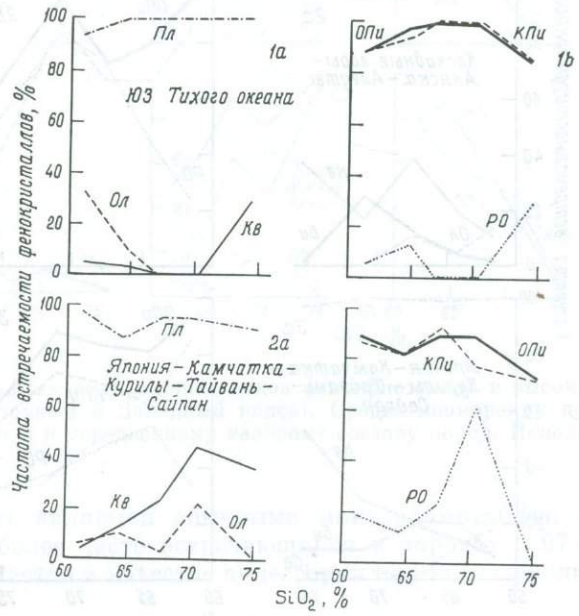


РИС. 6. Частота встречаемости главных минеральных видов фенокристаллов в низкокалиевых лавах юго-западной части Тихого океана и Японского субрегиона, отнесенная к среднему валовому составу пород (выраженному через % SiO_2). Использованы усредненные данные по пяти группам с разным содержанием SiO_2, представленным в приложении 1.

гиперстен, авгит и Fe-Ti-окислы (в дацитах типичен титаномагнетит). Роговая обманка и кварц встречаются спорадически, в значительно меньших количествах, чем в известково-щелочной и высококалиевой сериях. Оливин также редок, и там, где составы обогащены Mg, он предположительно образует ксенокристаллы, как установлено при извержении 1967—1968 гг. на

банке Метис-Шол, острова Тонга [251]. Важная особенность парагенезиса фенокристаллов в этих низкокалиевых вулканитах — постоянное присутствие пироксенов в диапазоне составов от дацита до наиболее кислого риолита.

Наиболее типичны следующие из обычно описываемых парагенезисов фенокристаллов (исключая окислы Fe и Ti):

Пл + Авг + Гип (наиболее распространенный парагенезис)
Пл ± Кв + Авг + Гип + РО
Пл + Кв + Авг + Гип
Пл + ферроАвг + ферроПиж + ферроГип (редко)
Пл + Фа + ферроГип + ферроПиж + ферроАвг (редко)

Известково-щелочные дациты и риолиты (табл. 1, 3 и 4, приложение 2, рис. 7). Парагенезисы фенокристаллов в этих вулканитах становятся более

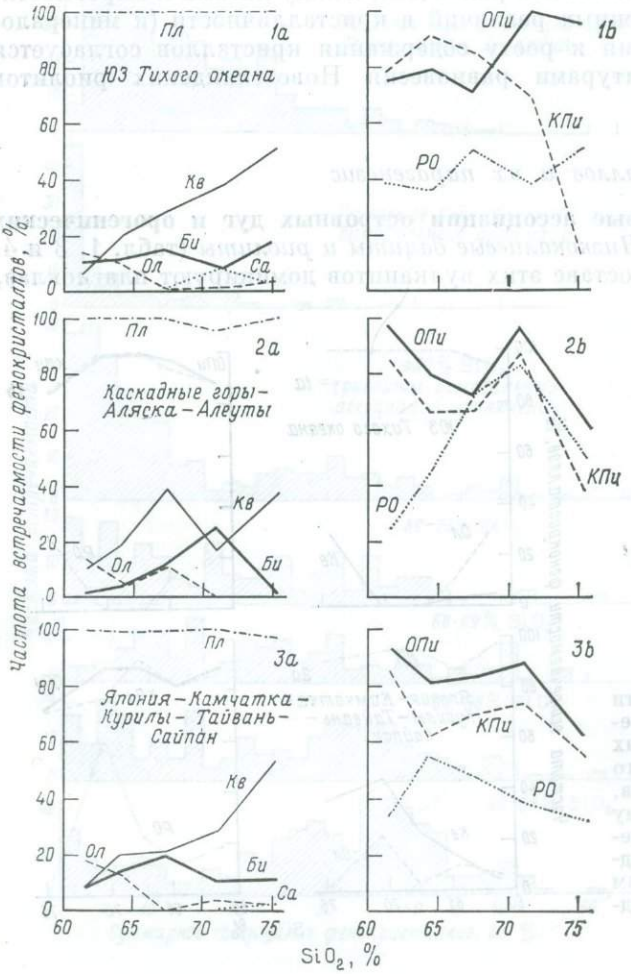


РИС. 7. Частота встречаемости главных минеральных видов фенокристаллов в известково-щелочной серии салических вулканитов юго-западной части Тихого океана и субрегионов Высокие Каскадные горы — Аляска — Алеутские острова и Японского), отнесенная к усредненному валовому составу пород. Использованы данные из приложения 2.

разнообразными; более часто встречаются кварц и роговая обманка и появляется биотит, составляющий до 10—20% объема породы. Частота встречаемости пироксенов относительно уменьшается в наиболее кремнеземистых риолитах. Во всех парагенезисах доминирует плагиоклаз. Обычно описывают

следующие парагенезисы (исключая окислы Fe и Ti):

Пл ± Кв + Авг + Гип
Пл ± Кв + Авг + Гип + РО
Пл ± Кв ± Авг + Гип + РО + Би
Пл ± Кв + РО
Пл ± Кв + РО + Би
Пл + РО + Би
Пл + Кв + Би
Пл + ферроГор [1] + ферроГип (редко)
Пл + Кв + Фа + ферроАвг (редко)
Пл + Кв + ферроГор + Эвл [2] + ферроАвг (редко)
Пл + Кв + Са + Би + РО + Гип

Кроме того, особый интерес представляет наличие во вкрапленниках куммингтонита, встречающегося в следующих парагенезисах:

Пл ± Кв + Кум + РО ± Гип
Пл + Кв + Би + Кум + РО ± Гип
Пл + Авг + Гип + Кум + РО

Высококалиевые дациты и риолиты (табл. 1, 3 и 4, приложение 3 и рисунок 8). Здесь наблюдается еще большее разнообразие парагенезисов фено-

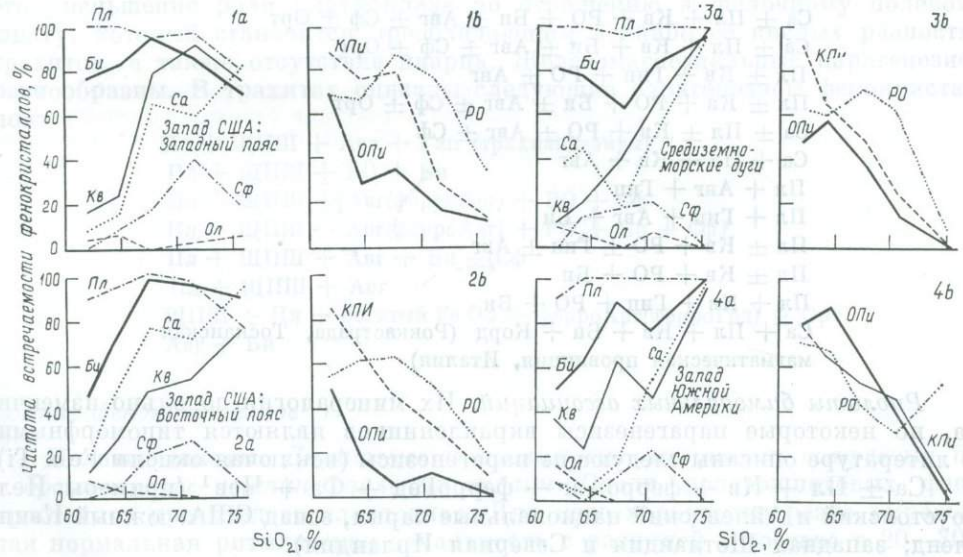


РИС. 8. Частота встречаемости главных минеральных видов фенокристаллов в высококалиевой серии запада США (Восточный и Западный пояса), Средиземноморских дуг и запада Южной Америки, отнесенная к усредненному валовому составу пород. Использованы данные из приложения 3.

кристаллов, санидин и биотит являются обычными минералами. Сфен — характерный акцессорий, наиболее часто встречающийся в породах с 67—72% SiO_2. Ортит также описывается в качестве акцессория во многих риолитах запада США.

На рис. 8 сопоставляются относительные частоты встречаемости преобладающих фенокристаллов в двух вулканических зонах запада США, запада Южной Америки и Средиземноморских дуг. Сравнительно с низкокалиевой

[1] Феррогортонолит.
[2] Эвлит.

и известково-щелочной сериями эти высококалиевые вулканиты с возрастанием SiO_2 обнаруживают резкое увеличение содержания санидина и в меньшей степени кварца и биотита и сильное уменьшение содержания пироксенов. Плагиоклаз по-прежнему преобладает среди фенокристаллов, за исключением некоторых высококремнеземистых биотитовых риолитов.

Обычно описываются следующие парагенезисы фенокристаллов (дациты и риолиты рассмотрены по отдельности):

Дациты (63—69% SiO_2)

Пл + Са ± Кв + Би
Пл + Са ± Кв ± Авг + Би
Пл + Са ± Кв ± Авг + РО + Би ± Сф
Пл + Би + Авг ± Сф
Пл ± Кв + РО + Би ± Авг ± Сф
Пл + Гип + Авг
Пл + Гип + Авг + РО
Пл + РО ± Би
Пл + РО ± Авг
Пл + Кв + Гип + Авг + РО + Би
Пл + Авг + Гип + Би

Риолиты (>69% SiO_2)

Са ± Пл + Кв + РО + Би ± Авг ± Сф ± Орт
Са ± Пл + Кв + Би ± Авг ± Сф ± Орт
Пл ± Кв + Гип + РО ± Авг
Пл ± Кв + РО + Би ± Авг ± Сф ± Орт
Са ± Пл ± Кв + РО ± Авг ± Сф
Са + Пл + Кв + Авг
Пл + Авг + Гип
Пл + Гип + Авг + Би
Пл ± Кв + РО ± Гип ± Авг
Пл ± Кв + РО + Би
Пл + Кв + Гип + РО + Би
Са + Пл + Кв + Би + Корд (Роккастрада, Тосканская магматическая провинция, Италия)

Риолиты бимодальных ассоциаций. Их минералогия довольно изменчива, но некоторые парагенезисы вкрапленников являются типоморфными. В литературе описаны следующие парагенезисы (исключая окислы Fe и Ti):

Са ± Пл + Кв + ферроАвг + ферроГед + Фа + Чев[1] (примеры: Йеллоустонский и Айлендский национальные парки, запад США; южный Квинсленд; западная Шотландия и Северная Ирландия).

Пл + Кв + ферроАвг + ферроГед + богатый Fe Ол (примеры: Исландия и западная Шотландия).

Пл + Кв + ферроПиж ± Гип(ферроГип) ± Авг(ферроАвг) (примеры: западная Шотландия и южный Квинсленд).

Са + Пл + Кв + Би ± Орт (Моно-Крейтерс, США; южный Квинсленд).

Са + Пл + Кв + Гип(ферроГип) (Моно-Крейтерс, США; юго-восточный Квинсленд).

Са + Пл + Кв + богатый Fe Ол + РО ± ферроАвг(ферроГед) (Моно-Крейтерс; южный Квинсленд; Солтон-Си).

Пл + Авг + Гип + РО (Медисин-Лейк).

Исландия и западная Шотландия. Риолиты из этих районов рассмотрены выше, но в том и другом районе спорадически встречаются различные

[1] Чевкинит.

«дацитоидные» составы, включая исландиты и «иннимореиты». Эти лавы обладают следующими парагенезисами фенокристаллов с преобладанием плагиоклаза и пироксенов:

Пл + Пиж + Авг(ферроАвг)
Пл + Авг(ферроАвг)
Пл + Авг + Гип
Пл + богатый Fe Ол + ферроАвг + ферроГип
Пл + Кв + Авг + Гип + РО + Би
Пл + Авг + РО

Два последних парагенезиса отмечены [150] в исландских дацитах, хотя для лав Исландии они явно необычны.

Дацитовые лавы островов Галапагос и Гавайских. Гавайские дациты характеризуются парагенезисом Пл + Бр [1] + РО + Би, а галапагосские исландиты и дациты — парагенезисами Пл + Пиж и Пл + Ged + Гас [2] соответственно.

Высоконатровые — низкокалиевые лавы островов Десепшен и Федарб. Для этих лав характерны парагенезисы Пл + Гип + богатый Fe Ол и Пл + + Авг + Гип. Плагиоклаз относится к олигоклаз-андезину, оливин содержит 47—84% фаялитовой составляющей.

Трахиты. Главные особенности минералогии фенокристаллов в них — это уменьшение роли плагиоклаза по отношению к щелочному полевому шпату, который становится преобладающим в наиболее кислых разностях трахитов, а также отсутствие кварца. Железомагнезиальные парагенезисы разнообразны. В трахитах описаны следующие парагенезисы фенокристаллов:

Пл + ЩПШ + Авг + Гип (трахиандезиты)
Пл + ЩПШ + РО + Би
Пл + ЩПШ + [Авг(ферроАвг) + РО + Сф
Пл + ЩПШ + Авг(ферроАвг) + РО] + Би + Сф]
Пл + ЩПШ + Авг + Би] ± [Сф
Пл + ЩПШ + Авг
ЩПШ ± Пл + богатый Fe Ол + ферроАвг(ферроГед) ± Орт
Авг + Би

Состав фенокристаллов

Полевые шпаты. *Дацитовые и риолитовые ассоциации островных дуг и орогенических континентальных окраин.* Среди полевошпатовых фенокристаллов преобладает плагиоклаз. Для него характерна резко выраженная нормальная ритмическая зональность с разницей в составе в 20—30% и даже более. В целом для дацитов и риолитов орогенических зон плагиоклаз варьирует по составу от олигоклаза до анортита.

Ряд специфических сравнительных данных представлен на рис. 9, отражающем результаты детального микрозондового изучения дацитов и риолитов из нескольких районов активного вулканизма в юго-западной части Тихого океана, где проявлены низкокалиевая и известково-щелочная серии. Плагиоклазы низкокалиевых дацитов Тонга — преимущественно битовниты с узкой каймой основного андезина — лабрадора. Плагиоклазы известково-щелочных дацитов Новой Зеландии и Новой Британии имеют состав основного андезина — лабрадора, тогда как плагиоклазы риолитов вулканической зоны Таупо (преимущественно известково-щелочных) в Новой Зеландии чаще всего представлены андезином, переходящим во внешней

[1] Бронзит.
[2] Гастингсит.

зоне в олигоклаз. Однако составы этих риолитовых плагиоклазов коррелируются с типом сосуществующих железомагнезиальных парагенезисов (рис. 9, *а—з*), которые в свою очередь зависят от температуры [108]. Эти пределы колебаний состава плагиоклазов в общем совпадают с упоминаемыми в литературе составами для сходных вулканитов из других орогенических регионов. Так, для низкокалиевых дацитов характерен лабрадор — битовнит, а для низкокалиевых риолитов — андезин— лабрадор. Для плагиоклазов известково-щелочных дацитов обычно указывается состав от основного

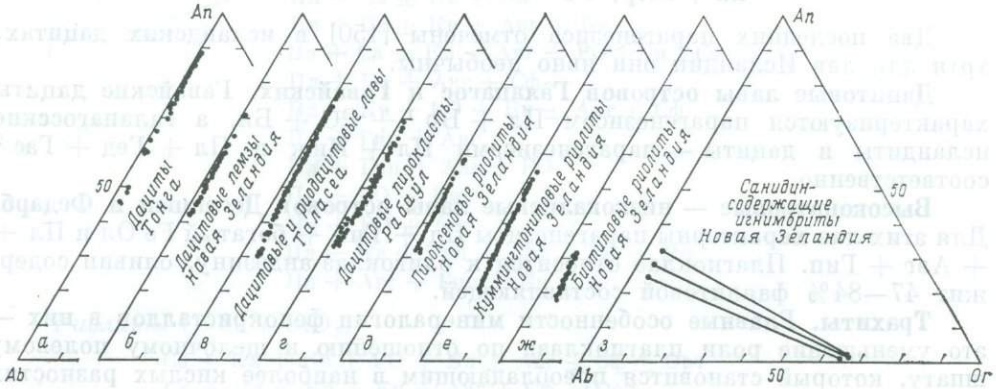


РИС. 9. Микрозондовые анализы (*а* — *ж*) фенокристаллов плагиоклаза из некоторых низкокалиевых и известково-щелочных дацитов и риолитов районов активного вулканизма юго-западной части Тихого океана: острова Тонга, Новая Британия и вулканическая зона Таупо в Новой Зеландии. На рис. 9, *з* представлены валовые составы сосуществующих пар плагиоклаз — санидин (соединенных коннодами), выделенных из трех риолитовых игнимбритов. Все содержания даны в мол. %. Использованы данные Эварта [100, 103 и 108], Хеминга и Кармайкла [165] и Лаудера [243].

андезина до битовнита, а для плагиоклазов известково-щелочных риолитов — от олигоклаза до основного лабрадора.

Для высококалиевых дацитов и риолитов опубликованных сопоставимых данных по микрозондовому изучению плагиоклазов не хватает. Для дацитов наиболее часто указываются составы от кислого лабрадора до андезина, а во внешней зоне — до олигоклаза. Для высококалиевых риолитов типичен олигоклаз, иногда кислый андезин. Валовые составы (на основе анализа выделенных минералов) сосуществующих пар санидин — плагиоклаз в высококалиевых лавах запада США показаны на рис. 10, *ж*.

В высококалиевых дацитах и риолитах главной фазой фенокристаллов становится санидин, для которого указываются составы от Or_{40} до Or_{65}. Изредка санидин встречается в известково-щелочных риолитах типа новозеландских игнимбритов (рис. 9, *а*); последние, однако, изобилуют кристаллами, и остаточная жидкость, следовательно, должна была быть достаточно фракционированной, чтобы пересечь поверхность двуполевошпатовой котектики ([100]; см. дальнейшее обсуждение).

Риолиты бимодальных ассоциаций. За исключением исландских, риолиты этой категории обычно содержат два полевых шпата: олигоклаз и санидин. Для санидина указываются составы от Or_{35} до Or_{65} при среднем составе Or_{60-65}. Примеры сосуществующих полевых шпатов в этой группе показаны на рис. 10, *в*, отражающем результаты микрозондового изучения миоценовых риолитов юго-восточного Квинсленда. В этой специфической пачке риолиты некоторых вулканических центров содержат несколько более основной плагиоклаз (кислый андезин), встречающийся в виде сильно резорби-

рованных ядер внутри фенокристаллов санидина, имеющего повышенную сравнительно со средней натровость ($\sim Or_{50}$). Робинсон и др. [327] сообщают о ксенокристаллах анортоклаза и олигоклаза в риолитах Солтон-Си (рис. 10, *ж*).

Исландия (рис. 10, *д — е*). Известково-щелочные риолиты содержат в фенокристаллах лишь один полевой шпат, состав которого варьирует от кислого андезина до анортоклаза; более щелочные риолиты также содержат только один полевой шпат, более калиевый по составу — от низкокальциевого анортоклаза до натрового санидина [53, 344]. В исландитах фенокристаллы представлены андезином — лабрадором.

Гавайские острова (рис. 10, *в*). Риодацитовые лавы содержат один полевой шпат — плагиоклаз преимущественно состава андезина.

Трахиты (рис. 10, *б*). Характер полевошпатовых фенокристаллов в трахитах сложен и разнообразен. Одни содержат два разных полевых шпата:

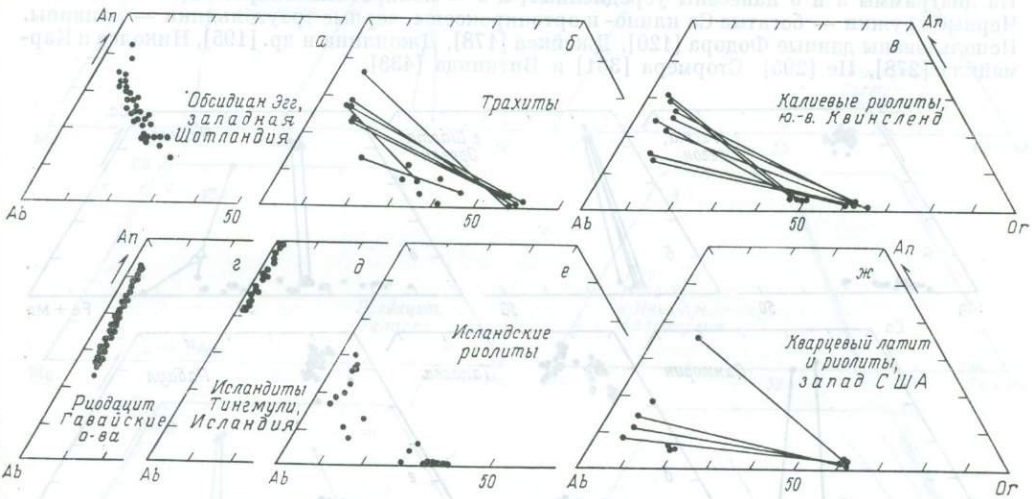


РИС. 10. Сопоставление состава фенокристаллов полевого шпата (мол. %) из океанических кислых лав Гавайских островов и Исландии, обсидианов западной Шотландии, калиевых риолитов бимодальных ассоциаций юго-западного Квинсленда, Австралия, калиевых трахитов, высококалиевого дацита (кварцевого латита) и высококалиевых риолитов запада США. Диаграммы *а*, *г* и *д* представляют микрозондовые анализы отдельных кристаллов, остальные диаграммы — усредненные микрозондовые данные для одной породы или анализы выделенных минералов. Конноды соединяют сосуществующие составы. Использованы данные Бауэра и др. [27], Кармайкла [51, 53, 56, 58], Эварта и др. [109, 110], Ридли [321], Робинсона и др. [327] и Сигердссона [344, 345].

плагиоклаз (андезин — олигоклаз) и санидин (приблизительно Or_{60-65}), другие — один зональный полевой шпат состава кальциевого анортоклаза. Между обоими типами существуют постепенные переходы; в некоторых трахитах детальными исследованиями на микрозонде установлены либо два различных анортоклазовых состава, либо кальциевый анортоклаз и санидин. Одна из особенностей химизма многих полевых шпатов трахитов — их принадлежность к тройным твердым растворам с широкой смесимостью, что, вероятно, является следствием валового химизма трахитов и высокой степени кристалличности (см. ниже).

Пироксены и оливины. *Дацитовые вулканиты островных дуг и орогенических континентальных окраин* (рис. 11—13). Наличие двух пироксенов в фенокристаллах характерно для кислых андезитов и дацитов (и многих риолитов) орогенических областей: это богатый Ca пироксен (обычно авгит, некоторые составы попадают в поле диопсида) и ортопироксен (бронзит —

гиперстен). В большинстве пород, изучавшихся на микрозонде, благодаря зональности пироксенов установлено существование четко выраженных

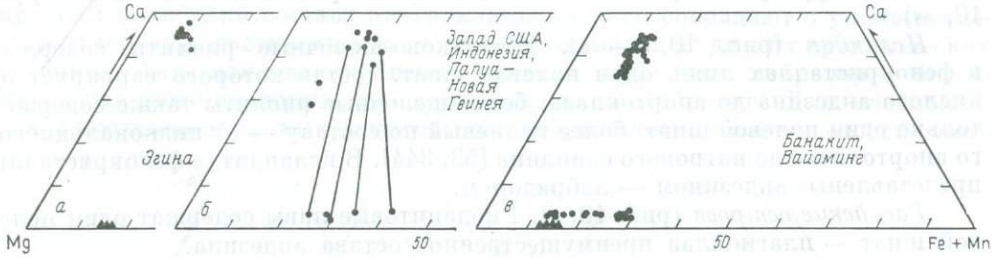


РИС. 11. Составы фенокристаллов пироксена и оливина (ат. %) из различных высококалиевых дацитов и кислых андезитов, выраженные в параметрах Ca, Mg и (Fe + Mn). На диаграммы *а* и *б* нанесены усредненные, а *в* — конкретные микрозондовые анализы. Черные кружки — богатые Ca клино- и ортопироксены, черные треугольники — оливины. Использованы данные Фодора [120], Джейкса [178], Джоплина и др. [195], Николса и Кармайкла [278], Пе [295], Стормера [361] и Виткинда [433].

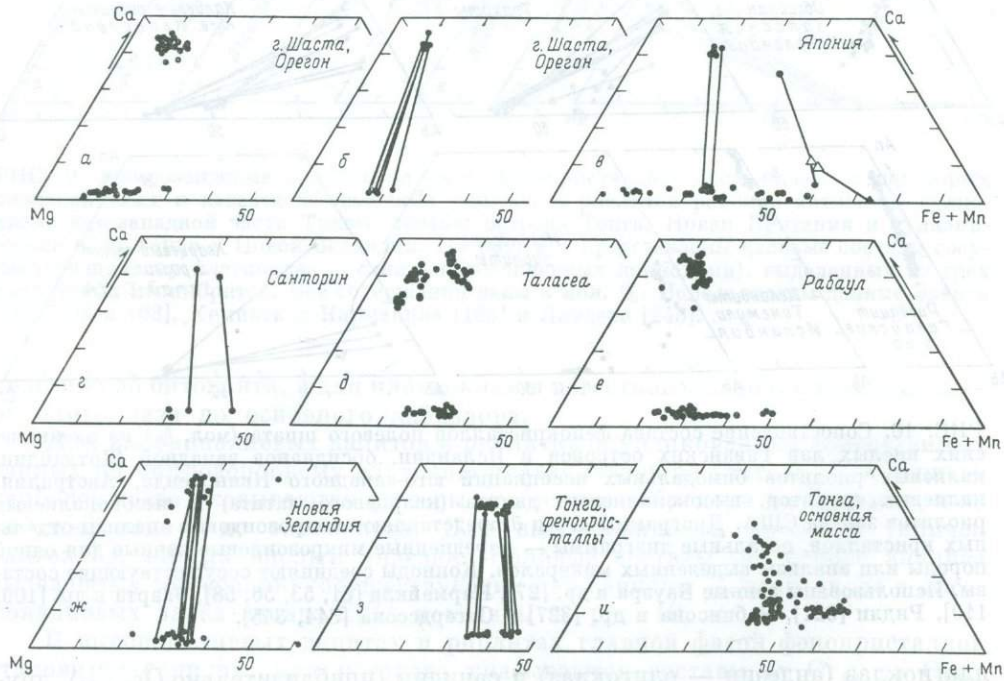


РИС. 12. Составы пироксенов (ат.%) из некоторых известково-щелочных и низкокалиевых кислых андезитов и дацитов, выраженные в параметрах Ca, Mg и (Fe + Mn). Представлены данные для фенокристаллов, кроме особо оговоренных случаев. Сосуществующие составы соединены коннодами. Черные кружки — богатые Ca клинопироксены и ортопироксены (на диаграмме *и* все черные кружки представляют пироксены основной массы); светлые треугольники — фенокристаллы пижонита. На диаграммы *а*, *д*, *е*, *и* нанесены результаты микрозондовых определений в конкретных точках, а на остальные диаграммы — усредненные микрозондовые данные, или анализы выделенных минералов. Использованы данные из работ Арамаки и Харамуры [9], Блэка [31], Эварта [101—104], Куно [215, 218], Лаудера [243], Николса [277], Обы [289], Смита и Кармайкла [348], Тибы [384], Уи [393] и Уджике [395].

рядов твердых растворов (рис. 11, *в*, 12, *а*, *д*, *е*). Важно отметить, что пироксены этих орогенических кислых вулканитов редко обнаруживают тенденцию к значительному обогащению Fe.

Куно [218] в низкокалиевых андезитах и дацитах (из округов Асио и Сидара, Япония) описал редкие примеры парагенезисов фенокристаллов, обогащенных Fe и представленных феррогиперстеном, ферропижонитом, фаялитом и ферроавгитом. Затем он сравнил эти породы и минеральные ассоциации с породами Скергаардской интрузии и пришел к выводу, что эти обогащенные Fe андезиты и дациты образовались путем фракционирования кристаллов из толеитовой исходной магмы. Такой механизм, возможно, непригоден для объяснения генезиса многих других кислых орогенических магм.

Помимо упомянутых выше примеров, вероятно, сильнейшее (если рассматривать толщу в целом) обогащение Fe обнаружено в низкокалиевых

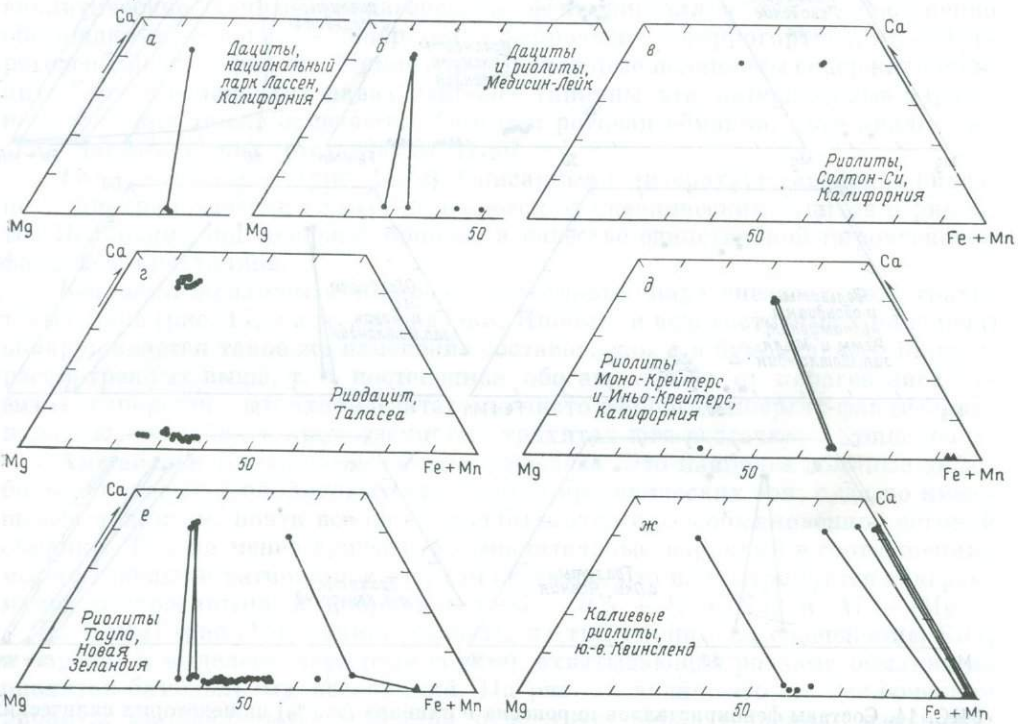


РИС. 13. Составы фенокристаллов пироксена и оливина (ат.%) риолитовых вулканитов запада США, Новой Британии, вулканической зоны Таупо, Новая Зеландия, и юго-восточного Квинсленда, Австралия, выраженные в параметрах Ca, Mg и (Fe + Mn). Риолиты Медисин-Лейк, Солтон-Си, Мано-Крейтерс и Квинсленда залегают в орогенических зонах. На диаграмму *г* нанесены конкретные определения на микрозонде, а на другие диаграммы — усредненные микрозондовые анализы для пород в целом. Черные кружки — богатые Ca клино- и ортопироксены, черные треугольники — оливины; коноды соединяют сосуществующие составы. Использованы данные из работ Кармайкла [57], Эварта [102], Эварта и др. [108—110], Лаудера [243] и Робинсона и др. [327].

довольно богатых Fe лавах островов Тонга (рис. 12, *з* [106]). Но даже здесь составы пироксенов из дацитов попадают в поле авгита и гиперстена, а богатый Fe оливин отсутствует. Пироксены основной массы в этих дацитах обнаруживают большую степень обогащения Fe; может быть, более важно, однако, что их состав широко варьирует в пределах поля субкальциевого пироксена (рис. 12, *и*); эта особенность, возможно, широко проявлена в низкокалиевых лавах островных дуг.

Составы оливинов в дацитах орогенических областей существенно бимодальны: они либо сильно обогащены Mg (рис. 11) и в этом случае обычно

описываются как резорбированные или окруженные реакционной каймой (т. е., вероятно, являются ксенокристаллами), либо обогащены Fe, как в некоторых дацитах Японии (см. выше).

Риолитовые вулканиты островных дуг и орогенических континентальных окраин. По пироксенам из современных риолитов орогенических зон опубликовано сравнительно мало микрозондовых данных. Составы пироксенов из риолитов и риодацитов Лассен (Калифорния), Таласеа (Новая Британия) и Таупо (Новая Зеландия) показаны на рис. 13, *а*, *г* и *е*, из которых следует,

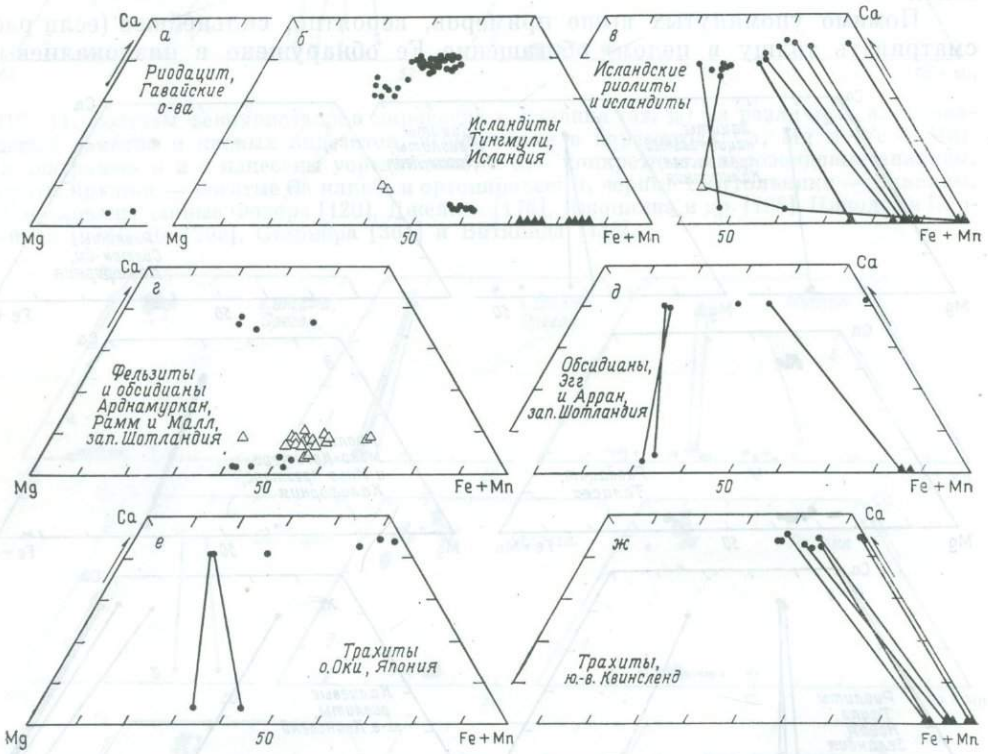


РИС. 14. Составы фенокристаллов пироксена и оливина (ат. %) из некоторых салических лав Гавайских островов, бимодальных ассоциаций Исландии и западной Шотландии и калиевых трахитов Японии и юго-восточного Квинсленда, Австралия, выраженные в параметрах Ca, Mg и (Fe + Mn). На диаграммы *б* и *г* нанесены конкретные микрозондовые определения, а на остальные диаграммы — усредненные микрозондовые данные или анализы выделенных минералов. Конноды соединяют сосуществующие составы. Черные кружки — богатые Ca клино- и ортопироксены, светлые треугольники — фенокристаллы пижонита, черные треугольники — оливины. Использованы данные из работ Бауэра и др. [27], Кармайкла [50, 54, 55, 57, 58], Эмелеуса и др. [92], Эварта и др. [109, 110], Ридли [321], Сигердссона [345], Утимидзу [392] и Вирго и Росса [400].

что эти риолиты обычно содержат относительно богатые Mg пироксены, чаще всего авгит и гиперстен. Лишь в одном новозеландском риолите (из нескольких сот изученных) был обнаружен парагенезис фенокристаллов, обогащенных Fe (рис. 13, *е*). Составы пироксенов зависят от нескольких факторов; например, состав ортопироксена зависит от f_{O_2} (фугитивности кислорода), a_{SiO_2} (активности кремнезема) в расплаве и $P_{общ}$ (общего давления) [108].

Риолиты бимодальных ассоциаций. Опубликованные данные по этим риолитам представлены на рис. 13, *б*, *в*, *д*, *е* и 14, *в*, *г*, *д*. Особенно примечательны колебания состава пироксенов: они варьируют, например, от парагенезиса гиперстен + авгит в риолитах Медисин-Лейк через ассоциацию феррогипер-

стена и(или) фаялита в риолитах Иньо-Крейтерс, Моно-Крейтерс и Солтон-Си до фактически чистого феррогеденбергит-фаялитового парагенезиса в риолитах юго-восточного Квинсленда. Стоит заметить, что в этих парагенезисах богатый Fe ортопироксен замещается фаялитом, причем наиболее железистые ортопироксены содержат 70% ферросилитовой составляющей (fs_{70}).

Аналогичный ряд составов пироксенов и оливинов, также заканчивающийся сильно обогащенными Fe разностями, как и на западе США, показан на рис. 14, *г* и *д*. Некоторые из этих шотландских лав, однако, характеризуются присутствием ферропижонита в дополнение к ортопироксену и богатому Ca пироксену [92].

Исландия (рис. 14, *б*, *в*). В исландитах и риолитах, для которых имеются аналитические данные, парагенезисы фенокристаллов также постепенно обогащаются Fe: авгит + гиперстен → ферроавгит + феррогортонолит → феррогеденбергит + фаялит. Кроме того, некоторые исландиты содержат пижонит. Хотя в исландских лавах наиболее типичны эти пироксеновые парагенезисы, в них также отмечаются биотит и роговая обманка, хотя аналитические данные о них отсутствуют [150].

Гавайские острова (рис. 14, *а*). Описанные в литературе гавайские риодациты минералогически сильно отличаются от океанических дацитов и риолитов Исландии; они содержат бронзит в качестве единственной пироксеновой фазы фенокристаллов.

Кварцевые трахиты. В пироксен-оливиновых парагенезисах двух трахитовых толщ (рис. 14, *е* и *ж*, остров Оки, Япония, и юго-восточный Квинсленд) обнаруживается такое же изменение составов, как и в бимодальных толщах, рассмотренных выше, т. е. постепенное обогащение Fe от парагенезиса авгит + гиперстен в «трахиандезитах» до чисто феррогеденбергит-фаялитового парагенезиса в более кремнеземистых трахитах юго-восточного Квинсленда.

Амфиболы. *Кальцийсодержащие амфиболы*. Это наиболее обычные амфиболы дацитовых и риолитовых вулканитов орогенических зон; судя по имеющимся анализам, почти все они могут быть отнесены к обыкновенной роговой обманке. Тем не менее существуют значительные вариации в соотношениях между главными катионами в твердом растворе. Это иллюстрируется диаграммами, построенными в координатах Si — (Ca + K + Na) и Al — (Mg + + Fe + Mn) (рис. 15); данные разбиты на три группы по содержанию SiO_2 в породе, и выделена четвертая группа, охватывающая роговые обманки из риолитов бимодальных ассоциаций. На рис. 15 видно, что, за исключением риолитов бимодальных ассоциаций, существует общая тенденция изменения состава роговых обманок с ростом содержания SiO_2 в породе.

Так, на графике в координатах Si — (Ca + Na + K) видно, что составы амфиболов из наименее кислых дацитов и кислых андезитов с уменьшением содержания (Ca + Na + K) и увеличением Si приближаются к конечному паргаситовому члену $NaCa_2(Mg\,Fe)_4AlSi_7AlO_{22}(OH)_2$, а из риолитов — к роговой обманке $NaCa_2(MgFe)_4AlSi_7AlO_{22}(OH)_2$. На графике в координатах Al — (Mg + Fe + Mn) видно, что с увеличением содержания SiO_2 в породе растет (Mg + Fe + Mn) и уменьшается Al, т. е. составы амфиболов меняются от паргасита в сторону эденитового конечного члена. Однако по общему химическому составу лишь немногие амфиболы могут быть отнесены к эденит у.

Амфиболы из риолитов бимодальных ассоциаций попадают в то же самое поле составов, что и описанные выше амфиболы, но обнаруживают более широкие комбинации в составе твердых растворов по сравнению с амфиболами риолитов орогенических зон.

Вариации отношения Mg/Fe в роговых обманках отражены на рис. 16. Значения Mg/Fe для роговых обманок кислых андезитов, дацитов и риолитов из орогенических зон полностью перекрываются; все эти амфиболы содержат

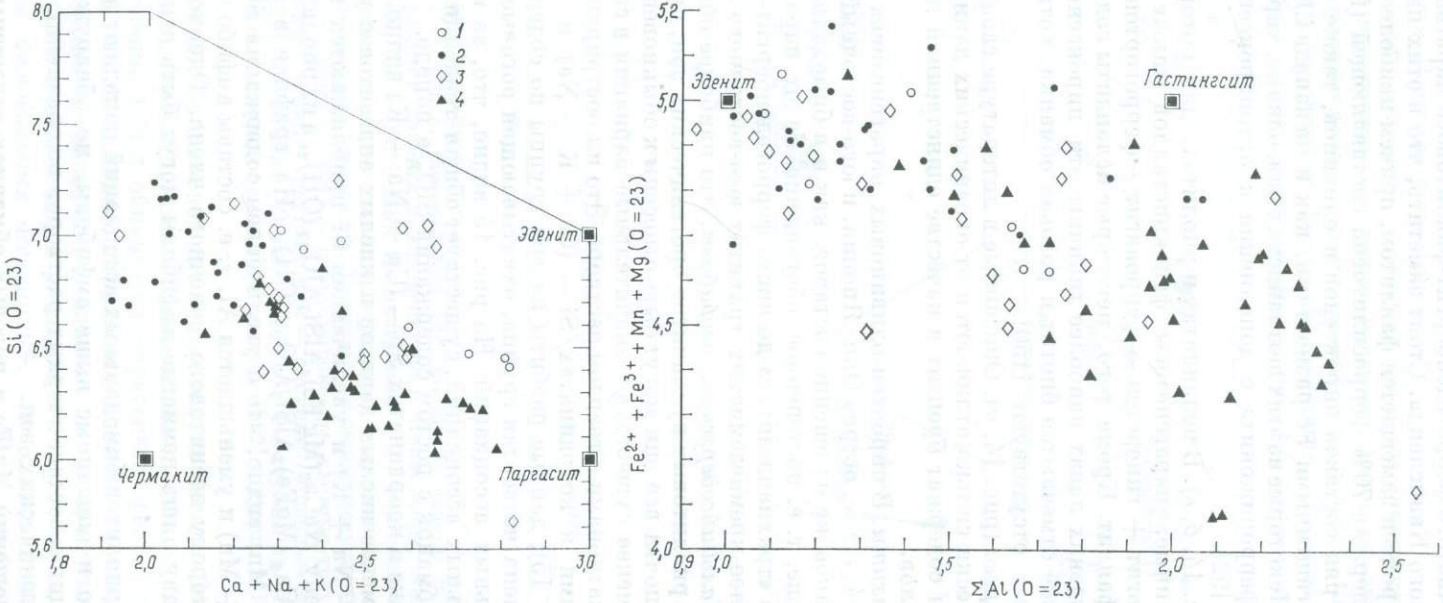


РИС. 15. Составы фенокристаллов кальциевых амфиболов (число катионов на структурную формульную единицу, O = 23) из кислых андезитов, дацитов и риолитов. Для вулканитов орогенических зон данные подразделены в соответствии с валовым составом пород. *1* — риолиты бимодальных ассоциаций; *2* — $SiO_2 > 69\%$; *3* — SiO_2 — 63—69%; *4* — $SiO_2 < 63\%$.

больше Mg, чем Fe (мол. %). Напротив, роговые обманки из бимодальных риолитов обнаруживают тенденцию к постепенному обогащению Fe, как и пироксены из этих же пород. В некоторых риолитах южного Квинсленда амфиболы становятся полностью безмагниевыми: их составы лежат между ферроэденитовым и гастингситовым конечными членами изоморфного ряда.

Куммингтониты. Фенокристаллы первичного куммингтонита, сосуществующего с роговой обманкой (или иногда включенного в нее), описаны

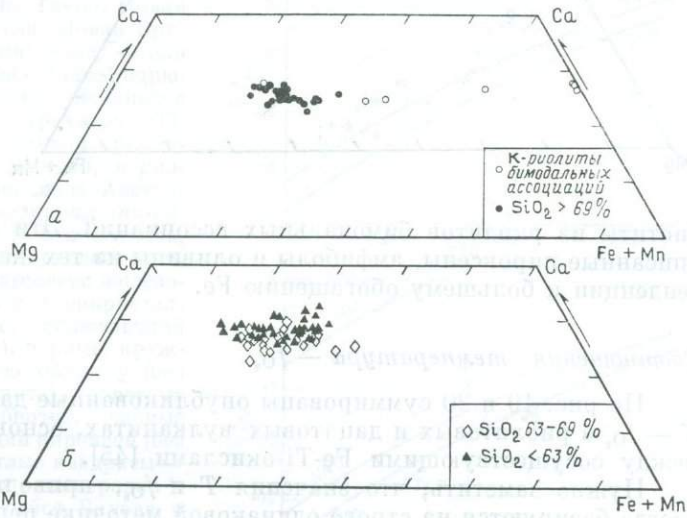


РИС. 16. Составы фенокристаллов кальциевых амфиболов (ат. %) из кислых андезитов, дацитов и риолитов, выраженные в параметрах Ca, Mg и (Fe + Mn). Для вулканитов орогенических зон данные подразделены в соответствии с валовым составом пород. Использованы опубликованные анализы.

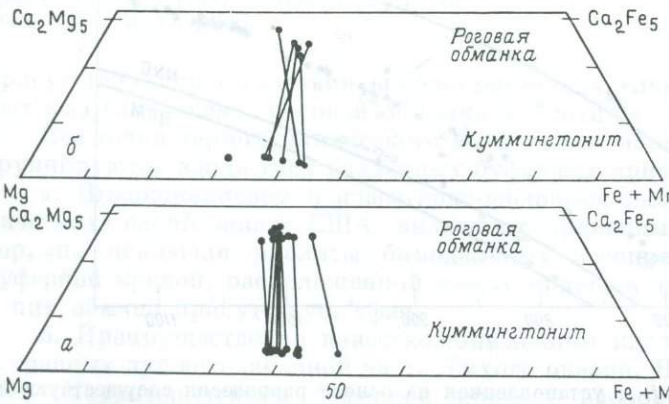


РИС. 17. Составы фенокристаллов куммингтонита и кальциевых роговых обманок, сосуществующих с куммингтонитом (ат. %), в параметрах Ca, Mg и (Fe + Mn). Конноды соединяют сосуществующие составы. *а* — риолиты Таупо, Новая Зеландия, *б* — дациты и риолиты Каскадных гор, запад США, и Карибского субрегиона (анализ сосуществующей роговой обманки отсутствует). Использованы данные из работ Брайана [44], Эварта [107, 108] и Клейна [208].

в дацитовых и риолитовых лавах и пемзах Японии [215], Каскадных гор США [417, 208], Карибского региона [328] и Новой Зеландии [107, 108]. На рис. 17 показаны составы проанализированных куммингтонитов и сосуществующих роговых сбманок.

Детальное минералогическое изучение новозеландских куммингтонитсодержащих риолитов [108] позволило сделать вывод, что верхний предел устойчивости куммингтонита близок к 760° С (температура равновесия Fe-Ti-окислов) и что равновесие фенокристаллов достигалось при $P_{H_2O} \approx P_{общ}$. Важно то, что куммингтонит, сосуществующий с ортопироксеном, образует водный буфер и позволяет в соответствующих парагенезисах определять f_{O_2}, при которой устанавливалось равновесие фенокристаллов.

Биотит. Сводки опубликованных анализов биотитов представлены на рис. 18 с упором на соотношение в них Mg и Fe. И опять не видно каких-либо систематических различий между биотитами из вулканитов с разным содержанием SiO_2, по крайней мере в интервале 60—76% SiO_2, если не считать

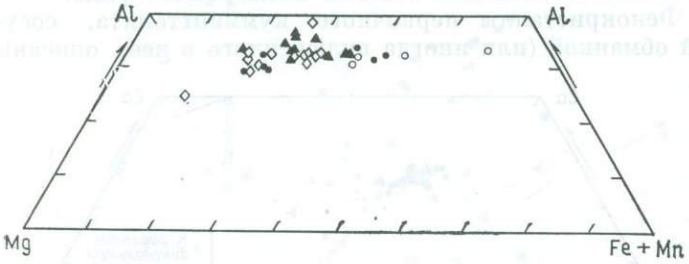


РИС. 18. Составы фенокристаллов биотита (ат. %) из кислых андезитов, дацитов и риолитов в параметрах Al, Mg и (Fe + + Mn). Анализы подразделены соответственно валовым составам пород. Обозначения такие же, как на рис. 15. Использованы опубликованные данные.

биотиты из риолитов бимодальных ассоциаций. Эти биотиты, как и вышеописанные пироксены, амфиболы и оливины из тех же пород, обнаруживают тенденции к большему обогащению Fe.

Соотношения температура — f_{O_2}

На рис. 19 и 20 суммированы опубликованные данные по соотношениям T — f_{O_2} в риолитовых и дацитовых вулканитах, основанные на равновесиях между сосуществующими Fe-Ti-окислами [45].

Нужно заметить, что значения T и f_{O_2}, приводимые в литературе, не всегда базируются на строго одинаковой методике пересчета анализов (глав-

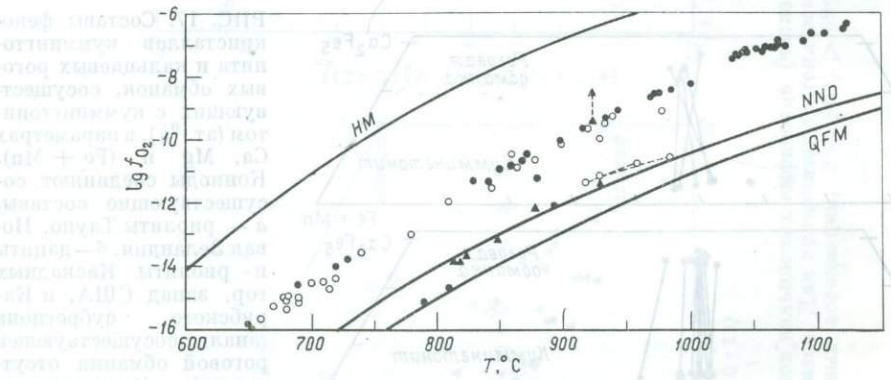


РИС. 19. Зависимость T — f_{O_2}, установленная на основе равновесия сосуществующих Fe-Ti-окислов, для кислых андезитов и дацитовых и риолитовых лав запада США и Аляски. HM, NNO и QFM — кривые соответственно гематит-магнетитового, никель-никелеоксидного и кварц-фаялит-магнетитового буферов (1 атм) [95, 434]. Значки указывают на парагенезис железомагнезиальных минералов в фенокристаллах: черные кружки — роговая обманка (±пироксен, без биотита); светлые кружки — биотит; черные треугольники — пироксен (без биотита и роговой обманки). Значки, соответствующие данным по современным риолитам из бимодальных ассоциаций Моно-Крейтерс и Иньо-Крейтерс и Медисин-Лейк, Калифорния, группируются вблизи кривых NNO и QFM и между ними. Пунктирные линии соединяют альтернативные значения f_{O_2} и T для тех случаев, когда состав Fe-Ti-окислов неоднороден. Использованы данные Кармайкла [57], Лербекмо и др. [231], Липмана [235] и Стормера [361].

ным образом микрозондовых) титаномагнетита и ильменита, и на рис. 19 и 20 они использованы без изменения. Данные на обеих диаграммах сравниваются с тремя кривыми для гематит-магнетитового (HM), никель-никелеоксидного

(NNO) и кварц-фаялит-магнетитового (QFM) буферов. Рис. 19 содержит данные по западу США и Аляске, а рис. 20 — по другим районам мира, главным образом по юго-западной части Тихого океана. На каждой диаграмме точки отдельных анализов показаны разными значками в зависимости от

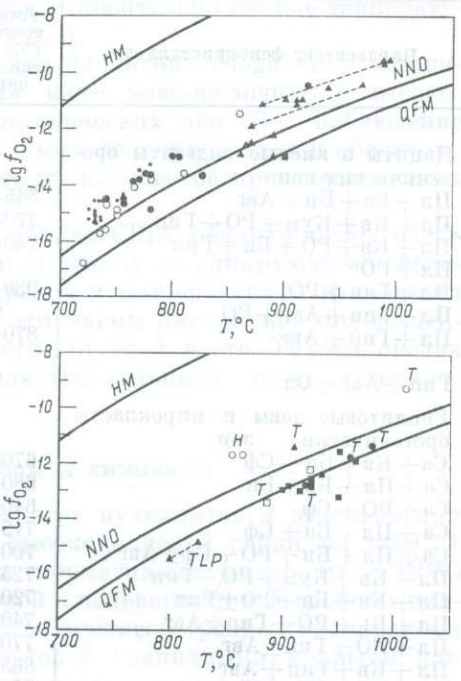


РИС. 20. Зависимость T — f_{O_2}, установленная на основе равновесия сосуществующих Fe-Ti-окислов. *Вверху* — для риолитов и дацитов вулканической зоны Таупо, Новая Зеландия, Таласеа и Рабаула, Новая Британия, Санторина и Японии; *внизу* — для риолитов островов пролива Сент-Эндрю, Папуа — Новая Гвинея (TLP), риодацитов Гавайских островов (H), трахитов (T), риолитов и исландитов Исландии, риолитов Аррана, западная Шотландия, и риолитов юго-восточного Квинсленда, Австралия. Пунктирные линии соединяют альтернативные значения f_{O_2} и T для случаев, когда состав Fe-Ti-окислов неоднороден. Значки указывают на парагенезис железомагнезиальных минералов в фенокристаллах: точки — парагенезис, включающий куммингтонит (без биотита), черные кружки — включающий роговую обманку (без биотита или куммингтонита), светлые кружки — включающий биотит, черные треугольники — включающий пироксен (без амфиболов и биотита), светлые квадраты — без железомагнезиальных минералов [1]. Использованы данные из работ Бауэра и др. [27], Кармайкла [55—58], Эварта и др. [107—110], Хеминга и Кармайкла [165], Джонсона и др. [191], Лаудера [243], Николса [277] и Уи [393].

присутствия или отсутствия в фенокристаллах главных железомагнезиальных фаз (пироксена, роговой обманки и биотита).

Все точки термодинамического равновесия, нанесенные на рис. 19 и 20, группируются вдоль трех различных буферных кривых или систем:

а. Высококалиевые и известково-щелочные лавы и пирокласты «орогенических» серий запада США, включая современные вулканиты Каскадных гор, но исключая риолиты бимодальных ассоциаций. Характеризуются буферной кривой, расположенной между кривыми для буферов NNO и HM; в них обычно присутствует сфен.

б. Преимущественно известково-щелочные кислые лавы и пирокласты островных дуг юго-западной части Тихого океана, Японии и острова Санторин. Характеризуются буферной кривой, расположенной выше кривой буфера NNO, но значительно ниже кривой, характеризующей предыдущую группу; сфен в этих вулканитах отсутствует.

в. Риолитовые лавы преимущественно бимодальных ассоциаций Исландии, острова Арран, южного Квинсленда, пролива Сент-Эндрю (Папуа — Новая Гвинея), Моно-Крейтерс, Иньо-Крейтерс, Медисин-Лейк (Калифорния). Точки для этих вулканитов ложатся главным образом на буферные кривые NNO и QFM или между ними.

Температуры равновесия различных дацитовых и риолитовых вулканитов суммированы в табл. 6, где также перечислены парагенезисы фенокристаллов. Из рассмотрения этих данных вытекают три вывода.

[1] В английском тексте отсутствует объяснение для черных квадратов.— *Прим. перев.*

Таблица 6

Парагенезисы фенокристаллов дацитовых и риолитовых вулканитов из различных географических и тектонических районов и соответствующие им температуры равновесия, определенные по Fe-Ti-окислам. Источники данных те же, что на рис. 19 и 20

Парагенезис фенокристаллов	Диапазон температур (°С) равновесия Fe-Ti-окислов	Район
1. Дациты и кислые андезиты орогенических зон		
Пл + Са + Би + Авг	845—940	Запад США
Пл + Кв + Кум + РО + Гип	770—780	Япония
Пл + Кв + РО + Би + Гип	740—810	»
Пл + РО	880	Запад США
Пл + Гип + РО	930—1120	Аляска
Пл + Гип + Авг + РО	920	Таласеа (Новая Британия)
Пл + Гип + Авг	870—990	Рабаул (Новая Британия); Япония; Санторин
Гип + Авг + Ол	925	Запад США
2. Риолитовые лавы и пирокласты орогенических зон		
Са + Кв + Би + Сф	670—680	Запад США
Са + Пл + Кв + Би	680—710	» »
Са + РО + Сф	640—730	» »
Са + Пл + Би + Сф	715—720	» »
Са + Пл + Би + РО + Сф ± Авг	700—780	» »
Пл + Кв + Кум + РО + Гип	725—755	Новая Зеландия
Пл + Кв + Би + РО ± Гип	720—765	» »
Пл + Кв + РО + Гип ± Авг	740—805	Новая Зеландия; Япония
Пл + РО + Гип ± Авг	770—825	Новая Зеландия
Пл + Кв + Гип + Авг	865—890	» »
Пл + Гип + Авг	800—915	Новая Зеландия; Рабаул (Новая Британия); Санторин
Пл + Кв + ферроАвг + Эвл + ферроГор	900	Новая Зеландия
Пл ± Кв + Гип + Авг + РО + Би	860—980	Таласеа (Новая Британия); запад США
3. Риолиты бимодальных ассоциаций		
Пл + богатый Fe КПи + богатый Fe Ол	900—925	Арран (западная Шотландия)
Пл + Гип + Авг	800—930	Медисин-Лейк (Калифорния); пролив Сент-Эндрю (Папуа — Новая Гвинея)
Са + РО ± ферроГед ± Фа	920—980	Южный Квинсленд
Са + Пл + Кв + Би + Орт	830—930	» »
Са + богатый Fe КПи + Фа + ферроГип	890—940	» »
Са + Пл + Кв + богатый Fe Ол + + РО	790—810	Моно-Крейтерс (Калифорния)
Гип ± Са ± Пл ± Кв	815—850	» »
Са + Пл + Кв + Гип + Авг + + РО + Би	920—985	Иньо-Крейтерс (Калифорния)
4. Океанические «дацитовые» лавы		
Пл + Авг ± Гип + Ол	905—965	Исландия (исландиты)
Пл + Гип + РО + Би	855—865	Гавайские острова
5. Трахиты		
Пл + Са + Гип + Авг + РО + + Би + Сф	1010	Канталь, Франция
Са + Пл + Гип + Авг	910	Эгг, Шотландия
Са + Пл + ферроГед + Фа	925	Южный Квинсленд

Во-первых, нижние пределы температур равновесия для высококалиевых риолитов запада США (640—780° С) ниже, чем для преимущественно известково-щелочных риолитов юго-западной части Тихого океана (720—900° С), что согласуется, как показано в следующем разделе, с химизмом этих разных вулканических серий, если рассматривать их в параметрах экспериментальной кварц-полевошпатовой системы; кроме того, относительно низкие температуры означают, что магмы были насыщены водой.

Во-вторых, температуры равновесия для риолитов бимодальных ассоциаций обычно значительно выше, чем для известково-щелочных и высококалиевых риолитов и даже дацитов орогенических зон. Это наблюдение согласуется с очень низким содержанием в них фенокристаллов и обогащенностью последних железом, что указывает на равновесие при очень низких фугитивностях воды.

В-третьих, данные для кислых лав запада США обнаруживают очень мало свидетельств устойчивой корреляции между доминирующими фенокристаллами железомагнезиальных минералов и температурами равновесия или изменением в буфере f_{O_2}. Возможно, эти магмы находились под воздействием внешнего буфера. В риолитах юго-западной части Тихого океана обнаружена корреляция между железомагнезиальными парагенезисами, температурами равновесия и f_{O_2}.

Соотношения между минеральным составом и химизмом

Усредненные химические данные для всех вулканитов и отдельно для низкокалиевой, известково-щелочной и высококалиевой серии из табл. 1 и приложений 1, 2 и 3 пересчитаны на нормативные минералы (CIPW) и сопоставляются на кварц-полевошпатовой и полевошпатовой тройных диаграммах (рис. 21 и 22 соответственно). Наметившиеся тренды сравниваются с кварц-полевошпатовой и двуполевошпатовой граничными кривыми для $P_{H_2O} = 1$ кбар [182]. Из анализа этих диаграмм следуют два вывода:

а. Суммарные данные (т. е. для всех пяти групп по содержанию SiO_2) для каждого из районов (запад США, запад Южной Америки и Средиземноморье) и аналогичные данные для высококалиевой серии из этих трех и других районов обнаруживают хорошо выраженные тренды, направленные к точке составов «тройного минимума» в кварц-полевошпатовой системе, а тренд группы наиболее кислых пород ($> 73\%$ SiO_2) практически заканчивается близ точки протыкания (piercing point) для An_3 ($P_{H_2O} = 1$ кбар) в этой системе (рис. 21). На диаграмме Ab — An — Or (рис. 22) тренды этих высококремнеземистых составов также заканчиваются близ кварцнасыщенной двуполевошпатовой кривой.

б. Тренды известково-щелочной и низкокалиевой серий не обнаруживают тенденции заканчиваться в составах «тройных минимумов». В высококремнеземистых риолитах ($> 73\%$ SiO_2) этих двух серий повышаются содержания нормативных кварца и анортита по сравнению с высококалиевыми риолитами, особенно в тех низкокалиевых риолитах, которые заметно известковисты.

Тот факт, что анализы высококалиевой серии проецируются близ «тройных минимумов» и двуполевошпатовой граничной кривой, хорошо коррелируется с тем, что характерными фенокристаллами высококалиевых риолитов, а также и высококалиевых дацитов являются два полевых шпата и кварц. Ясно, что при кристаллизации этих высококалиевых магм остаточные жидкости еще на ранней стадии достигают критических граничных кривых. В известково-щелочной серии санидин гораздо менее обычен, а в низкокалиевой — отсутствует совсем. На рис. 21 и 22 ясно видно, что составы этих менее калиевых кислых магм ложатся все дальше от двуполевошпатовых

граничных кривых, которые вряд ли будут пересечены, если не считать завершающих стадий кристаллизации. Рис. 21 указывает, однако, что эти ограничения не касаются кристаллизации кварца. Более того, увеличение нормативных содержаний кварца и анортита в усредненных известково-щелочных и низкокалиевых риолитовых составах можно коррелировать со смещением кварц-полевошпатовой граничной кривой в сторону более бога-

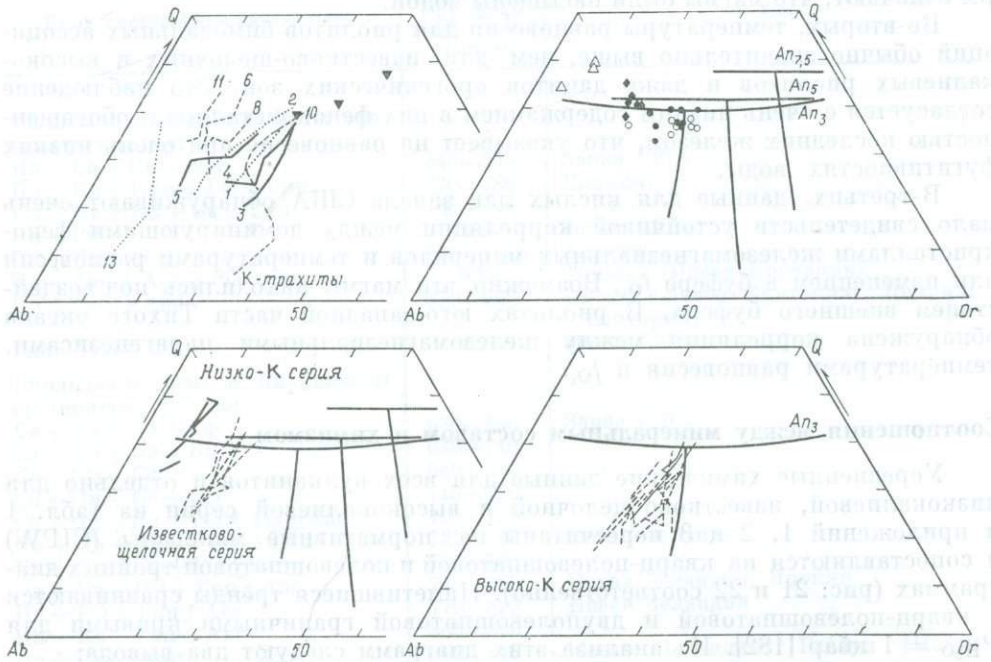


РИС. 21. Диаграммы, отражающие содержания нормативных (CIPW) компонентов Q, Ab и Or в вулканитах. Использованы усредненные данные химических анализов (суммарные) из табл. 1, 4 и 5 и усредненные данные для низкокалиевых, известково-щелочных и высококалиевых составов из различных районов, частично заимствованные из приложений 1, 2 и 3. *Вверху слева* — тренды суммарных составов для каждого из рассмотренных в этом обзоре географических или тектонических районов (обозначены цифрами в соответствии с их перечислением во введении). *Вверху справа* — средние составы высококремнеземистых риолитов ($SiO_2 > 73\%$), подразделенных на низкокалиевый (светлые треугольники), известково-щелочной (черные ромбы) и высококалиевый (черные кружки) типы, а также риолитов бимодальных ассоциаций (светлые кружки). *Внизу слева* — тренды средних низкокалиевых и известково-щелочных составов из различных орогенических регионов. *Внизу справа* — тренды средних высококалиевых составов из различных орогенических регионов. Каждая линия тренда основана на усредненных составах по каждому региону для пяти групп, различающихся по содержанию SiO_2 (60—63, 63—66, 66—69, 69—73, >73%). На каждой диаграмме также показаны проекции кварц-полевошпатовой и двуполевошпатовой граничных кривых (P_{H_2O}= 1 кбар) для трех составов с обозначенным содержанием An [182].

тых кварцем составов с увеличением анортитового компонента в системах Q — Ab — An — Or (например, [182]).

Некоторая корреляция также существует между нижними пределами температур равновесия Fe-Ti-окислов и составом магм. Так, для высококалиевых риолитов запада США температуры равновесия составляют 640—780° С, а для преимущественно известково-щелочных риолитов Таупо, Новая Зеландия, 860—890° С и выше [108]. Винклер [431] ясно показал, что расплавы, состав которых ложится ближе всего к «тройному минимуму», при прочих равных условиях будут существовать при более низких температурах, чем расплавы, составы которых проецируются дальше от этой точки, хотя

и, возможно, ложатся на котектическую поверхность. Ясно, что низкокалиевые риолиты и дациты должны иметь самые высокие температуры равновесия, но данных для проверки этого предположения пока нет.

Средние составы риолитов из существенно бимодальных ассоциаций также проецируются очень близко к низкобарическим составам «тройных

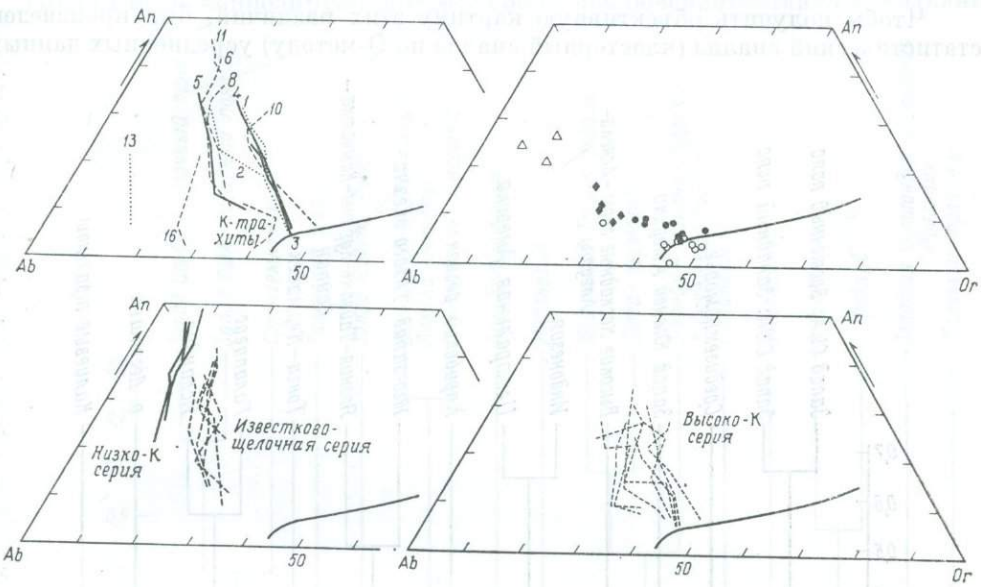


РИС. 22. Диаграммы, отражающие содержания нормативных (CIPW) компонентов Ab, Or и An в вулканитах. Использованы усредненные данные химических анализов (суммарные) из табл. 1, 4 и 5 и усредненные данные для низкокалиевых, известково-щелочных и высококалиевых составов из различных районов, частично заимствованные из приложений 1, 2 и 3. Обозначения и методика компиляции те же, что на рис. 21. *Внизу слева* — тренды средних низкокалиевых и известково-щелочных составов. *Вверху слева* — тренды суммарных составов для каждого района. *Вверху справа* — тренды средних составов высококремнеземистых ($SiO_2 > 73\%$) риолитов. *Внизу справа* — тренды средних высококалиевых составов. На каждой диаграмме также показана проекция кварцнасыщенной двуполевошпатовой граничной кривой для $P_{H_2O} = 1$ кбар [182].

минимумов» (примечательное исключение составляют «известково-щелочные» исландские риолиты), хотя температуры равновесия Fe-Ti-окислов относительно высоки (800—985° С). Это определенно указывает на кристаллизацию при очень низкой f_{O_2} и согласуется с небольшим содержанием фенокристаллов в этих вулканитах, обогащением железом фенокристаллов и равновесием при более низкой f_{O_2}, чем для большинства риолитов и дацитов орогенических зон.

Тренд усредненных составов калиевых трахитов (60—63, 63—66, 66—69, 69—73% SiO_2) на рис. 21 объясняет, почему отсутствуют фенокристаллы кварца даже в наиболее кислых разностях. На рис. 21 и 22 усредненный трахитовый тренд имеет заметную искривленность, заставляющую предполагать, что точки составов ложатся близ двуполевошпатовой граничной поверхности; в пользу такого предположения говорит и близость наиболее кремнекислой части трахитового тренда к кварцнасыщенной двуполевошпатовой кривой на рис. 22, и тот факт, что калиевые трахиты обычно содержат в виде фенокристаллов два сосуществующих полевых шпата или кальциевый анортоклаз.

Региональные вариации дацитовых и риолитовых магм

Очевидно, что существуют довольно резкие различия в химизме, а следовательно, и в минеральном составе кислых вулканитов из разных географических и тектонических обстановок, что должно отражать вариации в петрогенезисе этих магм.

Чтобы получить объективную картину этих различий, был произведен статистический анализ (кластерный анализ по Q-методу) усредненных данных

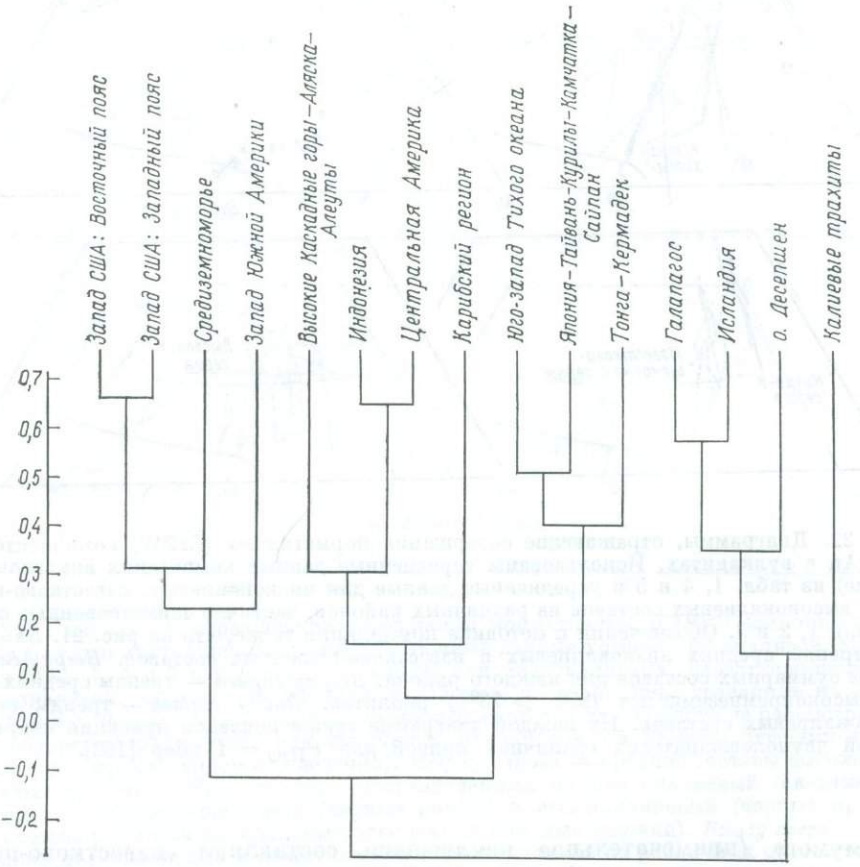


РИС. 23. Дендрограмма, основанная на кластерном анализе по Q-методу с использованием коэффициентов корреляции и показывающая соотношения между кислыми «андезитами» (60—63% SiO_2) из различных океанических и орогенических субрегионов и их группирование. Корреляции проводились по средним содержаниям главных элементов и элементов-примесей, а также по данным о частоте встречаемости и модальном составе фенокристаллов (по табл. 1).

по 5 группам (60—63, 63—66, 66—69, 69—73, $>$ 73% SiO_2) для разных географических и тектонических районов. При этом применялось усреднение взвешенных парных групп с учетом коэффициентов расстояния и корреляции (с корреляциями, примененными к стандартизованным данным). Входные данные включали все усредненные значения содержаний главных элементов и элементов-примесей, а также процентное содержание фенокристаллов и частоту их встречаемости (табл. 1, 2, 3, 4 и 5) при общем максимуме в пять переменных на каждую парную группу. Результаты, полученные с использо-

ванием коэффициентов расстояния и коэффициентов корреляции, в основном согласуются; на рис. 23—25 показаны три дендрограммы для групп с 60—63, 66—69 и $>73\%$ SiO_2, основанные на коэффициентах корреляции.

Из этого анализа групп можно сделать следующие главные выводы: *Кислые андезиты и кислые дациты* (рис. 23, 24). а) Вулканиты обеих зон запада США, запада Южной Америки и Средиземноморья в пределах каждой группы тесно коррелируются между собой, исключение составляют вулканиты

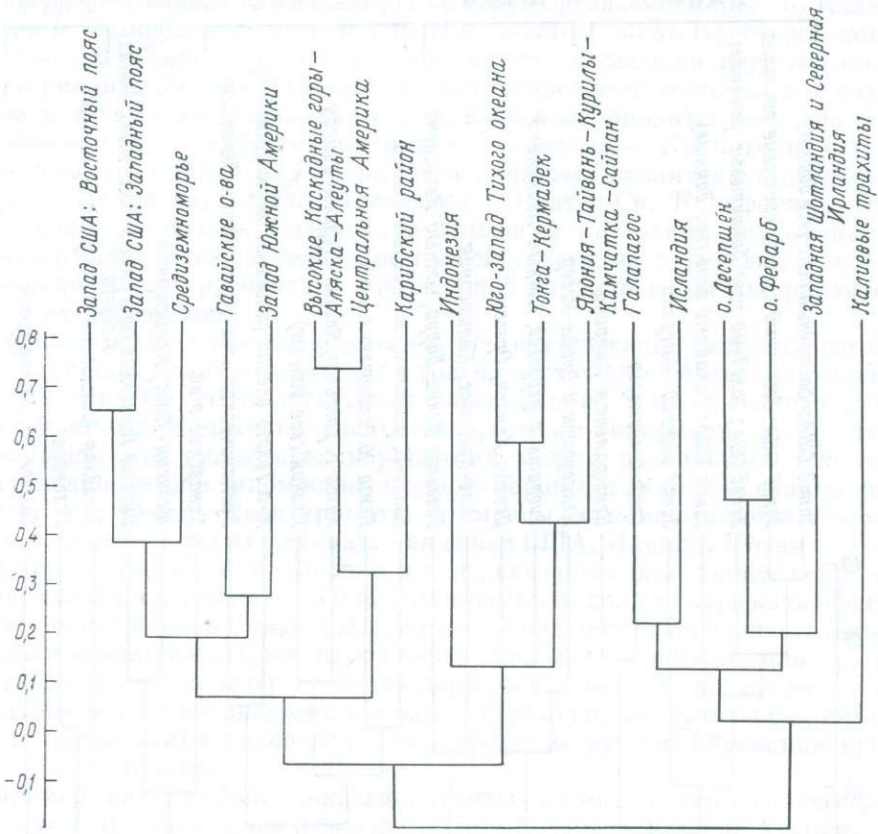


РИС. 24. Дендрограмма, основанная на кластерном анализе по Q-методу с использованием коэффициентов корреляции и показывающая соотношения между кислыми дацитами (66—69% SiO_2) из различных океанических и орогенических субрегионов и их группирование. Корреляция проводилась по средним содержаниям главных элементов и элементов-примесей, а также по данным о частоте встречаемости и модальном составе фенокристаллов (табл. 1 и 3).

субрегиона Высоких Каскадных гор, Аляски и Алеутских островов. На всех дендрограммах Западная и Восточная зоны запада США очень тесно коррелируются. б) Имеется общая тенденция к группированию данных для субрегиона Высокие Каскадные горы — Аляска — Алеутские острова с данными для Центральной Америки, Индонезии и Карибского района. в) Кислые андезиты и дациты юго-западной части Тихого океана и субрегиона Япония—Тайвань — Камчатка — Сайпан образуют подгруппу. г) В целом наблюдается группирование океанических лав Исландии и островов Галапагос с лавами островов Десепшен и Федарб (принадлежащими к высоконатрово-низкокалиевому типу); примечательно, что дацитовые лавы западной Шотландии также попадают в эту группу. д) На всех дендрограммах данные по калиевым

трахитам, особенно основанные на коэффициентах расстояния, обнаруживают слабую тенденцию группироваться с каким-либо иным подразделением

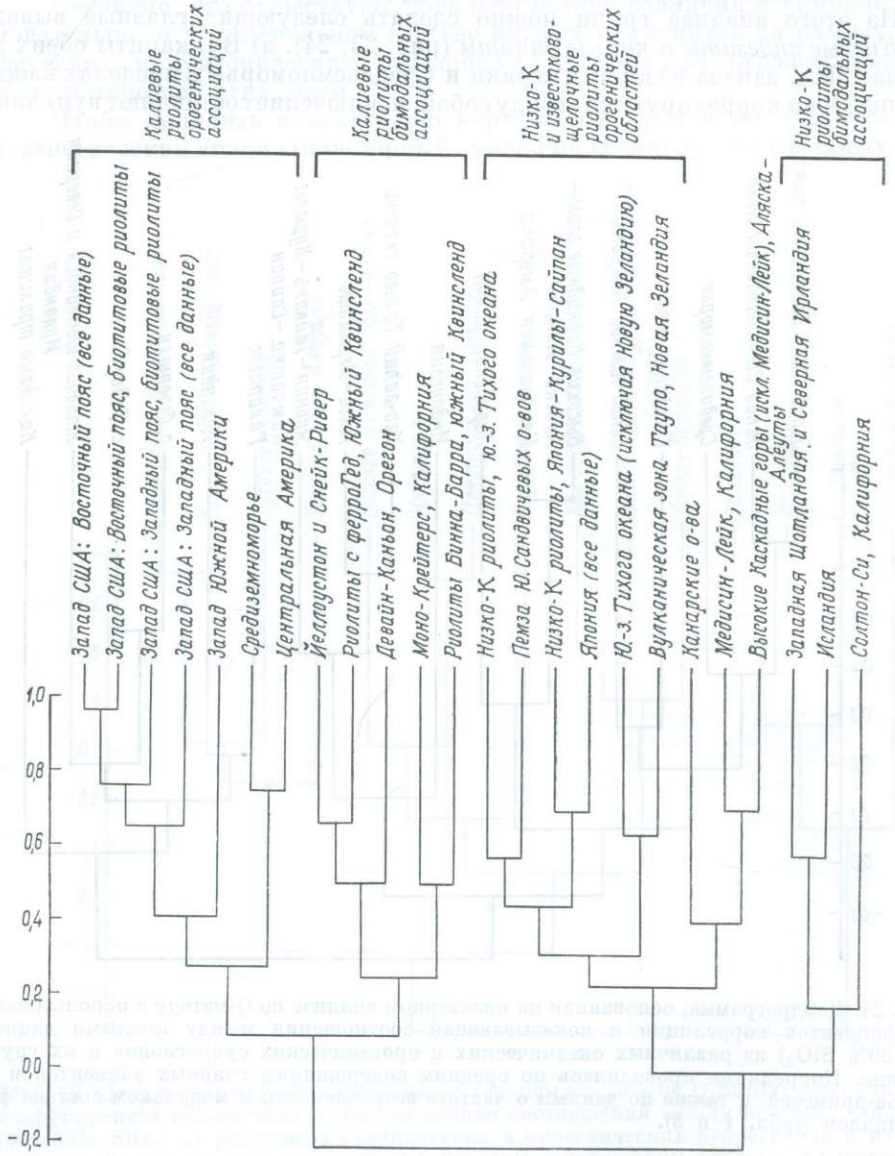


РИС. 25. Дендрограмма, основанная на кластерном анализе по Q-методу, с использованием коэффициентов корреляции и показывающая соотношения между высококремнеземистыми риолитами (>73% SiO_2) из различных орогенических и океанических субрегионов и ассоциаций и их группирование. Корреляции проводились по средним содержаниям главных элементов и элементов-примесей, а также по данным о частоте встречаемости и модальном составе фенокристаллов (табл. 1, 4 и 5).

вулканитов, означая, что эти трахиты вряд ли произошли из высококалиевых кислых магм орогенических зон или тесно связаны с ними.

Риолиты (рис. 25). Представление данных затруднено большим разнообразием усредненных типов риолитов. Дендрограмма указывает на разделе-

ние всех данных на две группы: калиевые риолиты бимодальных ассоциаций и ассоциаций «мобильных» орогенических континентальных окраин и менее калиевые риолиты островных дуг, океанических островов и активно расширяющихся континентальных окраин (Солтон-Си и западная Шотландия (эоцен)).

На более высоком уровне корреляции наблюдаются следующие 4 группы: а) калиевые риолиты орогенических зон запада США (исключая Высокие Каскадные горы), запада Южной Америки и дуг Средиземноморья. б) Калиевые риолиты бимодальных ассоциаций (Йеллоустон, Моно-Крейтерс, запад США и южный Квинсленд). Примечательно, что несколько пересыщенные щелочами риолиты Девайн-Каньон коррелируются с этой группой. в) Низкокалиевые и преимущественно известково-щелочные риолиты юго-западной части Тихого океана и субрегиона Япония — Тайвань — Курильские острова — Камчатка — Сайпан. г) Группа менее калиевых риолитов бимодальных ассоциаций Исландии, запада Шотландии и Солтон-Си, Калифорния. Эти риолиты менее калиевые, с несколько меньшими индексами дифференциации, а содержания в них элементов-примесей указывают на меньшую фракционированность по сравнению с предыдущей группой калиевых риолитов бимодальных ассоциаций.

Детальное обсуждение возможного петрогенетического значения региональных вариаций химизма не входит в задачу настоящего обзора, поскольку это потребовало бы соответствующей компиляции данных по изотопам и более обширных данных по элементам-примесям (например, р.з.э). Тем не менее ясно, что существует корреляция между различными тектоническими обстановками и типом коры, с одной стороны, и химизмом салических магматитов — с другой. Если принять, что магмы, давшие огромные объемы риолитов и дацитов в таких районах, как запад США, Япония, Новая Зеландия, Суматра, запад Южной Америки и т. д., связаны с плавлением коры, то их состав, включая содержание элементов-примесей, должен отражать общий химизм исходных коровых пород. Дополнительное влияние на окончательный химизм магм может оказать структура коры; например, мощность, плотность, жесткость (вязкость) и гетерогенность коры, вероятно, контролируют динамику подъема магм и их внедрения, а также структуру магматических камер [309], тем самым влияя на последующие процессы фракционирования кристаллов и ассимиляции.

Например, как уже было показано, тренды средних составов салических магм запада США (исключая Каскадные горы), запада Южной Америки и районов Средиземноморья, а также высококалиевых серий других регионов на диаграмме кварц — полевые шпаты направлены в сторону низкобарических составов «тройных минимумов». Эту тенденцию легко объяснить фракционированием кристаллов, приводящим к появлению наиболее кислых составов, а данные о содержании элементов-примесей в наиболее кремнекислых риолитах запада США (исключая Каскадные горы, табл. 1-А и 4-А) определенно подтверждают такую интерпретацию. В литературе описана [441] фракционная кристаллизация в едином очаге с образованием риодацитовых дериватов. Кроме того, рядом исследований по изотопии Sr установлена ассимиляция корового материала при фракционной кристаллизации кислых магм в некоторых вулканических центрах запада США (например, [280, 30, 360, 338]). Такая ассимиляция, разумеется, также могла изменить содержание главных элементов в магме или послужить буфером для такого изменения (например, содержание калия и f_{O_2}).

В противоположность рассмотренным выше высококалиевым магмам известково-щелочные салические магмы, особенно магмы островных дуг, как уже отмечалось, обнаруживают гораздо меньше убедительных химических свидетельств влияния на их состав фракционной кристаллизации. На

специфическом примере вулканической зоны Таупо, Новая Зеландия, было показано, что риолиты и дациты представляют продвинутые стадии частичного плавления вулканогенных мезозойских глинисто-граувакковых осадков, т. е. плавления, распространявшегося в верхнюю кору [111, 108, 110]. Однако низкокалиевые салические магмы, развитые главным образом в районе с субконтинентальной относительно молодой корой или во внутриокеанических островных дугах, извергаются в меньших масштабах, чем многие из их известково-щелочных эквивалентов. Данные по низкокалиевым дацитам островов Тонга, видимо, лучше всего согласуются с моделью низкобарического фракционирования кристаллов в исходной низкокалиевой андезито-базальтовой магме [106].

В заключение следует остановиться на риолитах бимодальных ассоциаций, включенных в этот обзор. Геохимия некоторых из этих риолитов указывает, что в их петрогенезисе важное значение имела фракционная кристаллизация, по крайней мере на поздних стадиях (например, риолиты плато Йеллоустон на западе США и южного Квинсленда). Кроме того, как уже указывалось, в этих риолитах встречаются парагенезисы и составы минеральных фаз, отличающие их от большинства риолитов орогенических зон; эти риолиты бимодальных ассоциаций также примечательны равновесием при более высоких температурах и относительно низкой фугитивности кислорода. Это, несомненно, согласуется с их происхождением за счет преимущественно базальтового исходного материала, либо путем обычной фракционной кристаллизации, либо даже, как предполагают Гибсон [129] и Джонсон с соавторами [в печати], путем частичного плавления с последующей фракционной кристаллизацией.

Автор выражает особенную признательность Багли (университет штата Квинсленд) за его постоянную помощь в машинной обработке данных и программировании.

Приложение 1-А

Содержание главных элементов и элементов-примесей в низкокалиевых[а] салических вулканитах из юго-западной части Тихого океана и региона Япония — Курильские острова — Сайпан. Анализы главных элементов пересчитаны на 100% без учета воды

Район	Япония—Курилы—Сайпан					Юго-запад Тихого океана				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
SiO_2	61,19	64,33	67,45	70,35	75,01	61,24	64,82	66,97	70,16	74,19
TiO_2	0,71	0,77	0,61	0,54	0,34	0,59	0,59	0,54	0,47	0,46
Al_2O_3	16,94	15,89	15,33	14,90	12,99	15,81	15,05	14,51	14,63	12,89
Fe_2O_3	2,79	2,89	2,12	2,10	1,39	3,25	2,03	1,89	1,49	1,35
FeO	4,31	3,67	3,07	1,95	1,47	4,79	4,78	4,37	2,69	2,15
MnO	0,16	0,16	0,13	0,11	0,09	0,15	0,14	0,13	0,12	0,07
MgO	2,73	2,06	1,49	0,92	0,58	3,13	2,29	1,52	1,06	0,68
CaO	6,99	5,58	4,75	3,92	2,57	7,24	5,97	5,40	4,25	3,13
Na_2O	3,38	3,64	4,01	3,99	4,17	2,90	3,26	3,60	3,98	3,90
K_2O	0,61	0,86	0,87	1,07	1,18	0,74	0,92	0,91	1,00	1,11
P_2O_5	0,19	0,16	0,18	0,15	0,22	0,15	0,15	0,15	0,14	0,08
n	44	43	38	19	14	18	31	17	7	8

[а] При отборе низко-К составов использовались критерии Пеккерилло и Тейлора [299], см. также рис. 1. [б] Цифры в скобках — количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента-примеси. n — количество анализов, использованных в сводке для подсчета среднего содержания каждого элемента.

Район	Япония—Курилы—Сайпан					Юго-запад Тихого океана				
Элементы-примеси (млн$^{-1}$)[б]										
Rb	7 (7)	3,2 (1)	н. д.	н. д.	н. д.	9 (9)	14 (19)	12 (7)	10 (2)	13 (5)
Ba	120 (1)	436 (3)	287 (5)	445 (2)	403 (3)	180 (9)	302 (21)	224 (7)	268 (2)	289 (5)
Sr	155 (11)	182 (4)	171 (11)	285 (3)	117 (3)	285 (9)	306 (21)	291 (7)	243 (2)	145 (5)
Zr	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	49 (?)	61 (20)	58 (7)	71 (2)	95 (5)
Zn	83 (10)	81 (3)	100 (7)	88 (1)	82 (1)	92 (7)	97 (16)	94 (7)	76 (2)	49 (2)
La	3,9 (1)	10 (5)	6,6 (4)	н. д.	6,7 (2)	3,7 (7)	4,0 (18)	3,3 (7)	4,5 (2)	4 (2)
Ce	11,2 (1)	25 (5)	20 (4)	н. д.	22 (2)	8,5 (7)	9,8 (18)	9,4 (7)	12 (2)	9,8 (2)
Yb	2,5 (1)	3,5 (4)	4,3 (4)	н. д.	4,9 (2)	1,3 (1)	2,2 (3)	3,9 (1)	н. д.	н. д.
Y	19 (4)	19 (3)	12 (11)	11 (4)	11 (2)	25 (9)	30 (19)	23 (7)	32 (2)	34 (4)
Cu	40 (11)	15 (4)	5 (7)	1 (3)	2 (3)	73 (9)	30 (20)	16 (7)	15 (2)	32 (4)
Ni	45 (10)	26 (3)	22 (7)	22 (1)	37 (1)	6 (8)	7 (20)	2 (7)	3 (2)	2 (4)
Co	29 (11)	16 (5)	16 (8)	20 (1)	7 (2)	21 (9)	14 (18)	11 (7)	7 (2)	4 (4)
Cr	78 (10)	17 (5)	6 (8)	8 (1)	20 (2)	12 (9)	25 (20)	2 (7)	1 (2)	3 (4)
V	127 (4)	47 (3)	23 (11)	8 (3)	8 (2)	190 (9)	101 (20)	74 (7)	31 (2)	39 (4)
Nb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	1,5 (1)	3,1 (2)	1,0 (1)	н. д.	н. д.
Li	5 (10)	7 (3)	9 (7)	6,5 (1)	8 (1)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Pb	4 (1)	6 (1)	6 (4)	8 (2)	11 (2)	2,5 (5)	3,2 (8)	4,1 (2)	5,1 (1)	2 (3)
Hf	н. д.	3,5 (2)	3,0 (1)	н. д.	3,7 (1)	0,7 (1)	1,2 (2)	2,2 (1)	н. д.	3,4 (2)

Приложение 1-Б

Сводка данных по минералогии фенокристаллов низкокалиевых салических вулканитов, охарактеризованных в приложении 1-А

Район	Япония—Курилы—Сайпан					Юго-запад Тихого океана				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
Содержание фенокристаллов (об.%)[1]										
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Пл	21,7	3,6	13,5	14,0	2,1	11,9	11,4	8,5	9,8	15,0
Кв	0	0	4,3	1,6	1,4	0,06	0,07	0	0	3,0
Ол	0	0,26	0	0	0	0,18	0,02	0	0	0
КПи	0,68	0,67	0,48	0,55	0	2,6	2,1	0,94	0,98	0,67
ОПи	2,0	0,29	1,7	1,2	0	1,9	1,1	0,79	0,65	0,67
РО	0	0	0,10	0,05	0	0,12	0,21	0	0	0,33
Би	0	0	0	0	0	0	0,19	0	0	0
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	0,58	0,21	0,52	0,50	0	0,61	0,64	0,58	0,68	0,33
Сумма	25,0	5,0	20,6	17,9	3,5	17,4	15,7	10,8	12,1	20,0
n	4	7	6	2	2	17	27	10	6	3
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)										
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Пл	98	88	95	94	91	94	100	100	100	100
Кв	5	13	24	44	36	6	3	0	0	29
Ол	7	10	3	22	0	33	10	0	0	29
КПи	86	83	92	78	73	89	94	100	100	86
ОПи	88	83	90	89	73	89	97	100	100	86
РО	19	13	24	61	0	6	13	0	0	29
Би	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	88	80	92	67	73	89	100	100	100	71
n	43	40	38	18	11	18	31	16	7	7

[1] Сокращения такие же, как и в табл. 1-Б.

Приложение 2-А

Сводка данных по содержанию главных элементов и элементов-примесей в некоторых известково-щелочных салических вулканитах орогенических районов. Отбор известково-щелочных пород производился в соответствии с критериями Пеккерилло и Тейлора [299], см. также рис. 1. Анализы главных элементов пересчитаны на 100% без учета воды

№ района[а] / Район	2 Центральная Америка				5 Высокие Каскады—Аляска—Алеуты					6 Япония—Тайвань—Курилы—Камчатка—Сайпан				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
SiO_2	61,67	64,57	67,25	70,8	61,58	64,35	67,46	70,88	75,57	61,63	64,26	67,49	71,08	75,44
TiO_2	0,79	0,68	0,53	0,41	0,79	0,63	0,61	0,39	0,21	0,71	0,64	0,61	0,48	0,18
Al_2O_3	17,02	16,82	16,56	15,92	17,27	16,85	16,25	15,03	13,61	16,77	16,37	15,81	14,94	13,43
Fe_2O_3	2,50 в	2,18 в	1,92 в	1,55	2,16	2,00	2,00	1,17	0,62	2,78	2,56	2,08	1,48	0,94
FeO	2,90 в	2,35 в	1,93 в	1,32	3,53	2,63	1,74	1,59	1,03	3,76	3,12	2,37	1,67	1,16
MnO	0,11	0,10	0,11	0,07	0,11	0,10	0,10	0,06	0,06	0,12	0,13	0,12	0,09	0,07
MgO	3,19	2,18	1,35	1,04	2,71	2,34	1,48	0,82	0,36	2,99	2,25	1,45	0,85	0,43
CaO	5,69	4,63	3,81	2,75	5,92	5,15	3,40	2,52	1,49	6,19	5,16	4,22	3,17	1,92
Na_2O	4,08	4,38	4,27	3,59	4,20	4,16	4,68	4,78	4,21	3,36	3,56	3,82	3,89	3,91
K_2O	1,85	1,96	2,16	2,44	1,51	1,61	2,10	2,65	2,79	1,51	1,77	1,87	2,22	2,33
P_2O_5	0,20	0,15	0,12	0,10	0,23	0,18	0,17	0,12	0,06	0,17	0,18	0,15	0,12	0,09
n	36	33	18	5	64	51	19	27	10	120	83	49	59	43
Элементы-примеси ($млн^{-1}$) б														
Rb	49 (14)	47 (16)	48 (6)	н. д.	35 (1)	47 (9)	48 (3)	61 (8)	44 (3)	39 (8)	85 (2)	64 (4)	н. д.	76 (7)
Ba	504 (7)	527 (9)	474 (2)	н. д.	533 (17)	651 (12)	443 (7)	699 (7)	613 (4)	569 (9)	934 (3)	504 (4)	643 (4)	525 (3)
Sr	480 (14)	504 (16)	491 (6)	н. д.	651 (29)	1058 (18)	791 (9)	467 (7)	500 (1)	333 (10)	401 (4)	233 (8)	137 (3)	111 (9)
Zr	н. д.	172 (1)	172 (1)	н. д.	150 (12)	152 (11)	186 (7)	115 (5)	200 (1)	120 (2)	н. д.	н. д.	н. д.	125 (1)
Zn	70 (14)	60 (15)	52 (15)	н. д.	85 (7)	81 (1)	н. д.	н. д.	53 (1)	72 (4)	44 (2)	37 (2)	н. д.	н. д.
La	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	21 (7)	21 (2)	н. д.	26 (5)	18 (3)	14 (8)	19 (2)	11 (2)	12 (2)	8 (2)
Ce	н. д.	137 (1)	143 (1)	н. д.	65 (9)	62 (2)	100 (1)	45 (2)	32 (3)	36 (8)	49 (2)	31 (2)	32 (2)	21 (2)
Yb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	1,9 (11)	1,5 (9)	1,9 (5)	2,5 (3)	3,0 (4)	2,8 (8)	3,9 (2)	3,5 (2)	3,2 (2)	2,6 (2)
Y	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	34 (9)	18 (10)	30 (6)	12 (5)	80 (1)	22 (4)	15 (2)	11 (4)	10 (4)	13 (3)
Cu	17 (15)	11 (16)	12 (5)	н. д.	33 (17)	31 (10)	15 (7)	10 (1)	21 (1)	40 (8)	12 (3)	7 (5)	1 (3)	4 (3)
Ni	46 (15)	28 (17)	21 (6)	н. д.	29 (17)	36 (12)	27 (7)	3 (2)	1 (1)	36 (7)	33 (2)	17 (2)	н. д.	0,5 (1)
Co	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	16 (16)	15 (12)	14 (6)	5 (4)	5 (4)	19 (13)	14 (3)	12 (3)	5 (1)	3 (1)
Cr	101 (15)	67 (17)	40 (6)	н. д.	50 (17)	50 (12)	36 (7)	3 (4)	4 (4)	43 (12)	14 (3)	14 (4)	4 (1)	4 (1)
V	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	119 (12)	109 (11)	92 (7)	50 (2)	50 (1)	149 (4)	105 (2)	33 (4)	37 (2)	18 (3)
Nb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	4,6 (6)	3,8 (5)	5 (2)	н. д.	н. д.	4 (2)	н. д.	н. д.	н. д.	0,5 (1)
Li	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	35 (2)	45 (2)	н. д.	50 (1)	н. д.	12 (6)	18 (2)	27 (2)	н. д.	н. д.
Pb	9 (15)	10 (15)	8 (5)	н. д.	5,6 (9)	6,2 (3)	8,3 (2)	7 (3)	10 (1)	10 (4)	21 (2)	8 (4)	8 (3)	8 (3)
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	6,3 (2)	4,2 (3)	3,3 (8)	5.3 (2)	3,2 (2)	5,6 (1)	2,6 (1)

№ района Район	8 Юго-запад Тихого океана					10 Средиземноморье			
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	63—66	66—69	69—73
SiO_2	61,15	64,25	67,38	71,73	75,18	61,59	64,43	67,14	70,46
TiO_2	0,65	0,70	0,56	0,46	0,26	0,64	0,69	0,51	0,41
Al_2O_3	16,79	15,83	15,80	14,36	13,31	18,02	16,44	15,92	15,39
Fe_2O_3	2,71	2,19	2,06	1,66	0,89	2,47	2,27	2,03	1,16
FeO	3,49	3,37	2,14	1,52	1,00	2,58	3,04	1,95	1,44
MnO	0,12	0,12	0,10	0,09	0,07	0,11	0,12	0,10	0,08
MgO	3,28	2,38	1,47	0,70	0,30	2,19	1,87	1,46	1,02
CaO	6,39	5,07	4,04	2,74	1,57	6,46	4,69	4,29	3,12
Na_2O	3,53	3,89	4,12	4,38	4,43	3,91	4,28	4,14	4,21
K_2O	1,68	1,99	2,13	2,27	2,95	1,84	2,00	2,33	2,61
P_2O_5	0,20	0,21	0,18	0,09	0,04	0,19	0,18	0,13	0,08
n	87	45	28	14	49	20	36	12	16
Элементы-примеси (млн$^{-1}$)									
Rb	42 (51)	44 (16)	37 (13)	62 (2)	102 (13)	43 (11)	61 (7)	88 (3)	82 (4)
Ba	421 (53)	563 (17)	476 (12)	695 (3)	831 (19)	838 (5)	408 (3)	690 (1)	800 (1)
Sr	432 (54)	548 (17)	594 (13)	162 (2)	114 (13)	441 (11)	269 (8)	279 (3)	185 (4)
Zr	128 (52)	145 (17)	143 (8)	163 (2)	165 (13)	204 (7)	177 (4)	129 (1)	н. д.
Zn	64 (7)	64 (5)	76 (6)	84 (1)	н. д.	н. д.	63 (1)	55 (1)	н. д.
La	15 (19)	22 (11)	16 (8)	15 (2)	26 (13)	23 (3)	21 (3)	19 (1)	н. д.
Ce	32 (19)	37 (11)	35 (7)	24 (1)	43 (3)	48 (3)	45 (3)	71 (1)	н. д.
Yb	1,7 (5)	2,2 (4)	1,9 (2)	н. д.	3,7 (3)	2,4 (3)	1,5 (2)	н. д.	н. д.
Y	22 (31)	29 (16)	28 (13)	31 (2)	30 (13)	23 (8)	23 (4)	29 (1)	н. д.
Cu	38 (50)	23 (14)	23 (11)	12 (2)	6 (13)	17 (5)	16 (3)	38 (1)	н. д.
Ni	18 (48)	27 (12)	17 (11)	5 (1)	< 2	3 (3)	6 (4)	3 (2)	2 (1)
Co	17 (13)	12 (8)	7 (6)	8 (1)	< 2	7 (3)	9 (3)	8 (2)	4 (1)
Cr	57 (52)	37 (14)	18 (11)	3 (2)	1,7 (13)	9 (3)	18 (4)	8 (2)	0,5 (1)
V	132 (53)	76 (14)	61 (11)	16 (2)	5 (13)	100 (3)	83 (3)	90 (1)	н. д.
Nb	5,2 (11)	7,2 (6)	6,1 (1)	н. д.	6 (3)	24 (3)	19 (3)	н. д.	н. д.
Li	16 (2)	н. д.	10 (1)	29 (1)	37 (13)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Pb	9 (39)	11 (12)	13 (11)	7 (1)	18 (3)	6 (4)	7 (3)	н. д.	н. д.
Hf	2,5 (4)	3,1 (3)	4,0 (2)	н. д.	4,7 (3)	5,5 (3)	3,4 (2)	н. д.	н. д.

[а] См. введение. [б] Цифры в скобках — количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента-примеси. [в] Для большинства использованных здесь данных — значения Fe_2O_3 и FeO пересчитаны по методике Ле-Метра [223]. n — количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента, н. д. — недостаточно данных.

Приложение 2-Б

Сводка данных по минералогии фенокристаллов известково-щелочных салических вулканитов, охарактеризованных в приложении 2-А

№ района Район	2 Центральная Америка				5 Высокие Каскады — Аляска — Алеуты					6 Япония—Тайвань—Курилы—Камчатка—Сайпан				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
Содержание фенокристаллов (об.%)														
Ca	0	н. д.	0	н. д.	0	0	0	0	н. д.	0	0	0	0	0
Пл	28,7	н. д.	15,6	н. д.	17,4	22,9	12,7	15,3	н. д.	15,1	16,3	18,4	14,9	12,9
Кв	0	н. д.	0	н. д.	0	0,06	0	0,41	н. д.	0	2,6	5,7	1,5	4,5
Ол	0,22	н. д.	0,02	н. д.	0,01	0,01	0	0	н. д.	0,04	0,01	0	0	0
КПи	2,8	н. д.	1,2	н. д.	2,0	1,9	1,0	0,58	н. д.	2,6	0,07	0,17	0,49	0,06
ОПи	6,1	н. д.	0,80	н. д.	3,4	3,3	0,40	1,1	н. д.	3,7	2,2	1,5	1,5	0,48
РО	0,50	н. д.	1,1	н. д.	0,91	0,88	2,3	1,7	н. д.	0,89	3,6	3,8	0,12	0,30
Би	0	н. д.	0	н. д.	0	0,06	0	0,29	н. д.	0,03	0	0,03	0	0
Сф	0	н. д.	0	н. д.	0	0	0	0	н. д.	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	1,3	н. д.	0,62	н. д.	0,64	0,76	0,57	0,68	н. д.	0,51	0,86	0,98	0,62	0,25
Суммы	39,6	н. д.	19,3	н. д.	24,4	29,9	17,0	20,1	н. д.	22,9	25,6	30,6	19,1	18,5
n	6	—	4	—	9	8	3	10	—	8	10	6	20	10
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)														
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
Пл	93	96	94	100	100	100	100	96	100	99	99	100	100	98
Кв	0	4	6	20	11	20	39	17	38	8	20	22	28	54
Ол	43	0	6	0	14	4	11	0	0	17	12	0	4	2
КПи	96	80	77	80	84	67	67	88	38	85	62	70	74	56
ОПи	100	88	71	100	96	80	72	96	63	93	82	83	88	63
РО	36	80	77	100	25	44	72	83	50	34	54	48	39	33
Би	0	8	0	40	2	4	11	25	0	8	14	20	11	12
Сф	0	0	0	0	0	0	6	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	82	96	77	100	90	91	83	96	63	89	93	83	91	72
n	28	25	17	5	57	45	18	24	8	117	81	46	57	43

Продолжение таблицы

№ района Район	8 Юго-запад Тихого океана					10 Средиземноморье			
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73
Содержание фенокристаллов (об.%)[a]									
Са	0	0	0	0,03	<0,01	0	0	0	0
Пл	21,1	14,7	12,3	13,3	8,2	31,1	25,2	30,3	24,1
Кв	<0,01	0,63	0,48	2,2	1,9	0,01	0,02	0,02	0,03
Ол	0,08	0,05	0	0	<0,01	0	0	0	0
КПи	3,4	2,2	1,5	0,50	0,03	2,1	1,7	3,6	0,03
ОПи	3,1	1,5	1,4	1,1	0,41	0,96	0,67	0,54	1,4
РО	1,7	1,9	2,0	0,84	0,23	6,3	7,2	2,9	3,4
Би	0,09	0,20	0,02	0,03	0,15	0	0,17	0,50	0,43
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	0,92	0,79	0,55	0,52	0,33	1,6	1,0	1,5	1,1
Сумма	30,4	22,0	18,3	18,5	11,3	42,1	36,0	39,4	30,5
n	61	28	22	12	44	8	6	5	3
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)									
Са	0	0	0	8	2	0	0	0	0
Пл	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Кв	5	20	29	38	50	35	17	25	31
Ол	14	9	0	0	2	0	8	0	0
КПи	79	91	86	69	13	65	67	83	38
ОПи	75	80	71	100	96	50	78	75	75
РО	38	36	50	38	52	70	36	58	94
Би	10	11	14	8	17	20	17	58	44
Сф	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe-Ti-окислы	91	84	86	92	100	45	89	92	94
n	80	45	28	13	48	20	36	12	16

[a] Сокращения такие же, как и в табл. 1-Б.

Сводка данных по содержанию главных элементов и элементов-примесей в высококалиевых салических вулканитах некоторых орогенических районов. Отбор высококалиевых пород производился в соответствии с критериями Пеккерилло и Тейлора [299]. Анализы главных элементов пересчитаны на 100% без учета воды

№ района [а] Район	1 Запад Южной Америки					3 Запад США: Восточный пояс					4 Запад США: Западный пояс				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
SiO_2	61,93	64,50	67,36	70,45	75,41	61,79	64,52	67,52	71,10	75,75	61,89	64,67	67,79	71,74	75,94
TiO_2	0,87	0,72	0,63	0,46	0,21	0,89	0,72	0,55	0,40	0,18	0,81	0,76	0,54	0,36	0,14
Al_2O_3	16,69	16,33	15,96	15,43	13,25	16,56	16,49	16,21	15,07	13,08	16,82	16,48	16,11	14,95	13,14
Fe_2O_3	3,17	2,50	2,74	1,76	1,08	3,76	3,31	2,61	1,75	1,02	3,17	2,70	2,38	1,44	0,75
FeO	2,43	2,25	1,18	0,98	0,20	1,94	1,31	0,83	0,63	0,40	2,39	1,71	1,14	0,81	0,50
MnO	0,10	0,08	0,06	0,05	0,06	0,09	0,10	0,09	0,07	0,06	0,11	0,08	0,07	0,05	0,05
MgO	2,92	2,21	1,32	0,84	0,36	2,34	1,46	0,90	0,64	0,23	2,63	1,67	1,10	0,50	0,21
CaO	5,17	4,37	3,49	2,27	1,18	4,72	3,64	2,63	1,83	0,67	5,19	3,62	3,00	1,90	0,82
Na_2O	3,61	3,61	3,27	3,72	3,66	4,03	4,18	4,07	3,81	3,67	3,50	3,86	3,71	3,61	3,58
K_2O	2,88	3,20	3,75	3,90	4,53	3,51	3,97	4,39	4,60	4,89	3,17	4,19	3,98	4,55	4,82
P_2O_5	0,24	0,21	0,23	0,14	0,05	0,36	0,27	0,19	0,11	0,04	0,32	0,24	0,16	0,09	0,04
n	25	33	22	17	27	59	57	70	83	58	26	46	24	49	142
Элементы-примеси (млн$^{-1}$) [б]															
Rb	104 (16)	127 (14)	180 (12)	173 (9)	132 (7)	102 (6)	125 (5)	93 (3)	163 (6)	231 (2)	143 (2)	229 (6)	н. д.	151 (5)	192 (25)
Ba	885 (6)	760 (3)	580 (1)	570 (1)	649 (9)	1682 (13)	1422 (23)	1680 (33)	1332 (19)	409 (13)	1730 (15)	1600 (16)	1620 (10)	1340 (16)	363 (44)
Sr	578 (16)	399 (14)	276 (13)	214 (10)	126 (10)	1001 (18)	768 (24)	538 (34)	339 (22)	118 (15)	1082 (15)	845 (18)	820 (10)	437 (16)	79 (44)
Zr	175 (11)	133 (11)	99 (12)	79 (6)	307 (10)	331 (14)	253 (23)	246 (33)	248 (19)	172 (13)	231 (15)	273 (16)	303 (10)	180 (16)	129 (44)
Zn	95 (4) [в]	97 (7) [в]	122 (10)	90 (5)	56 (1)	95 (1)	н. д.	68 (1)	н. д.	н. д.	55 (1)	85 (3)	н. д.	39 (4)	36 (9)
La	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	111 (10)	96 (19)	88 (18)	77 (14)	75 (8)	94 (13)	83 (13)	125 (6)	100 (14)	53 (32)
Ce	47 (3)	44 (7)	47 (2)	н. д.	н. д.	215 (8)	292 (11)	271 (8)	174 (6)	100 (1)	153 (13)	155 (8)	208 (6)	196 (10)	93 (13)
Yb	2,1 (3)	1,4 (7)	1,4 (2)	н. д.	н. д.	2,3 (10)	2,6 (20)	2,8 (24)	2,5 (14)	3,0 (12)	2,2 (9)	2,4 (12)	2,3 (9)	3,8 (9)	4,5 (23)
Y	8 (6)	6 (3)	н. д.	н. д.	н. д.	25 (12)	30 (23)	31 (32)	29 (19)	29 (12)	24 (15)	28 (16)	23 (10)	30 (16)	33 (43)
Cu	36 (11)	27 (10)	31 (11)	16 (6)	15 (9)	25 (14)	25 (23)	15 (33)	13 (18)	5 (13)	35 (14)	15 (16)	7 (10)	11 (16)	6 (41)
Ni	49 (12)	11 (18)	12 (13)	13 (5)	4 (1)	36 (11)	29 (20)	5 (23)	5 (18)	~ 1 (12)	32 (15)	14 (16)	5 (9)	4 (11)	2 (36)
Co	21 (11)	12 (10)	9 (11)	8 (6)	5 (10)	13 (12)	10 (21)	6 (22)	3 (15)	2 (13)	20 (14)	18 (16)	18 (9)	8 (9)	4 (36)
Cr	72 (6)	25 (3)	н. д.	н. д.	н. д.	61 (14)	31 (22)	6 (31)	4 (17)	2 (12)	95 (15)	36 (16)	16 (10)	6 (14)	2 (35)
V	141 (6)	107 (3)	100 (1)	40 (1)	32 (9)	89 (14)	73 (20)	56 (26)	26 (13)	14 (13)	111 (15)	79 (16)	49 (10)	20 (14)	5 (35)
Nb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	18 (10)	16 (16)	19 (14)	18 (10)	36 (11)	18 (13)	18 (11)	24 (6)	18 (12)	19 (41)
Li	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	30 (4)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	26 (2)	14 (3)	16 (3)	12 (1)	42 (13)
Pb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	57 (9)	24 (11)	33 (20)	33 (29)	30 (18)	30 (12)	30 (14)	30 (16)	23 (10)	29 (15)	40 (42)
Hf	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.

№ района Район	6 Япония—Тайвань—Курилы—Камчатка—Сайпан					8 Юго-запад Тихого океана					10 Средиземноморье				
Интервал SiO_2(%)	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73	60—63	63—66	66—69	69—73	>73
SiO_2	61,91	64,69	67,34	70,78	75,48	61,42	64,66	67,50	71,34	75,28	61,96	64,23	67,80	70,61	75,51
TiO_2	0,71	0,65	0,51	0,37	0,18	0,81	0,73	0,67	0,39	0,22	0,69	0,68	0,50	0,40	0,18
Al_2O_3	17,03	16,71	16,57	15,08	13,38	16,07	15,95	16,12	14,53	13,34	16,80	16,45	15,63	14,86	13,38
Fe_2O_3	2,54	1,84	1,43	1,01	0,74	2,02	2,18	1,66	1,27	0,78	2,98	2,76	2,28	1,96	0,96
FeO	3,44	2,86	2,07	1,42	0,83	3,87	2,47	1,63	1,59	0,79	2,02	2,01	1,52	0,88	0,43
MnO	0,12	0,09	0,11	0,09	0,05	0,11	0,14	0,07	0,07	0,05	0,10	0,09	0,08	0,07	0,05
MgO	2,60	1,93	0,95	0,67	0,39	3,15	2,10	1,01	0,49	0,23	2,50	1,80	1,15	0,76	0,33
CaO	5,25	4,23	2,21	1,62	1,14	5,38	4,05	2,79	1,70	1,15	5,42	4,36	3,49	2,50	1,01
Na_2O	3,53	3,79	4,69	4,26	3,55	3,89	4,31	4,76	4,86	4,08	3,31	3,40	3,72	3,50	3,10
K_2O	2,66	2,90	3,89	4,57	4,15	2,93	3,12	3,57	3,70	4,03	3,92	3,95	3,66	4,32	4,94
P_2O_5	0,22	0,21	0,23	0,13	0,11	0,35	0,28	0,21	0,07	0,05	0,30	0,27	0,17	0,14	0,11
n	36	18	10	18	21	40	13	9	23	43	61	49	27	28	25
Элементы-примеси (млн$^{-1}$)															
Rb	н. д.	н. д.	н. д.	107 (2)	н. д.	70 (30)	74 (8)	103 (5)	114 (18)	131 (24)	98 (12)	125 (8)	138 (9)	194 (4)	356 (7)
Ba	1667 (3)	н. д.	н. д.	504 (1)	н. д.	783 (27)	879 (10)	761 (5)	825 (19)	834 (30)	1140 (9)	1052 (4)	1093 (2)	167 (1)	26 (3)
Sr	620 (2)	н. д.	н. д.	182 (3)	н. д.	585 (35)	718 (10)	326 (5)	141 (18)	89 (24)	533 (12)	437 (8)	305 (9)	222 (4)	13 (7)
Zr	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	182 (34)	172 (9)	359 (5)	404 (18)	199 (24)	100 (1)	178 (2)	н. д.	205 (1)	51 (3)
Zn	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	75 (10)	76 (7)	58 (4)	59 (17)	37 (14)	69 (8)	68 (8)	57 (3)	51 (2)	40 (7)
La	33 (1)	н. д.	н. д.	21 (1)	н. д.	31 (18)	30 (7)	43 (4)	56 (18)	31 (23)	21 (1)	26 (2)	н. д.	56 (1)	16 (3)
Ce	73 (1)	н. д.	н. д.	51 (1)	н. д.	55 (18)	56 (8)	78 (4)	87 (17)	63 (15)	68 (1)	63 (2)	н. д.	132 (1)	59 (3)
Yb	2,5 (1)	н. д.	н. д.	2,3 (1)	н. д.	2,3 (7)	н. д.	2,1 (1)	7,7 (5)	2,6 (5)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Y	15 (2)	н. д.	н. д.	9 (1)	н. д.	29 (28)	21 (9)	30 (5)	56 (18)	21 (24)	23 (1)	37 (2)	н. д.	41 (1)	97 (3)
Cu	13 (2)	н. д.	н. д.	1 (1)	н. д.	55 (27)	22 (10)	5 (5)	6 (18)	3 (24)	28 (12)	23 (9)	13 (3)	43 (2)	13 (7)
Ni	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	45 (27)	41 (10)	6 (4)	3 (17)	4 (14)	19 (8)	14 (8)	11 (4)	8 (2)	4 (7)
Co	12 (2)	н. д.	н. д.	6,4 (1)	н. д.	21 (10)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	15 (8)	14 (6)	8 (4)	5 (2)	3 (7)
Cr	6 (2)	н. д.	н. д.	2,2 (1)	н. д.	107 (27)	67 (10)	5 (5)	16 (18)	6 (24)	11 (1)	12 (2)	2 (1)	34 (1)	35 (3)
V	99 (2)	н. д.	н. д.	18 (1)	н. д.	133 (28)	77 (10)	42 (5)	11 (18)	9 (24)	109 (5)	87 (3)	25 (2)	35 (1)	н. д.
Nb	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	7 (12)	8 (7)	12 (4)	35 (17)	20 (14)	н. д.	25 (2)	н. д.	н. д.	н. д.
Li	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	28 (1)	32 (10)	14 (7)	17 (6)	26 (3)	18 (1)	26 (4)
Pb	8 (2)	н. д.	н. д.	5 (1)	н. д.	16 (15)	29 (5)	19 (5)	15 (17)	19 (15)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.
Hf	3,7 (1)	н. д.	н. д.	3,3 (1)	н. д.	4,0 (5)	н. д.	6,7 (1)	8,9 (5)	5,1 (5)	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.	н. д.

[а] См. введение. [б] Цифры в скобках — количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента-примеси. [в] Не учтено одно аномально высокое значение в каждой группе. n — количество анализов, использованных для подсчета среднего содержания каждого элемента, н. д. — недостаточно данных.

Приложение 3-Б

Сводка данных по минералогии фенокристаллов высококалиевых салических вулканитов из некоторых орогенических районов, охарактеризованных в приложении 3-А

№ района Район	1 Запад Южной Америки					3 Запад США: Восточный пояс					4 Запад США: Западный пояс				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73
Содержание фенокристаллов (об.%)															
Са	0,40	0	н. д.	8,1	н. д.	0,98	1,8	3,5	4,2	8,4	1,8	2,2	1,9	3,7	3,3
Пл	23,6	20,6	н. д.	5,9	н. д.	16,6	14,9	18,2	10,9	3,8	18,6	20,4	19,0	9,8	2,3
Кв	0,07	0	н. д.	7,7	н. д.	0,10	0,31	0,94	2,6	3,7	0,26	0,24	5,8	3,4	2,6
Ол	0,04	0,05	н. д.	0	н. д.	0,09	0,01	< 0,01	0	0	0,16	0,08	0	0	< 0,01
КПи	1,4	1,0	н. д.	0,13	н. д.	2,5	0,89	0,49	0,15	0,02	2,4	1,2	0,38	0,14	0,03
ОПи	2,2	2,6	н. д.	0,17	н. д.	1,6	0,65	0,09	0,15	0	1,3	0,50	0,34	0,02	0,01
РО	7,4	3,2	н. д.	0,17	н. д.	2,5	1,5	1,1	0,24	0,07	3,3	2,7	0,49	0,84	0,04
Би	0,44	1,5	н. д.	1,8	н. д.	1,8	2,3	2,9	2,0	0,83	1,4	2,7	3,2	2,1	0,32
Сф	0,06	0	н. д.	0	н. д.	0	< 0,01	0,05	0,01	0,01	0	0,04	< 0,01	0,04	0,01
Fe-Ti-окислы	1,9	1,1	н. д.	0,57	н. д.	1,3	0,86	1,3	0,61	0,32	1,1	0,55	0,58	0,36	0,09
Сумма	37,5	30,1	н. д.	24,5	н. д.	27,5	23,2	28,6	20,9	17,2	30,3	30,6	31,7	20,4	8,7
n	7	11	—	3	—	38	47	51	53	30	14	13	16	18	67
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)															
Са	8	3	16	54	100	17	49	76	71	93	8	16	65	60	82
Пл	92	100	100	100	100	88	93	100	96	76	100	100	96	97	80
Кв	38	23	63	46	96	10	25	47	52	76	16	24	78	91	76
Ол	17	7	0	0	0	7	2	1	0	0	4	7	0	3	6
КПи	79	63	53	46	4	85	65	46	33	10	88	76	78	29	13
ОПи	79	87	63	38	0	49	18	6	11	0	68	29	35	17	11
РО	71	67	42	31	52	54	61	63	50	19	68	67	87	74	34
Би	50	63	89	77	100	44	72	97	95	90	76	82	96	86	70
Сф	8	0	11	23	0	0	4	19	24	5	0	9	17	40	20
Fe-Ti-окислы	58	73	100	100	72	73	74	93	83	62	96	93	91	83	70
n	24	30	19	13	25	59	57	70	82	58	25	45	23	35	116

Продолжение таблицы

№ района Район	6 Япония—Тайвань—Курилы—Камчатка—Сайпан					8 Юго-запад Тихого океана					10 Средиземноморье				
Интервал SiO_2 (%)	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73	60—63	63—66	66—69	69—73	> 73
Содержание фенокристаллов (об.%) [a]															
Ca	0	0	0	0	н. д.	0,04	0	0	< 0,01	0,13	4,8	3,7	0	н. д.	15,2
Пл	4,2	6,7	9,0	3,8	н. д.	13,	6,6	8,2	5,0	5,2	17,1	20,4	18,7	н. д.	8,5
Кв	0	0	0	0	н. д.	0	0	0	0,83	1,6	0	0	0,18	н. д.	14,4
Ол	0,04	0,04	0,03	0	н. д.	0,03	0,07	0	0	0	0,03	0	0	н. д.	0
КПи	0,26	0,20	0,30	0,08	н. д.	2,1	0,46	0,90	0,09	0,02	4,2	0,97	0,88	н. д.	0
ОПи	0,62	0,84	0,70	0,36	н. д.	0,75	0,10	0,97	0,23	0,23	2,0	3,2	0,30	н. д.	0
РО	1,2	1,9	1,9	0,44	н. д.	2,6	1,4	0,17	0,47	0,07	0,06	0,01	1,6	н. д.	0
Би	0,01	0,18	0	0	н. д.	1,1	2,1	0	0,07	0,21	6,2	6,9	0,03	н. д.	3,6
Сф	0	0	0	0	н. д.	0	0	0	0	0	0	0	0	н. д.	0
Fe-Ti-окислы	0,28	0,34	0,83	0,39	н. д.	0,68	1,1	1,0	0,20	0,20	0	0,02	2,7	н. д.	0
Сумма	6,6	10,2	12,8	5,1	н. д.	21,2	11,8	11,2	6,9	7,7	34,4	35,2	24,4	н. д.	41,7
n	8	4	3	8	н. д.	26	7	3	14	30	12	9	4	н. д.	12
Частота встречаемости в фенокристаллах (%)															
Ca	0	0	0	0	11	3	0	0	10	3	36	45	19	50	96
Пл	97	94	100	88	100	95	100	100	90	95	100	100	96	100	100
Кв	25	22	0	6	67	3	0	22	24	50	11	20	41	64	100
Ол	14	11	10	0	0	25	8	22	5	0	10	6	0	7	0
КПи	58	61	90	50	33	75	75	67	43	16	92	65	48	25	0
ОПи	92	100	100	88	39	48	75	44	48	58	48	57	37	14	0
РО	78	61	40	50	28	50	50	56	43	53	62	59	70	61	4
Би	44	28	10	31	56	35	33	56	33	45	80	78	63	82	96
Сф	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	19	21	0
Fe-Ti-окислы	75	78	90	81	56	48	100	67	86	68	66	53	74	61	12
n	36	18	10	16	18	40	12	9	21	38	61	49	27	28	25

[a] Сокращения такие же, как и в табл. 1-Б.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson C. A.*, Volcanic history of Glass Mountain, northern California, Am. J. Sci., 26, 485—506, 1933.
2. *Anderson C. A.*, Volcanoes of the Medicine Lake Highlands, California, Univ. Calif. Publ. Bull., Dept. Geol., Sci., 25, 347—422, 1941.
3. *Anderson F. W., Dunham K. C.*, The geology of Northern Skye, Mem. Geol., Surv. Scotland, 1—216, 1966.
4. *Ando S.*, Minor element abundances in the Quaternary volcanic rocks in Hokkaido, Japan, Part 1: The rocks from southwestern Hokkaido, Jap. Assoc. Min., Pet., and Econ. Geol. J., 66, 213—227 (in Japanese), 1971.
5. *Ando S.*, Minor element abundances in the Quaternary volcanic rocks in Hokkaido, Japan, Part 2: The rocks from eastern and central Hokkaido, Jap. Assoc. Min. Pet., and Econ. Geol. J., 67, 151—157 (in Japanese), 1972.
6. *Ando S.*, Minor element geochemistry of the rocks from Mashu volcano, eastern Hokkaido, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, 16: 553—566, 1975.
7. *Aoki Ken-ichiro*, Petrology of alkali rocks of the Iki Islands and Higashi-matsuura District, Japan, Sci. Rep. Tonoku Univ., Ser. III, 6, 261—310, 1959.
8. *Aramaki S.*, Geology of Asama Volcano, J. Fac. Sci. Univ., Tokyo, Sec. II, 14, 229—443, 1963.
9. *Aramaki S., Haramura H.*, Geochemical Notes (1): Chemical and mineral compositions of Ejecta of 1973 eruption, Asama volcano, Bull. Earthquake Res. Inst., 50, 109—114, 1975.
10. *Aramaki S., Ui T.*, The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera und depressions in Southern Kyushu, Japan, Bull. Volcan., 29, 29—47, 1966.
11. *Arana V., Badiola E. R., Hernan F.*, Peralkaline acid tendencies in Gran Canaria (Canary Islands), Contrib. Miner. Pet., 50, 53—62, 1973.
12. *Arana V., Ibarrola E.*,, Rhyolitic pumice in the basaltic pyroclasts from the 1971 eruption of Teneguia volcano, Canary Islands, Luthos, 6, 273—278, 1973.
13. *Arculus R. J., Delong S. E., Kay R. M., Brooks C., Sun S. S.*, The alkalic rock suite of Bogoslof Island, eastern Aleutian Arc., Alaska, J. Geol., 85, 177—186, 1977.
14. *Ayranci B., Weibel M.*, Zum chemismus der ignimbrite des Ericyes-Vulkans (Zentral-Anatolien), Sond. Schweiz. Miner. Pet. Mitt., 53, 49—60, 1973.
15. *Bailey E. B., Clough C. T., Wright W. B., Richey J. E., Wilson G. V.*, Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loc Aline, and Oban, Mem. Geol. Surv. Scotland, 445 pp., 1924.
16. *Bailey R. A., Falrymple G. B. Lanphere M. A.*, Volcanism Structure, and geochronology of Long Valley Caldera, Mono Country, California, J. Geophys. Res., 81, 725—744, 1976.
17. *Baker P. E.*, Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island-arcs, Bull. Volcanol., 32, 189—206, 1968a.
18. *Baker P. E.*, Petrology of Mt. Misery volcano, St. Kitts, West Indies, Lithos, 1, 124—150, 1966b.
19. *Baker P. E., Davies T. G., Roobol M. J.*, Volcanic activity at Deception Island in 1967 and 1969, Nature, 244, 553—560, 1969.
20. *Baker P. E., Holland J. G.*, Geochemical variation in a pyroclastic succession on St. Kitts, West Indies, Bull. Volcan., 37, 472—499, 1973.
21. *Baker P. E., McReath I., Harwey M. R., Roobol M. J., Davies T. G.*, The geology of the south Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island, Brit. Antarctic Surv. Sci. Rep., 78, 1—81, 1975.
22. *Baldridge W., Scott, McGetchin T. R., Frey F. A., Jarosewich H.*, Magmatic evolution of Hekla, Iceland, Contrib. Miner. Pet., 42, 245—258, 1973.
23. *Barbero F., Innocrnti F., Ferrara G., Keller J., Villari L.*, Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea), Earth Planet. Sci. Lett., 269—276, 1974.
24. *Barth T. F. W.*, Geology and petrology of the Pribilof Islands, Alaska, U. S. Geol. Surv. Bull., 1028-F, 101—160, 1956.
25. *Bateman P. C.*, Geology and tungsten mineralization of the Bishop District, California, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 470. 1—208, 1965.
26. *Bauer G. R.*, The geology of Tofua Island, Tonga, Pac. Sci., 24, 333—350, 1970.
27. *Bauer G. R., Fodor R. V., Husler J. W., Keil K.*, Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks, III. Composition and mineralogy of a new rhyodacite occurrence on Oahu, Hawaii, Contrib. Miner. Pet., 40, 183—194, 1973.
28. *Beckinsale R. D.*, Rb-Sr and K-Ar age determinations, and oxygen isotope data for the Glen Cannel Granophyre, Isle of Mull, Argyllshire, Scotland, Earth. Planet. Sci. Lett., 22, 267—274, 1974.
29. *Becraft G. E., Pinckney D. M., Rosenblum S.*, Geology and mineral deposits of the Jefferson City quadrangle, Jefferson and Lewis and Clark Counties, Montana, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 428, 1—101, 1963.

30. *Bikerman M.*, Initial $Sr^{87}Sr^{86}$ ratios and K-Ar dates of some volcanic rocks from Catron County, New Mexico, Abstracts with programs, Geol. Soc. Am., 8, No. 5, 569, 1976.
31. *Black P. M.*, Observations on White Island volcano, New Zealand, Bull. Volcan., 34, 158—167, 1970.
32. *Blake D. H.*, Post Miocene volcanoes on Bougainville Island, Territory of Papua and New Guinea, Bull. Volcanol., 32, 121—138, 1968.
33. *Blake D. H., Ewart A.*, Petrography and geochemistry of the Cape Hoskins volcanoes, New Britain, Papua New Guinea, J. Geol. Soc. Aust., 21, 319—331, 1974.
34. *Blake D. H., Miezitis Y.*, Geology of Bougainville and Buka Islands, New Guines, Bur. Miner. Res., Geol. Geophys. (Aust.) Bull., 93, 1—56, 1967.
35. *Blake M. C., McKee E. H., Marvin R. F., Silberman M. L., Nolan T. B.*, The Oligocene volcanic center at Eureka, Nevada, J. Res. U.S. Geol. Surv., 4, 605 —612, 1975.
36. *Bloomfield K.*, A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico, Geol. Rundschau, 64, 476—497, 1975.
37. *Borchardt G. A., Harward M. E., Schmitt R. A.*, Correlation of volcanic ash deposits by activation analysis of glass separates, Quat. Res., 1, 247—260, 1971.
38. *Borsi S., Ferrara Gs, Innocenti F., Mazzuoli R.*, Geochronology and petrology of Recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (west Anatolia and Lesvos Island), Bull. Volcan., 36, 473—496, 1972.
39. *Boyd F. R.*, Welded tuffs and flows in the Yellowstone Plateau of Yellowstone Park, Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., 72, 387—426, 1961.
40. *Brown G. M., Holland J. G., Sigurdsson H., Tomblin J. F., Arculus P. J.*, Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc, Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 785—801, 1977.
41. *Brown G. M., Schairer J. F.*, Chemical and melting relations of some calc-alkaline volcanic rocks, Geol. Soc. Am. Mem., 130, 139—157, 1971.
42. *Bryan W. B.*, Low-potash dacite drift pumice from the Coral Sea, Geol., Mag., 105, 431—439, 1968.
43. *Bryan W. B.*, Coral Sea drift pumice stranded on Eua Island, Tonga, in 1969, Geol. Soc. Am. Bull., 82, 2799—2812, 1971.
44. *Bryan W. B.*, Cummingtonite-dacite drift pumice stranded at West Palm Beach, Florida, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3745—3746, 1972.
45. *Buddington A. F., Lindsley D. H.*, Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents, J. Pet., vol. 5, 310—357, 1964.
46. *Burbank W. D.*, Geology and ore deposits of the Bonanza Mining District, Colorado, U.S. Geol. Surv. Pap., 169, 1—166, 1932.
47. *Burri C., Soptrajanova G.*, Petrochemie der jungen Vulkanite der Inselgruppe von Milos (Griechenland) und deren Stellung im Pahmen der Kykladenprovinz, Vierteljahrsschrift Naturforschenden Ges. Zürich, 112, 1—27, 1967.
48. *Byerly G. R., Melson W. G., Vogt P. R.*, Rhyodacites, andesites, ferro-basalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center, Earth Planet. Sci. Lett., 30, 2155—221, 1976.
49. *Byers F. M.*, Petrology of three volcanic suites, Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska, Geol. Soc. Am. Bull., 72, 93—128, 1961.
50. *Carmichael I. S. E.*, The pyroxenes and olivines from some Tertiary acid glasses, J. Pet., 1, 309—336, 1960a.
51. *Carmichael I. S. E.*, The feldspar phenocrysts of some Tertiary acid glasses, Miner. Mag., 32, 587—608, 1960b.
52. *Carmichael I. S. E.*, A note on the compositions of some natural acid glasses, Geol., Mag., 99, 253—264, 1962.
53. *Carmichael I. S. E.*, The crystallization of feldspar in volcanic acid liquids, Quart. J. Geol. Soc. Lond., 119, 95—131, 1963a.
54. *Carmichael I. S. E.*, The occurrence of magnesian pyroxenes and magnetite in porphyritic acid glasses, Miner. Mag., 33, 394—403, 1963b.
55. *Carmichael I. S. H.*, The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland, J. Pet., 5, 435—460, 1964.
56. *Carmichael I. S. E.*, Trachytes and their feldspar phenocrysts, Miner. Mag., 34, 107—125, 1965.
57. *Carmichael I. S. E.*, The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks amd their associated ferromagnesian silicates, Contrib. Miner. Pet., 14, 36—64, 1967a.
58. *Carmichael I. S. E.*, The mineralogy of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland, Am. Min. 52, 1815—1841, 1976b.
59. *Carmichael I. S. E., McDonald A.*, The geochemistry of some natural acid glasses from the North Atlantic Tertiary volcanic province, Geochim. Cosmochim, Acta, 25, 25, 189—222, 1961.
60. *Chen Cheng-Hong*, Petrological and chemical study of volcanic rocks from Tatum volcano group, Proc. Geol. Soc. China (Taipei, Taiwan), 18, 59—72, 1975.
61. *Chen Ju-Chin*, Geochemistry of andesites from the Coastal Range, eastern Taiwan, Proc. Geol. Soc. China (Taipei, Taiwan), 18, 73—88, 1975.

62. *Chiba M.*, Genesis of magmas producing pumice flow and fall deposits of Towada Caldera, Japan, Bull. Volcanol., 29, 545—558, 1966.
63. *Church S. E., Tilton G. R.*, Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains: Bearing on andesite genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 431—454, 1973.
64. *Christiansen R. L., Lipman P. W.*, Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, southern Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., 77, 671—684, 1966.
65. *Christiansen R. L., Lipman P. W.*, Cenozoic volcanism and platetectonic evolution of the western United States, II. Late Cenozoic, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A, 271, 249—284, 1972.
66. *Clark R. H.*, Petrology of the volcanic rocks of Tongariro Subdivision, New Zealand Geol. Surv. Bull., 40 (n.s.), 107—123, 1960.
67. *Coats R. R.*, Geologic reconnaissance of Semisopochnoi Island Western Alaska, Aleutian Islands, Alaska, U.S. Geol. Surv. Bull., 1028-0, 477—519, 1959.
68. *Coast R. R.*, Magmatic differentiation in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from Adak and Kanaga Islands, Aleutian Islands, Alaska, Geol. Soc. Am. Bull., 63, 485—514, 1952.
69. *Coats R. R.*, The Circle Creek rhyolite, a volcanic complex in northern Elko County, Nevada, Geol. Soc. Am. Mem., 116, 69—106, 1968.
70. *Cole J. W.*, Petrography of the rhyolite lavas of Tarawera volcanic complex, New Zealand J. Geol. Geophys., 13, 903—924, 1970.
71. *Cole J. W.*, Andesites of the Tongariro volcanic centre, North Island, New Zealand, J. Volcan. Geotherm. Res., в печати.
72. *Cole J. W., Nairn I. A.*, Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part 22. New Zealand, Int. Assoc. Volc. and Chem. of Earth's Interior, 156 pp., 1975.
73. *Colley H., Warden A. J.*, Petrology of the New Hebrides, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1635—1646, 1975.
74. *Condie K. S., Hayslip D. L.*, Young bimodal volcanism at Medicine Lake volcanic centre, northern California, Geochim. Cosmochim, Acta, 39, 1165—1178, 1975.
75. *Condie K. C., Swenson D. H*,. Compositional variation in three Cascade stratovolcanoes: Jefferson, Rainier, and Shasta, Bull. Volcanol., 37, 305—230, 1973.
76. *Cook H. E.*, Ignimbrite flows, plugs, and dikes in the southern part of the Hot Creek Range, Nye County, Nevada, Geol. Soc. Am. Mem., 116, 107—152, 1968.
77. *Coombs H. A.*, Mt. Baker, a Cascade volcano, Geol. Soc. Am. Bull., 50, 1492—1510, 1939.
78. *Corbett M. K.*, Tertiary volcanism of the Specimen-Lulu-Iron Mountain area, north-central Colorado, Quart. Colorado School Mines, 63, 1—37, 1968.
79. *Coulon C., Baque L., Dupuy*, Les andésites cénozoiques et les laves associètes en Sardaigne Nord-Occidentale (Province du Logudoro et du Bosano) — Caractères mineralogique et Chimiques, Contrib. Miner. Pet., 42, 125—139, 1973.
80. *Coulon C., Demant A.*, Un èpisode du volcanisme cènozoique calcoalcalin de la Sardaigne nord-occidentale: le cycle "andèsitique terminal" de la region Mara — Romana, Bull. Volcan., 36, 418—442, 1972.
81. *Curtis G. H.*, Geology of the Topaz quadrangle and eastern half of the Ebbetts Pass quadrangle, Ph. D. thesis, Univ. California, 316 pp., 1951.
82. *Dengo G.*, Tectonic-igneous sequence in Costa Rica, *In*: Petrologic Studies: A volume to honour A. F. Buddington, Geol. Soc. Am., 133—161, 1962.
83. *Dings M. G., Robinson C. S.*, Geology and ore deposits of the Garfield quadrangle, Colorado: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 289, 1—110, 1957.
84. *Dupuy C., McNutt R. H., Coulon C.*, Determination de $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans les andèsites cènozoiques et les laves associèes de Sardiagne Nord occidentale (Italie), Geochim. Coismochim. Acta, 38, 1287—1296, 1974.
85. *Dunjam A. C.*, The felsites, granophyre, explosion breccias and tuffisites of the north-weastern margin of the Tertiary igneous complex of Rhum, Inverness-shire, Quart. J. Geol. Soc. Lond., 123, 327—352, 1968.
86. *Eastwood R. L.*, A geochemical-petrological study of Mid-Tertiary volcanism in parts of Pima and Pinal Counties, Arizona, Ph. D. thesis, Univ. Arizona, 212 pp., 1970.
87. *Ekren E. B., Anderson R. E., Rogers C. L., Noble D. C.*, Geology of Northern Nellis Air Force Base bombing and gunnery range, Nye County, Nevada, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 651, 1—91, 1971.
88. *Ekren E. B., Byers F. M.*, Ash-flow fissure vent in west-central Nevada, Geology, 4, 247—251, 1976.
89. *El-Hinnawi E. E., Pichler H., Zeil W.*, Trace element distribution in Chilean ignimbrites, Contrib. Miner. Pet., 24, 50—62, 1969.
90. *Elston W. E.*, Geology and mineral resources of Dwyer quadrangle, Grant, Luna, and Sierra Counties, New Mexico, New Mexico Bur. Min. Miner. Res. Bull., 38, 1—86, 1957.
91. *Emeleus C. H.*, The porphyritic felsite of the Tertiary ring complex of Slieve Gullian, Co. Armagh. Proc. Roy. Irish Acad., 62, Sect. B, 55—76, 1962.

92. *Emeleus C. H., Dunham A. C., Thompson R. N.*, Iron-rich pigeonites from acid rocks in the Tertiary igneous province of Scotland, Am. Miner., 56, 940—951, 1971.
93. *Ericksen G. E., Wedow H., Eaton G. P., Leland G. R.*, Mineral resources of the Black Range primitive area, Grant, Sierra, and Catron Counties, New Mexico, U. S. Geol. Surv. Bull., 1319-E, 1—162, 1970.
94. *Ernst W. G.*, Amphiboles, crystal chemistry, phase relations and occurrence, Springer-Verlag, New York/Heidelberg/Berlin, 1968.
95. *Eugster H. P., Wones D. R.*, Stability relations of the ferruginous biotite, annite, J. Pet., 3, 82—125, 1962.
96. *Ewart A.*, Petrology and petrogenesis of the Quaternary pumice ash in the Taupo area, New Zealand, J. Pet., 4, 392—431, 1963.
97. *Ewart A.*, Mineralogy and petrogenesis of the Whakamaru ignimbrite in the Maraetai area of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, New Zealand, J. Geol. Geophys., 8, 611—677, 1965.
98. *Ewart A.*, Review of mineralogy and chemistry of the acidic volcanic rocks of Taupo volcanic Zone, New Zealand, Bull. Volcanol., 29, 147—171, 1966.
99. *Ewart A.*, The petrography of the central North Island rhyolitic lavas, Part 2. New Zealand J. Geol. Geophys., 11, 478—545, 1968.
100. *Ewart A.*, Petrochemistry and feldspar crystallization in the silicic volcanic rocks, central North Island, New Zeland, Lithos, 2, 371—388, 1969.
101. *Ewart A.*, Chemical changes accompanying spherulitic crystallization in rhyolitic lavas, central volcanic region, New Zealand, Miner. Mag., 38, 424—434, 1971a.
102. *Ewart A.*, Notes on the chemistry of ferromagnesian phenocrysts from selected volcanic rocks, central volcanic region, New Zealand J. Geol. Geophys., 14, 323—340, 1971b.
103. *Ewart A.*, Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas—some statistics and implications, Earth Planet. Sci. Lett., 31, 417—432, 1976a.
104. *Ewart A.*, A petrological study of the younger, Tongan andesites and dacites, and the olivine tholeiites of Niua Foou Island, S. W. Pacific, Contrib. Miner. Pet., 58, 1—21, 1976b.
105. *Ewart A., Brothers R. N., Mateen A.*, An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermades-New Zealand island arc, J. Volcan. Geotherm. Res., 2, 205—250, 1977.
106. *Ewart A., Bryan W. B., Gill J. B.*, Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W., Pacific, J. Pet., 14, 429—465, 1973.
107. *Ewart A., Green D. C., Carmichael I.S.E., Brown F. H.*, Voluminous low temperature rhyolitic magmas in New Zealand, Contrib. Miner. Pet., 33, 128—144, 1971.
108. *Ewart A., Hildreth W., Carmichael I.S.E.*, Quaternary acid magma in New Zealand, Contrib. Miner. Pet., 51, 1—27, 1975.
109. *Ewart A., Mateen A., Ross J. A.*, Review of mineralogy and chemistry of Tertiary central volcanic complexes, S. E. Queensland-N. E. New South Wales, *In*: R. W. Johnson, ed., Volcanism in Australasia, Elsevier, 21—39, 1976.
110. *Ewart A., Oversby V. M., Mateen A.*, Petrology and isotope geochemistry of Tertiary lavas from the northern flank of the Tweed volcano, southeastern Queensland, J. Pet., 18, 73—113, 1977.
111. *Ewart A., Stipp J. J.*, Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand, as indicated by a study of Sr^{87}/Sr^{86} ratios and Sr, Rb, K, U, and Th abundances, Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 699—735, 1968.
112. *Ewart A., Taylor S. R., Capp E. C.*, Trace and minor element chemistry of the rhyolitic volcanic rocks, central North Island, New Zealand, Contrib. Miner., Pet., 18, 76—104, 1968.
113. *Fenner C. N.*, The Katmai magmatic province, J. Geol., 34, 673—772, 1926.
114. *Fenner C. N.*, Bore-hole investigations in Yellowstone Park, J. Geol., 44, 225—315, 1936.
115. *Fenner C. N.*, Contact relations between rhyolite and basalt on Gardiner River, Yellowstone Park, Geol. Soc. Am. Bull., 49, 1441—1484, 1938.
116. *Fenner C. N.*, The chemical kinetics of the Katmai eruption, Am. J. Sci., 248, 593—627, 1950.
117. *Fernandez A., Hörmann P. K., Kussmaul S., Meave J., Pichler H., Subieta T.*, First petrologic data on young volcanic rocks of SW Bolivia, Tschermaks Min. Pet. Mitt., 19, 149—172, 1973.
118. *Fisher R. V.*, Geology of a Miocene ignimbrite layer, John Day Formation, eastern Oregon, Univ. Calif. Pub. Geol. Sci. 67, 1—58, 1966.
119. *Fiske R. S., Hopson C. A., Waters A. C.*, Geology of Mount Rainier National Park, Washington, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 444, 1—93, 1963.
120. *Fodor R. V.*, Fe content in pyroxenes from a calc-alkalic volcanic suite, New Mexico, U.S.A. Earth Planet. Sci. Lett., 11, 385—390, 1971.
121. *Fodor R. V.*, Petrology of basalt and andesite of the Blakc Range, New Mexico, Geol. Soc. Am. Bull., 86, 295—304, 1975.

122. *Fodor R. V.*, Volcanic geology of the northern Black Range, New Mexico, *In*: W. E. Elston, Northrop S. A., eds. Cenozoic volcanism in south-western New Mexico, New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ., 5, 68—70, 1976.
123. *Francis R. W., Roobol M. J., Walker G. P. L., Cobbold P. R., Coward M.*,The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits, Geol. Rundschau, 63, 338—357, 1974.
124. *Fraser G. D., Barnett H. F.*, Geology of the Delarof and westernmost Andreanof Islands, Aleutian Islands, Alaska, U. S. Geol. Surv. Bull., 1028—1, 211—248, 1959.
125. *Fujimaki H.*, Rare earth elements in volcanic rocks from Hakone volcano and northern Izu Peninsula, Japan, J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 19, 81—93, 1975.
126. *Gass I. G., Harris P. G., Holdgate M. W.*, Pumice eruption in the area of the south Sandwich Islands, Geol. Mag., 100, 321—330, 1963.
127. *Gates O., Powers H. A., Wilcox R. E.*, Geology of the Near Islands, Alaska, U. S. Geol. Surv. Bull., 1028-U, 709—822, 1971.
128. *Gibson D. L.*, Origin and development of the Star Mountain rhyolite, Bull. Volcan., 33, 438—474, 1969.
129. *Gibson I. L.*, Origin of some Icelandic pitchstones, Lithos, 2, 343—349, 1969.
130. *Gilbert C. M.*, Late Tertiary geology southeast of Mono Lake, California, Geol. Soc. Am. Bull., 52, 781—816, 1941.
131. *Gill J. B.*, The geochemical evolution of Fiji, Ph. D. thesis, Australian Natl. Univ., 140 pp., 1972.
132. *Gill J. B.*, Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interare basin and remnant arc, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1384—1395, 1976.
133. *Gilluly J.*, General geology of central Cochise County, Arizona, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 281, 1—169, 1956.
134. *Gilluly J., Gates O.*, Tectonic and igneous geology of the northern Shoshone Range, Nevada, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 465, 1—152, 1965.
135. *Gilluly J., Masursky H.*, Geology of the Cortez quadrangle, Nevada, U. S. Geol. Surv. Bull., 1175, 1—117, 1965.
136. *Gonzalez-Ferran O., Katsui Y.*, Estudio integral del volcanismo cenozoico superior de las Islas Shetland der sur, Antarctica, Instituto Antarctico Chileno, Serie Cientifica, 1, 125—174, 1970.
137. *Gonzalez-Ferran O., Vergara Martinez M.*, Reconocimiento geologico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud Sur. Univ. de Chile, Inst. Geologia, Publ., 24, 21—121, 1962.
138. *Gorshkov G. S.*, Volcanism and the upper mantle, Investigations in the Kurile Island Arc, Translated by C. P. Thornton, Plenum Press, New York/London, 385, pp., 1970.
139. *Gorton M. P.*, The geochemistry and geochronology of the New Hebrides, Ph. D. thesis, Australian Natl. Univ. 295, pp., 1974.
140. *Grange L. I.*, The geology of the Rotorua-Taupo Subdivision, New Zealand Geol. Surv. Bull., 37 (n.s.), 1—138, 1937.
141. *Greene R. C.*, Petrography and petrology of volcanic rocks in the Mount Jefferson area, High Cascade Range, Oregon, U. S. Geol. Surv. Bull., 1251—G, 1—48, 1968.
142. *Greene R. C.*, Petrology of the welded tuff of Devine Canyon, southeastern Oregon, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 797, 1—26, 1973.
143. *Guest J. E.*, Banded pumice in a Chilean ignimbrite, Geol. Mag., 105, 177—184, 1968.
144. *Guest J. E.*, Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Crodillera of part of the Antofagasta Province, northern Chile, Geol. Soc. Am. Bull., 80, 337—362, 1969.
145. *Guest J. E., Sanchez R.*, A large dacite lava flow in northern Chile, Bull. Volcanol., 33, 778—790, 1969.
146. *Gumowska-Wdowiak Z., Maneki A., Narebski W., Paulo A.*, Mineralogical and chemical study of dacite from Quilotoa volcano in Ecuador, Mineralogia Polonica, 5, 3—20, 1974.
147. *Gunn B. M., Mooser F.*, Geochemistry of the volcanics of central Mexico, Bull. Volcan., 34, 577—626, 1970.
148. *Gunn B. M., Roobol M. J., Smith A. L.*, Petrochemistry of the Pelean-type volcanoes of Martinique, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1023—1030, 1974.
149. *Hail W. J.*, Geology of southwestern North Park and vicinity, Colorado, U. S. Geol. Surv. Bull., 1257, 1—119, 1968.
150. *Hald N., Noe-Hygaard A., Pedersen A. K.*, The Kroksfjördur central volcano in northwest Iceland, Acta Nat. Islandica, II, no. 10,1—29, 1971.
151. *Halsley J. H.*, Geology of parts of the Bridgeport, California and Wellington, Nevada quadrangles. Ph. D. thesis, Univ. California, 502 pp., 1953.
152. *Hamilton W.*, Yellowstone Park area, Wyoming, A possible modern lopolith, Geol. Soc. Am. Bull., 70, 225—228, 1969.
153. *Hamilton W.*, Petrology of rhyolite and basalt, northwestern Yellowstone Plateau, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 475-C, 78—81, 1963.
154. *Hamilton W.*, Geology and Petrogenesis of the Island Park caldera of rhyolite and basalt, eastern Idaho, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 504-C, 1—37, 1965.

155. *Hantke G., Parodi I.*, Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part 19. Columbia, Equador, and Peru, Int. Assoc. Volc. and Chem. of the Earth's Interior, 73 pp., 1966.
156. *Hattori H., Katoda M.*, Trachytic rocks near Mt. Daisen, Tottori Prefecture, western Japan, Jap. Assoc. Min., Pet., J. 50, 199—107, 1963.
157. *Hausen H.*, Zur Kenntnis der magmengesteine der Chilenischen Atacama-Wüste, Neues Jahrbuch fur Mineral. Palaeontol., 73, Abt. A, 151—238, 1938.
158. *Hawkes D. D.*, The geology of the South Shetland Islands, II. The geology and petrology of Deception Island, Falk. Isl. Dep. Surv. Sci. Rep., 27, 1—43, 1961.
159. *Hawkes L.*, On an olivine dacite in the Tertiary volcanic series of eastern Iceland, The Rauthaskritha (Hamerfjord), Quat. J. Geol. Soc. Lond., 80, 549—566, 1924.
160. *Hawkes L., Harwood H. F.*, On the changed composition of an anorthoclase-bearing rock-glass, Miner. Mag., 23, 163—174, 1932.
161. *Hawkins J. W.*, Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin, Earth Planet. Sci. Lett., 28, 283—297, 1976.
162. *Hearn B. C., Pecora W. T., Swadley W. C.*, Geology of the Rattlesnake quadrangle Bearpaw Mountains, Blaine County, Montana, U.S. Geol. Surv. Bull., 1181-B, 1—66, 1964.
163. *Hedge C. E., Lewis J. F.*, Isotopic composition of strontium in three basalt-andesite centers along the Lesser Antilles Arc, Contrib. Miner. Pet., 32, 39—47, 1971.
164. *Heming R. F.*, Geology and petrology of Rabaul caldera, Papua New Guinea, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1253—1264, 1974.
165. *Heming R. F., Carmichael I.S.E.*, High-temperature pumice flows from the Pabaul caldera, Papua, New Guinea, Contrib. Miner. Pet., 38, 1—20, 1973.
166. *Higgins M. F.*, Petrology of Newberry volcano, central Oregon, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 455—488, 1973.
167. *Holland J. G., Brown G. M.*, Hebridean tholeiitic magmas: A geochemical study of the Ardnamurchan cone sheets, Contrib. Miner. Pet. 37, 139—160, 1972.
168. *Hörmann P. K., Pichler H., Zeil W.*, New data on the young volcanism in the Puna of NW-Argentina, Geol. Rundschau, 62, 397—418, 1973.
169. *Howorth R., Rankin P. C.*, Multi-element characterisation of glass shards from stratigraphically correlated rhyolitic tephra units, Chem. Geol., 15, 239—250, 1975.
170. *Hughes C. J.*, The Southern Mountains igneous complex, Isle of Rhum, Quart. J. Geol. Soc. Lond., 116, 111—138, 1960.
171. *Hutton C. O.*, Some igneous rocks from the New Plymouth area, Trans. Roy. Soc. New Zealand, 74, 125—153, 1944.
172. *Innocenti F., Mazzuoli N.*, Petrology of the Izmir-Karaburun volcanic area (west Turkey), Bull. Volcan., 36, 83—104, 1972.
173. *Ishikawa T., Minato M., Kuno H., Matsumoto T., Yagi K.*, Welded tuffs and deposits of pumice flow and nuée ardente in Japan, Int. Geol. Cong., 20th Sess., Mexico, Sec. 1, 1, 137—150, 1956.
174. *Isshiki N.*, Petrology of Hachijo-Jima volcano group, seven Izu islands, Japan, J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, 15, 91—134, 1963.
175. *Izett G. E.*, Geology of the Hot Sulphur Springs quadrangle, Grand County, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Par., 586, 1—79, 1968.
176. *Jack R. N., Carmichael I. S. E.*, The chemical "fingerprinting" of acid volcanic rocks, *In*: Short contributions tof California geology, California Div. Mines and Geology Spec. Rept., 100, 17—32, 1969.
177. *Jakes P.*, Analytical and experimental geochemistry of volcanic rocks from island arcs, Ph. D. thesis, Australian Natl. Univ., 1970.
178. *Jakes P.*, Rare earth elements and the island arc tholeiite series, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17—28, 1970.
179. *Jakes P., Smith I. E.*, High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, eastern Papua, Contrib. Miner. Pet., 28, 250—271, 1970.
180. *Jakes P., White A. J. R.*, Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types, Tectonophysics, 8, 223—236, 1969.
181. *James D. E., Brooks C., Cayubamba A.*, Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis of the light of strontium isotopic composition and trace element geochemistry, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 592—600, 1976.
182. *Games R. S., Hamilton D. L.*, Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — $CaAl_2Si_2O_8$ — SiO_2 at 1 kilobar water vapour pressure, Contrib. Miner. Pet., 21, 111—141, 1969.
183. *Jenks W. F., Goldich S. S.*, Rhyolitic tuff flows in southern Peru, J. Geol., 64, 156—172, 1956.
184. *Jicha H. L.*, Geology and mineral deposits of Lake Valley quadrangle, Grant, Luna, and Sierra Counties, New Mexico, New Mexico Bur. Minnes Bull., 37, 1—93, 1954.
185. *Johnson R. W.*, Likuruanga volcano, Lolobau Island, and associated volcanic centres, New Britain: Geology and petrology, Bur. Miner. Res., Geol. Geophys. (Aust.) Rec. No. 1970/42, 1970.

186. *Johnson R. W.*, Bamus volcano, Lake Hargy area, and Sulu Range, New Britain: Volcanic geology and petrology. Bur. Miner. Res. Geol. Geophys., Aust., Rec. No. 1971/55, 1971.
187. *Johnson R. W.*, Distribution and major-element chemistry of late Cainozoic volcanoes at the southern margin of the Bismarck Sea, Papua, New Guinea, Bur. Miner. Res., Geol. Geophys. (Aust.), Report 188, 1—170, 1977.
188. *Johnson R. W., Blake D. H.*, The Cape Hoskins area, southern Willaumez Peninsula, the Witu Islands, and associated volcanic centres, New Britain: Volcanic geology an petrology, Bur. Miner. Res., Geol. Geophys. (Aust.), Rec. Ro. 1972/133, 1972.
189. *Johnson R. W., Davies R. A., Palfreyman W. D.*, Cape Gloucester area, New Britain: Volcanic geology, petrology, and eruptive history of Langila craters up to 1970, Bur. Miner. Res., Geol. Geophys. (Aust.), Rec. No. 1971/14, 1971.
190. *Johnson R. W., Smith I. E.*, Volcanoes and rocks of St. Andrew Strait, Papua, New Guinea, J. Geol. Soc. Aust., 21, 333—351, 1974.
191. *Johnson R. W., Smith I. E. M., Taylor S. R.*, Hot-spot volcanism in St. Anrew Strait, Papua, New Guinea; Geochemistry of a Quaternary bimodal rock suite, Bur. Miner. Res., Geol. Geophys. (Aust.), 3, 55—69, 1978.
192. *Johnson R. W., Taylor G. A. M., Davies R. A.*, Geology and petrology of Quaternary volcanic islands off the north coast of New Guinea, Bur. Miner. Res., Geol. Geophys. (Aust.), Rec. No. 1972/21, 1972.
193. *Johnson R. W., Wallance D. A., Ellist D. J.*, Feldspathoidbearing potassic rocks and associated types from volcanic islands off the coast of New Ireland, Papua, New Guinea: A preliminary account of geology and petrology, *In*: R. W. Johnson, ed., Volcanism in Australasia, Elsevier, 297—316, 1976.
194. *Jones W. R., Hernon R. M., Moore S. L.*, General geology of Santa Rita quadrangle, Grant Country, New Mexico, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 555, 1—144, 1967.
195. *Joplin G. A., Kiss E., Ware N. G., Widdowson J. R.*, Some chemical data on members of the shoshonite association, Miner. Mag., 38, 936—945, 1972.
196. *Katsui Y.*, Petrochemistry of the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido and surroundig areas, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, 11, 1—58, 1961.
197. *Katsui Y.*, Evolution and magmatic history of some Krakatoan calderas in Hokkaido, Japan, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., ser. IV, 11, 631—650, 1963.
198. *Katsui Y., Ando S., Inaba K.*, Formation and magmatic evolution of Mashu volcano, east Hokkaido, Japan, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, 16, 533—552, 1975.
199. *Katsui Y., Gonzalez-Ferran O.*, Geologia del area neovolcanicade los Nevados de Payuchata, Universidad de Chile, Fac. de Ciencias, Fisicas y Matematicas, Dept. Geologia, Publ. 29, 1—61, 1968.
200. *Katsui Y., Katz H. R.*, Lateral fissure eruptions in the southern Andes of Chile, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, 13, 433—448, 1967.
201. *Kawano Y., Aoki Ken-ichiro*, Petrology of Hachimantai and surrounding volcanoes, northeastern Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 6, 409—429, 1960.
202. *Kawano Y., Yagi K., Aoki Ken-ichiro*, Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeastern Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 7, 1—46, 1971.
203. *Keller J.*, Origin of rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks, The example of rhyolitic pumice from the island of Kos (Aegean Sea), Bull. Volcanol., 33 942—959, 1969.
204. *Keller J.*, Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea: Calc-alkaline and shoshonitic association, Contrib. Miner. Pet., 46, 29—47, 1974.
205. *Keller V., Villari L.*, Rhyolitic ignimbrites in the region of Afon (Central Anatolia), Bull. Volcanol., 36, 342—358, 1972.
206. *Kerr P. F., Brophy G. P., Dahl H. M., Green J., Woolard L. E.*, Marysvale, Utah, uranium area, Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 64, 1—212, 1957.
207. *King B. C.*, The Ard Bheinn area of the central igneous complex of Arran, Quart. J. Geol. Soc. Lond., 110, 323—356, 1955.
208. *Klein C., Jr.*, Coexisting amphiboles, J. Pet., 9, 281—330, 1968.
209. *Klerkx J.*, Étude petrologique de laves des volcans Villarica, Calbuco, Osorno, Llaima (Chili central), Ann. Soc. Geol. de Belgique, 88, 451—470, 1965.
210. *Knopf A.*, Igneous geology of the Spanish Peaks region, Colorado, Geol. Soc. Am. Bull., 47, 1727—1784, 1936.
211. *Koga M.*, Geology and petrology of Tara-Dake volcano, northwestern Kyushu, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 11, 203—238, 1972.
212. *Krushensky R. D.*, Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yesiller area, northwest Anatolia, Turkey, Bull. Volcanol., 39, 336—360, 1976.
213. *Kuellmer F. J.*, Geologic section of the Black Range at Kingston, New Mexico, New Mexico Bur. Mines Bull., 23, 1—100, 1954.
214. *Kuno H.*, Hypersthene from Odawara-mati, Japan, Proc. Imperial Acad., 14, 218—220, 1938a.

215. *Kuno H.*, On the occurrence of a primary cummingtonitic hornblende in some dacites from Japan, Proc. Imperial Acad., 14, 221—224, 1938b.
216. *Kuno H.*, Petrology of Hakone volcano and the aejacent areas, Japan, Geol. Soc. Am. Bull., 61, 957—1020, 1950.
217. *Kuno H.*, Catalogue of the active volcanoes of the world including soffatara fields, Part II. Japan, Taiwan and Marianas, Int. Assoc. Volcan. and Chemistry of the Earth's Interior, 332, pp. 1962.
218. *Kuno H.*, Pigeonite-bearing andesite and associated dacite from Asio, Japan, Am. J. Sci., Schairer vol., 267-A, 257—268, 1969.
219. *Kurasawa H.*, Petrology and chemistry of Quaternary volcanic rocks in the western part of Chugoku Provinces, southwest Japan, Japan Geol. Surv. Bull., 16, 217—226, 1965.
220. *Lacroix A.*, Composition mineralogique et chemique des laves des volcans de Iles de L'ocean Pacifique situees entre L'equateur et al le Tropique du Capricorne, le 165° de longitude ouest et le 175° de longitude est, Academie des Sciences de L'Institute de France, Mem., 63, 1—97, 1936.
221. *Laidley R. A., McKay D. S.*, Geochemical examination of obsidians from Newberry caldera, Orgon, Contrib. Miner. Ret., 30, 336—342, 1971.
222. *Larsen E. S., Cross W.*, Geology and petrology of the San Juan region, southwestern Colorado, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 258, 1—303, 1956.
223. *Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S.*, Petrologic results of a study of the minerals form the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado, 1. Geologic setting; 2. The Silica Minerals, 3. Pyroxenes; 4. Olinine; Am. Min., 21, 679—701, 1936.
224. *Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S.*, Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado, 5. The amphiboles; 6. Biotite; Am. Miner., 22, 889—905, 1937.
225. *Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S.*, Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado, 7. The plagioclase feldspars; Am. Miner., 23, 227—257, 1938a.
226. *Larsen E. S., Irving J., Gonyer F. A., Larsen E. S.* Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado, 8. Orthoclase. Am. Miner., 23, 417—429, 1938.
227. *Larsson W.*, Vulkanische asche vom asubruch des Chilenischen vulkans Quizapu (1932) in Argentina gesammelt, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 26, 27—52, 1935.
228. *Larsson W.*, Petrology of interglacial volcanics from the Andes of northern Patagonia, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 28, 191—405, 1941.
229. *Le Maitre R. W.*, Some problems of projecting chemical data into mineralogical classifications, Contrib. Miner. Pet., 56, 181—189, 1976.
230. *Lerbekmo J. F., Campbell F. A.*, Distribution, composition and source of the White River Ash., Yukon Territory, Can. J. Earth Sci., 6, 109—116, 1969.
231. *Lerbekmo J. F., Westgate J. A., Smith D. G. W., Denton H. G.*, New data on the character and history of the White River volcanic eruption, Alaska, *In*: R. P. Suggate and M. M. Cresswell, eds., Quaternary Studies, Roy. Soc. New Zealand Bull., 13, 203—209, 1975.
232. *Lewis J. F.*, Tauhara volcano, Taupo Zone. Part II — Mineralogy and petrology, New Zealand J. Geol. Geophys., 11, 651—684, 1968.
233. *Lipman P. N.*, Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso caldera, southwestern Japan, Contrib. Miner. Pet., 16, 300—327, 1967.
234. *Lipman P. W.*, Geology of the Summer Coon volcanic center, eastern San Juan Mountains, Colorado, Quart. Colorado School Mines, 63, 211—236, 1968.
235. *Lipman P. W.*, Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets southern Nedava, J. Geol., 79, 438—456, 1971.
236. *Lipman P. W.*, Evolution of the Platora Caldera Complex and related volcanic rocks, southeastern San Juan Mountains, Colorado, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 852, 1—128, 1975.
237. *Lipman P. W., Christiansen R. L., O'Connor J. T.*, A composition-ally zoned ash-flow sheet in southern Nevada, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 524-F, 1—47, 1966.
238. *Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L.*, Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States, I. Early and Middle Cenozoic, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 271, 217—248, 1972.
239. *Loney R. A.*, Flow structure and composition of the Southern Coulee, Mono Craters, California — A pumiceous rhyolite flow, Geol. Soc. Am. Mem., 116 415—440, 1968.
240. *Longwell C. R.*, Reconnaissance geology between Lake Mead and Davis Dam, Arizona — Nevada, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 374-E, 1—51, 1963.
241. *Love L. L., Kudo A. M., Love D. M.*, Dacites of Bunsen Peak, the Birch Hills, and the Washakie Needles, northwestern Wyoming, and their relationship to the Absaroka volcanic field, Wyoming and Montana, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1455—1462, 1976.
242. *Lovering T. S.*, Halogen-acid alteration of ash at fumarole No. 1, Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska, Geol. Soc. Am. Bull., 68, 1585—1604, 1957.

243. *Lowder G. G.*, The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain; and caldera of Talasea, New Britain, Mineralogy. Contrib. Miner. Pet., 26, 324—340, 1970.
244. *Lowder G. G., Carmichael I. S. E.*, The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain, Geology and petrology, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 17—38, 1970.
245. *Macdonald G. A., Katsura T.*, Chemical composition of Hawaiien Lavas, J. Pet., 5, 83—133, 1964.
246. *Macdonald G. A., Katsura T.*, Eruption of Lassen Peak, Cascade Range, California, in 1915; Example of mixed magmas, Geol. Soc. Am. Bull., 76, 475—482, 1965.
247. *Mackenzie D. E.*, Nature and origin of late Cainozoic volcanoes in western Papua, New Guinea, *In*:R.W. Johnson, ed., Volcanism in Australasia, Elsevier, 221—238, 1976.
248. *Mackenzie D. E., Chappell B. W.*, Shoshonite and calc-alkaline lavas from the Highlands of Papua, New Guinea, Contrib. Miner. Pet., 35, 50—62, 1972.
249. *Marakis G., Sideris C.*, Petrology of the Edassa area volcanic rocks, western Macedonia, Greece, Bull. Volcan., 36, 462—472, 1972.
250. *Masuda Y., Nishimura S., Ikeda T., Katsui Y.*, Rare-earth and trace elements in the Quaternary volcanic rocks of Hokkaido, Japan, Chem. Geol., 15, 251—271, 1975.
251. *Mathews W. H.*, Petrology of Quaternary volcanics of the Mount Garibaldi map-area, southwestern British Columbia, Am. J. Sci., 255, 400—415, 1957.
252. *Matsui Y.*, The geochemistry of rocks from Asama volcano, Japan, New approaches in the quantitative interpretation of the chemical compositions of volcanic rocks, Pap. Inst. Thermal. Spring Res. Okayama Univ., no 32, 1—85, 1963.
253. *Matsumoto H.*, The chemical characteristics of the lavas from Ryukyu volcanic zone, Kyusyu, Japan, Kumamoto J., Sci., Ser. B, Sec. 1, 4, 13—29, 1960.
254. *Matsumoto H.*, Petrological study on rocks from Aso volcano, Kumamoto J. Sci., Ser. B, Sec. 1, 5, 1—67, 1963.
255. *Mazzuoli R.*, Le vulcaniti di Roccastrada (Grosseto), Studio Chimicopetrografico e geologico, Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Mem., Ser. A, 74, 315—373, 1967.
256. *McBirney A. R.*, Petrochemistry of the Cascade andesite volcanoes. *In*: H. M. Dole, ed., Andesite Conf. Guidebook, Dept. Geol. Min. Ind. State of Oregon Bull., 62, 101—107, McBirney A. R., Williams H., Volcanic history of Nicaragua, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 55, 1—65, 1965.
257. *McBirney A. R., Williams H.*, Geology and petrology of the Galapagos Islands, Geol. Soc. Am. Mem., 118, 1—197, 1969.
258. *McKee E. H.*, Geology of the northern part of the Toquima Range, Lander, Eureka, and Nye Counties, Nevada, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 931, 1—49, 1976.
259. *McKee E. H., Anderson C. A.* Age and chemistry of Tertiary volcanic rocks in north-central Arizona and relation of the rocks to the Colorado Plateaus, Geol. Soc. Am. Bull., 82, 2767—2782, 1971.
260. *Melson W. G., Jarosewich E., Lundquist C. A.* ,Volcanic eruption at Metis Shoal, Tonga, 1967—1968, Description and petrology, Smithsonian Contrib. Earth Sci., 4, 1—18, 1970.
261. *Merriam C. W., Anderson C. A.*, Reconnaissance survey of the Roberts Mountains, Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., 53, 1675—1728, 1942.
262. *Minami E., Matsui Y.*, Composition of the main chemical components in the rocks from Hotoke-iwa volcanic body of Mt. Asama, Bull. Earthquake Res. Inst., 38, 291—305, 1960.
263. *Mitchell A.H.G., Warden A. J.*, Geological evolution of the New Hebrides island arc, J. Geol. Soc. (Lond.), 127, 501—529, 1971.
264. *Moorbath S., Bell J. D.*, Strontium isotope abundance studies and rubidium-strontium age determinations on Tertiary igneous rocks from the Isle of Skye, northwest Scotland, J. Pet., 6, 37—66, 1965.
265. *Moore R. B., Wolfe E. W., Ulrich G. E.*, Volcanic rocks of the eastern and northern parts of the San Francisco volcanic field, Arizona, J. Res. U.S. Geol. Surv., 4, 549—560, 1976.
266. *Moore W. J.*, Igneous rocks in the Bingham Mining District, Utah, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 629-B, 1—42, 1973.
267. *Mooser F., Meyer-Abich H., McBirney A. R.*, Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part 6, Central America, Int. Assoc. Volcanol. and Chemistry of the Earth's Interior, 146 pp., 1958.
268. *Morgan W. R.*, A note on the petrology of some lava types from east New Guinea, J. Geol. Soc. Aust., 13, 538—591, 1966.
269. *Morimoto R., Huzita K., Kasama T.*, Cenozoic volcanism in southwest Japan with special reference to the history of the Setouch (Inland Sea) geologic province, Int. Geol. Cong., 20th Sess., Mexico, Sec. I, 1, 161—170, 1956.
270. *Muessig S.*, Geology of the Republic quadrangle and a part of the Aeneas quadrangle, Ferry County, Washington, U.S. Geol. Surv. Bull., 1216, 1—135, 1967.
271. *Mukae M.*, Volcanostratigraphical study on the Miocene volcanism in the Shimane Prefecture, Japan, J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C, 2, 129—171, 1958.

272. *Mullineaux D. R.*, Pumice and other pyroclastic deposits in Mount Rainier National Park, Washington, U.S. Geol. Surv. Bull., 1326, 1—83, 1974.
273. *Nagashima K.*, Geochemistry of the Kita-Izu and Hakone volcanic rocks, Shidara volcanic rocks, and Hamada nepheline basalts, Bull. Fac. Agr., Tokyo Univ. Agr. Technol., 1(2), 1—39, 1953.
274. *Nagasawa H.*, Rare-earth distribution in alkali rocks from Oki-Dogo Island, Japan, Contrib. Min. Pet., 39, 301—308, 1973.
275. *Negendank J.F.W.*, Volcanics of the Valley of Mexico, Part I. Petrography of the volcanics, N. Jb. Miner. Abh., 116, 308—320, 1972.
276. *Nelsson W. H.*, Geology of Segula, Davidof and Khvostof Islands, Alaska, U.S. Geol Surv. Bull., 1028-K, 257—266, 1959.
277. *Nicholls I. A.*, Petrology of Santonini volcano, Cyclades, Greece, J. Pet., 12, 67—119, 1971.
278. *Nicholls J., Carmichael I.S.E.*, A commentary on the Absarokite-Shoshonite-Banakite series of Wyoming, U.S.A. Schweiz. Miner. Pet. Mitt., 49, 47—64, 1969.
279. *Noble D. C., Christiansen R. L.*, Black Mountain volcanic center, Nye County, Nevada, Nevada Bur. Mines and Geol. Rept., 19, 24—34, 1974.
280. *Noble D. C., Hedge C. E.*, $Sr^{87}Sr^{86}$ variations within individual ash-flow sheets, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 650-C, 133—139, 1969.
281. *Noble D. C., Korringa M. K., Church S. E., Bowman H. R., Silberman M. L., Herepoulos C. E.*, Elemental and isotopic geochemistry of nonhydrated quartz latite glasses from the Eureka Vaaley Tuff, east-central California, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 754—762, 1976.
282. *Noble D. C., Korringa M. K., Hedge C. E., Riddle G. O.*, Highly differentiated subalkaline rhyolite from Glass Mountain, Mono County, California, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1179—1184, 1972.
283. *Noble D. C., Sargent K. A., Mehnert H. H., Ekren E. B., Byers F. M.*, Silent Canyon volcanic center, Nye County, Nevada, *In*: E.B. Eckel, ed., Geol. Soc. Am. Mem., 110, 65—75, 1968.
284. *Nockolds S. R., Allen R.*, The geochemistry of some igneous rock series, Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 105—142, 1953.
285. *Noe-Nygaard A.*, A group of Liparite occurrences in Vatnajökull, Iceland, Folia Geographica Danica, 1, No. 3, 1—59, 1952.
286. *Noe-Nygaard A.*, Some liparite dykes from Raudheller in Morsardalur, Iceland, Meddel. Dansk. Geol. Foren., 13, 118—123, 1956.
287. *Nolan T. B.*, The Gold Hill mining district, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 177, 1—172, 1935.
288. *Oba Y.*, On the rocks of the Niseko volcanic group, Hokkaido, J. Geol. Soc. Japan, 66, 788—799, 1960.
289. *Oba Y.*, Geology and petrology of Usu volcano, Hokkaido, Japan, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, 13, 185—236, 1966.
290. *Olson J. C., Hedlund D. C., Hansen W. R.*, Tertiary volcanic stratigraphy in the Powderhorn-Black Canyon region, Gunnison and Montrose Counties, Colorado, U.S. Geol. Surv. Bull., 1251-C, 1—29, 1968.
291. *Oversby V. M., Ewart A.*, Lead isotopic compositions of Tonga-Kermadec volcanics and their petrogenetic significance, Contrib. Min. Pet., 37, 181—210, 1972.
292. *Oyarzun J., Villalobos J.*, Recopilacion de analisis quimicos de rocas Chilenas, Univ. de Chile, Fac. de Ciencias, Publ. No. 33, 1—47, 1969.
293. *Paraskevopoulos G. M.*, Über den Chemismus und die Provinzialen Verhältnisse der tertiären und quartären Ergussges teine des ääischen Raumes und der benachbarten Gebieten, Tchermaks Min. Pet. Mitt., 6, 13—72, 1956.
294. *Parker R.L., Calkins J. A.*, Geology of the Curlew quadrangle, Ferry County, Washington, U.S. Geol. Surv. Bull., 1169, 1—95, 1964.
295. *Pe G. G.*, Petrology and geochemistry of volcanic rocks of Aegina, Greece, Bull. Volcan., 37, 491—514, 1973.
296. *Pe G. G.*, Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the northwestern part of the Hellenic arc, Chem. Geol., 15, 53—60, 1975.
297. *Pe G. G., Gledhill A.*, Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the southeastern part of the Hellenic arc, Lithos, 8, 209—213, 1975.
298. *Peacock M. A.*, A contribution to the petrography of Iceland Trans. Geol. Soc. Glascow, 17, 271—333, 1924.
299. *Peccerillo A., Taylor S. R.*, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, Contrib. Miner. Pet., 58, 63—81, 1976.
300. *Peck D. L., Griggs A. B., Schlicker H. G., Wells F. G., Dole H. M.*, Geology of the central and northern parts of the western Cascade Range in Oregon, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 449, 1—56, 1964.
301. *Peterman Z. E., Carmichael I.S.E., Smith A. L.*, Sr^{87}/Sr^{86} ratios of Quaternary lavas of the Cascade Range, northern California, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 311—318. 1970.

302. *Pichler H.*, Beiträge zur Geologie der Insel Salina (Aolische Archipel, Sizilien), Geol. Rundschau, 53, 800—823, 1963.
303. *Pichler H., Kussmaul S.*, The calc-alkaline volcanic rocks of the Santorini group (Aegean Sea, Greece), N. J. Miner. Abh., 116, 268—307, 1972.
304. *Pichler H., Weyl R.*, Magmatism and crustal evolution in Costa Rica (Central America), Geol. Rundschau, 64, 457—475, 1975.
305. *Pichler H., Zeil W.*, Die quartäre "Andesit"-Formation in der Hoch-kordillere Nord-Chiles, Geol. Rundschau, 58, 866—903, 1969.
306. *Powers H. A., Wilcox R. E.*, Volcanic ash from Mount Mazama (Crater Lake) and from Glacier Peak, Science, 144, 1334—1336, 1964.
307. *Puxeddu M.*, Studio chimico-petrografico delle vulcaniti de M. Cimino (Viterbo), Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem., Ser. A, 78, 329—394, 1971.
308. *Rabone S.D.C.*, Petrography and hydrothermal alteration of Tertiary andesite-rhyolite volcanics in the Waitekauri Valley, Ohinemuri, New Zealand, New Zealand J. Geol. Geophys., 18, 239—258, 1975.
309. *Ramberg H.*, Model studies in relations to intrusion of lutonic bodies, *In*: G. Newall, N. Rast, eds., Mechanism of igneous intrusion, Geol. J., Spec. Issue, 2, 261—286, 1970.
310. *Randle K., Goles G. G., Kittleman L. R.*, Geochemical and petrological characterization of ash samples from Cascade Range volcanoes, Quart. Res., 1, 261—282, 1971.
311. *Ransome F. L.*, Some lava flows of the western slope of the Sierra Nevada, California, U.S. Geol. Surv. Bull., 89, 1—74, 1898.
312. *Ransome F. L.*, Geology of the Oatman Gold District, Aritzona, U.S. Geol. Surv. Bull., 743, 1—58, 1923.
313. *Ratté J. C., Steven T. A.*, Magmatic differentiation in a volcanic sequence related to the Creede Caldera, Colorado, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 475-D, 49—53, 1974.
314. *Ratté J. C., Steven T. A.* Ash flows and related volcanic rocks associated with the Creede Caldera, San Juan Mountains, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 524-H, 1—58, 1967.
315. *Rea W. J.*, The volcanic geology and petrology of Montserrat, West Indies, J. Geol. Soc. Lond., 130, 341—366, 1974.
316. *Reed J. J.*, Hornblende andesite rocks from Solander Island, Trans. Roy. Soc., New Zealand, 79, 119—125, 1951.
317. *Rhodes R. C.*, Volcanic geology of the Mogollon Range and adjacent areas, Catron and Grant Counties, New Mexico, *In*: W.E. Elston and S. A. Northrop, eds., Cenozoic Volcanism in Southwestern New Mexico, New Mexico Geol. Spec. Publ., 5, 42—50, 1976a.
318. *Rhodes R. C.*, Petrologic framework of the Mogollon Plateau volcanic ring complex, New Mexico — surface expression of a major batholith, *In*: W.E. Elston, S. A. Northrop, eds., Cenozoic volcanism in Southwestern New Mexico, New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ., 5, 103—112, 1976b.
319. *Rhodes R. C., Smith E. I.*, Stratigraphy and structure of the northwestern part of the Mogollon Plateau volcanic province, Catron County, New Mexico, *In*: W. E. Elston, Northrop S. A., eds., Cenozoic volcanism in Southwestern New Mexico, New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ., 5, 57—62, 1976.
320. *Richey J. E., Thomas H. H.*, The geology of Ardnamurchan, North-west Mull and Coll, Mem. Geol. Surv. Scotland, 393 pp., 1930.
321. *Ridley I.*, The petrology of some volcanic rocks from the British Tertiary Province, The Islands of Rhum, Eigg, Canna, and Muck, Contrib. Min. Pet., 32, 251—266, 1971.
322. *Rinehart C. C., Ross D. C.*, Geology and mineral deposits of the Mount Morrison quadrangle, Sierra Nevada, California, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 385, 1—106, 1964.
323. *Rittman A.*, Stable mineral assemblages of igneous rocks, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg/New York, 262 pp., 1973.
324. *Roberts R. J., Peterson D. W.*, Suggested magmatic differences between welded "ash" tuffs and welded crystal tuffs, Arizona and Nevada, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 424-D, 73—79, 1961.
325. *Robinson H. H.*, The San Franciscan volcanic field, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 76, 1—213, 1913.
326. *Robinson P. T.*, Petrology of the Potassic Silver Peak volcanic center, western Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1693—1708, 1972.
327. *Robinson P. T., Elders W. A., Muffler L.J.P.*, Quaternary volcanism in the Salton Sea geothermal field, Imperial Valley, California, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 347—360, 1976.
328. *Robson G. R., Tomblin J. F.*, Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part 20, West Indies, Int. Assoc. Volcan. and Chemistry of the Earth's Interior, 56 pp., 1966.
329. *Rogers N. W., Gibson I. L.*, The petrology and geochemistry of the Creag Dubh composite sill, Whiting Bay, Arran, Scotland, Geol. Mag., 114, 1—8, 1977.
330. *Bose W. I.*, Santiaguito volcanic dome, Guatemala, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1413—1434, 1972.

331. *Rose W. I., Grant N. K., Hahn G. A., Lange I. M., Powell J. L., Easter J., Degraff J. M.*, The evolution of Santa Maria volcano, Guatemala, J. Geol., 85, 63—87, 1977.
332. *Ross J. A.*, The Tertiary Focal Peak shield volcano, southeast Queensland — A geological study of its eastern flank, Ph. D. thesis, unpubl., Univ. of Queensland, 207 pp., 1977.
333. *Rubel D. N.*, Independence volcano: A major Eocene eruptive center, northern Absaroka Volcanic Province, Geol. Soc. Am. Bull., 82, 2473—2494, 1971.
334. *Ruxton B. P.*, A late Pleistocene to Recent rhyodacite-trachybasalt-basaltic latite volcanic association in northeast Papua, Bull. Volcan., 29, 347—374, 1966.
335. *Sargent K. A.*, Petrography and heavy minerals of three groups of rhyolitic lavas, Pahute Mesa, Neva Test Site, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 650-C, 18—24, 1969.
336. *Schmidt R. G.*, Geology of Saipan, Mariana Islands, Chapt. B, Petrology of the volcanic rocks, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 28-B, 127—175, 1957.
337. *Schmidt R. G., Pecora W. T., Hearn B. C.*, Geology of the Cleveland quadrangle, Bearpaw Mountains, Blaine County, Montana, U.S. Geol. Surv. Bull., 1141-P, 1—26, 1964.
338. *Scott R. B., Nesbitt R. W., Dasch E. J., Armstrong R. L.*, A strontium isotope evolution model for Cenozoic magma genesis, Eastern Great Basin, U.S.A. Bull. Volcan., 35, 1—26, 1971.
339. *Sendo T., Matsumoto H., Imamura R.*, Geology and petrography of Unzen volcano, Kumamoto J. Sci., Ser. B, Sec. 1, 7, 91—89, 1967.
340. *Sheridan M. F.*, Fumarolic mounds and ridges of the Bishop Tuff, California, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 851—868, 1970.
341. *Sheridan M. F., Stuckless J. S., Fodor R. V.*, A Tertiary silicic cauldron complex at the northern margin of the Basin and Range Province, central Arizona, U.S.A. Bull. Volcan., 34, 649—662, 1970.
342. *Shuto K.*, The strontium isotopic study of the Tertiary acid volcanic rocks from the southern part of northeast Japan, Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C, 12, 75—140, 1974.
343. *Siegers A., Pichler H., Zeil W. W.*, Trace elements in the "Andesite" Formation of northern Chile, Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 882—887, 1969.
344. *Sigurdsson H.*, Feldspar relations in Icelandic alkalic rhyolites, Miner. Mag., 38, 503—510, 1971a.
345. *Sigurdsson H.*, Feldspar relations in a composite magma, Lithos, 4, 231—238, 1971b.
346. *Simons F. S.*, Geology of Klandyke quadrangle, Graham and Pinal Counties, Arizona, V.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 461, 1—173, 1964.
347. *Smedes H. W.*, Geology and igneous petrology of the northern Elkhorn Mountains, Jefferson and Broadwater Counties, Montana, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 510, 1—116, 1966.
348. *Smith A. L., Carmichael I.S.E.*, Quaternary lavas from the southern Cascanes, western U.S.A. Contrib. Miner. Pet., 19, 212—238, 1968.
349. *Smith D.G.W., Westgate J. A.*, Electron probe technique for characterising pyroclastic deposits, Earth Planet. Sci. Lett., 5, 319—919, 1969.
350. *Smith E. I.*, Structure and petrology of the Joan Kerr Peak dome complex, southwestern New Mexico, *In*: W. E. Elston, S. A. Northrop, eds., Cenozoic volcanism in southwestern New Mexico, New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ., 5, 71—78, 1976.
351. *Smith G. I.*, Geology and volcanic petrology of the Lava Mountains, San Bernardino County, California, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 457, 1—97, 1964.
352. *Smith I.E.M.*, Volcanic rocks from southeastern Papua, The evolution of volcanism at a plate boundary, Ph. D. thesis, Australian Natl. Univ., 290 pp., 1976a.
353. *Smith I.E.M.*, Peralkaline rhyolites from the D'Entrecasteaux Islands, Papua, New Guinea, *In*: R. W. Johnson, ed Volcanism in Australasia, Elsevier, 275—285, 1976b.
354. *Snyder G. L.*, Geology of Little Sitkin Island, Alaska, U. S. Geol. Surv. Bull., 1028-H, 169—210, 1959.
355. *Spencer E.*, A contribution to the moonstone from Ceylon and other areas and of the stability-relations of the alkali feldspar, Miner. Mag., 22, 291—367, 1930.
356. *Staatz M. H.*, Geology of the Bald Knob quadrangle, Ferry and Okanogan Counties, Washington, U.S. Geol. Surv. Bull., 1161-F, 1—79, 1964.
357. *Steiner A.*, Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoe lava and its xenoliths, New Zealand J. Geol. Geophys., 1, 325—363, 1958.
358. *Steiner A.*, Crystallization behavior and origin of the acidic ignimbrite and rhyolite magma in the North Island of New Zealand, Bull. Volcanol., 26, 217—241, 1963.
359. *Steven T. A., Ratté J. C.*, Geology and ore deposits of the Summitville District, San Juan Mountains, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 343, 1—70, 1960.
360. *Stinnett J. M.*, A strontium isotopic and geochemical study of volcanic rocks from the Datil-Mogollon field, southwestern New Mexico, Abs. with Programs, Geol. Soc. Am., 8, no. 5, 636—637, 1976.
361. *Stormer J. C.*, Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3299—3322, 1972.

362. *Streckeisen A. L.*, Classification and nomenclature of igneous rocks, Neues Jahrb. Miner. Abhandl., 107, 144—240, 1967.
363. *Stuckless J. S., O'Neill J. R.*, Petrogenesis of the Superstition-Superior volcanic area as inferred from strontium- and oxygen-isotope studies, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 1987—1998, 1973.
364. *Swanson D. A.*, Tieton volcano, a Miocene eruptive center in the southern Cascade Mountains, Washington, Geol. Soc. Am. Bull., 77, 1293—1314, 1966.
365. *Swanson D. A., Robinson P. T.*, Base of the John Day Formation in and near the Horse Heaven Mining District, north-central Oregon, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 600-D, 154—161, 1968.
366. *Tabor R. W., Crowder D. F.*, On batholiths and volcanoes—intrusion and eruption of late Cenozoic magmas in the Glacier Peak area, North Cascades, Washington, V.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 604, 1—67, 1969.
367. *Takeuchi T., Abe H.*, Alteration processes of volcanic rocks under hydrothermal conditions ((Hydrothermal studies on the wall-rock alteration I), Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 10, 151—172, 1967.
368. *Tanida K.*, A study of salic effusive rocks, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 7, 47—100, 1961.
369. *Tanida S.*, Geological and petrological studies of the "Shirasu" in south Kyushu, Japan, Mem, Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, 23, 295—201, 1975.
370. *Taniguchi H.*, The study of the physical and chemical properties of some volcanic acid glasses, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 12, 189-237, 1974.
371. *Taylor G. A.*, The 1951 eruption of Mount Lamington, Papau, Bur. Miner. Res., Geol. Geophys. (Aust.), Bull. 38, 10117, 1958.
372. *Taylor S. R., Capp A. C., Grahamm A. L., Blake D. H.*, Trace element abundances in andesites II. Saipan, Bougainville and Fiji, Contrib. Miner. Pet., 23, 1—26, 1969.
373. *Taylor S. R., White A.J.R.*, Trace element abundances in andesites, Bull. Volcanol., 29, 177—194, 1966.
374. *Thayer T. P.*, Petrology of later Tertiary lavas and Quaternary rocks of the north-central Cascade Mountains in Oregon, with notes on similar rocks in western Nevada, Geol. Soc. Am. Bull., 48, 1611—1652, 1937.
375. *Thiele R., Katsui Y.*, Contribution al conocimiento del volcanismo post-Miocenico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile, Univ. de Chile, Fac. de Ciencias, Fisicas y Matematicas, Dept. Geologia, Publ. 35, 1—23, 1969.
376. *Thompson N. B., Kermode L. O., Ewart A., eds.*, New Zealand Volcanology, Central Volcanic Region, New Zealand Dept. Sci. Ind., Res., Inf. series, 50, 1—211, 1965.
377. *Thompson G. A., White D. E.*, Regional geology of the Steamboat Springs area, Washoe County, Nevada, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 458-A, 1—52, 1964.
378. *Thompson R. N., Dunham A. C.*, Major element variation in the Eocene lavas of the Isle of Skye, Scotland, J. Pet., 13, 219—259, 1972.
379. *Thorarinsson S.*, Tefrokrologiska studier pa Island, Geografika Annaler, 26, 1—217, 1944.
380. *Thorarinsson S.*, The eruptions of Hekla 1947—1948, I. The eruptions of Hekla in historical times, A tephrochronological study, Soc. Scientiarum Islandica, 1—170, 1967.
381. *Thorarinsson S., Sigvaldason G. E.*, The Hekla eruption of 1970, Bull. Volc., 36, 269—288, 1972.
382. *Thorpe R. S., Potts P. J., Francis P. W.*, Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes, Contrib. Miner. Pet., 54, 65—78, 1976.
383. *Thorpe R. S., Francis P. W.*, Volcan Ceboruco: A major composite volcano of the Mexican volcanic belt, Bull. Volcan., 39, 201—213, 1975.
384. *Tiba T.*, Petrology of the alkaline rocks of the Takakusayama District, Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 9, 541—610, 1966.
385. *Tiba T.*, Hornbledne megacrysts in andesite from Hakusan volcano, Bull. Natl. Sci. Mus. Tokyo, Ser. C. (Geol.), 2, 115—119, 1976.
386. *Tonking W. H.*, Geology of Puertecito quadrangle, Socorro County, New Mexico, New Mexico Bur. Mines Bull., 41, 1—67, 1957.
387. *Tryggvson T.*, The eruption of Hekla 1947—1948, IV-Petrographic studies on the eruption products of Hekla, Soc. Scientiarum Islandica, 6, 1—13, 1965.
388. *Tsuya H.*, On the volcanism of the Huzi volcanic zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and the southern islands, Tokyo Imp. Univ. Earthquake Res. Inst., Bull., 15, 215—357, 1937.
389. *Tuttle O. F., Bowen N. L.*, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$=SiO_2=H_2O, Geol. Soc. Am. Mem., 74, 1—153, 1958.
390. *Tyrrell G. W.*, The geology of Arran, Mem. Geol. Surv. Scotland, 292 pp., 1928.
391. *Tyrrell G. W.*, Report on rock speciments from Thule Island, South Sandwich Islands, Discovery Reports, 3, 191—197, 1932.

392. *Uchimizu M.*, Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki Island, J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, 16, 85—160, 1966.
393. *Ui T.*, Genesis of magma and structure of magma chamber of several pyroclastic flows in Japan, J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II, 18, 53—127, 1971.
394. *Ui T.*, Recent volcanism in Masaya-Granada area, Nicaragua, Bull. Volcanol., 36, 174—190, 1972.
395. *Ujike O.*, Petrology of Tertiary calc-alkaline volcanic rock suite from northeastern Shikoku and Shodo-Shima Island, Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 11, 159—201, 1972.
396. *Van Alstine R. E.*, Geology and mineral deposits of the Poncha Springs NE quadrangle, Chaffee County, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 626, 1—52, 1969.
397. *Van Bemmelen R. W., Rutten M. G.*, Table mountains of Northern Iceland (and related geological notes), Leiden, E. J. Brill, 217 pp., 1955.
398. *Verhoogen J.*, Mount St. Helens: A recent Cascade volcaho Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci., 84, 263—302, 1937.
399. *Viramonte J. G., Di Scala L.*, Summary of the 1968 eruption of Cerro Negro, Nicaragua, Bull. Volcan., 34, 347—351, 1970.
400. *Virgo D., Ross M.*, Pyroxenes from Mull andesites, Ann. Rep. Director Geophys. Lab., Carn. Inst. Wah., 72, 535—540, 1973.
401. *Vlodavetz V. I., Piip B. I.*, Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields, Part 8. Kamchatka and continental areas of Asia, Int. Assoc. Volc. and Chem. of the Earth's Interior, 110 pp., 1959.
402. *Wager L. R., Vincent E. A., Brown G. M., Bell J. D.*, Marcosite and related rocks of the western Red Hills Complex, Isle of Skye, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 257, Ser. A, 273—307, 1965.
403. *Wahlstrom E. E.*, Structure and petrology of Specimen Mountain, Colorado, Geol. Soc. Am. Bull., 55, 77—90, 1944.
404. *Walker G.P.L.*, Tertiary welded tuffs in eastern Iceland, Quart, J. Geol. Soc. Lond., 118, 275—293, 1962.
405. *Walker G.P.L.*, The Breiddalur central volcano, eastern Iceland, Quart. J. Geol. Soc. Lond., 119, 29—63, 1963.
406. *Walker G.P.L.*, Acid rocks in Iceland, Bull. Volcan., 29, 375—402, 1966.
407. *Washington H. S.*, Santorini eruption of 1925, Geol. Soc. Am. Bull., 37, 349—384, 1926.
408. *Westercamp D.*, Petrology of the volcanic rocks of Martinique, West Indies, Bull. Volcanol., 39, 175—200, 1976.
409. *Westermann J. H., Kiel H.*, The geology of Saba and St. Eustatius, Natuurwetenschappelijke Studiekring voor Suriname en de Nederlandse Antillen, Utrecht, 175 pp., 1961.
410. *Westerveld J.*, On the origin of the acid volcanic rocks around Lake Toba, north Sumatra, Kon. Akad. van Wetensch., Verh., Afd. Natuurkunde, Tweede Sectie, 43, 1—51, 1947.
411. *Westerveld J.*, Quaternary volcanism of Sumatra, Geol. Soc. Am. Bull., 63, 561—594, 1952.
412. *Weyl R.*, Beiträge zur Geologie El Salvadors. IV. Die Bimsaschen in der Umgebung san Salvadors, N. Jb. Geol. u. Palaeontol. Monatscheffe: 49—70, 1954a.
413. *Weyl R.*, Beträge zur Geologie El Salvadors. V. Die Schmelztruffe der Balsamkette. N. Jb. Geol. u. Palaeontol., Abh., 99, 1—32, 1954b.
414. *Weyl R.*, Beiträge zur Geologie El Salvadors, VI. Die laven der jungen Vulkane. N. Jb. Geol. u. Palaeontol., Abh., 101, 12—38, 1955.
415. *Weyl R.*, Die Geologie Mittelamerikas, Berlin/Nikolassee, 226 pp., 1961.
416. *Whitford D. J.*, Geochemistry and petrology of volcanic rocks from the Sunda Arc, Indonesia, Ph. D. thesis, Australian Natl. Univ., 449 pp., 1975.
417. *Wilcox R. E.*, Petrology of Paricutin volcano, Mexico, U. S. Geol. Surv. Bull., 965—C, 281—353, 1954.
418. *Wilcox R. E.*, Volcanic-ash chronology, *In:* H.E. Wright, Frey D. G., eds., The Quaternary of the Unites States, Princeton Univ. Press, 807—816, 1965.
419. *Williams H.*, Geology of the Marysville Buttes, California, Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci., 18, 103—220, 1929.
420. *Williams H.*, The history and characters of volcanic domes, Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci., 21, 51—146, 1932a.
421. *Williams H.*, Geology of the Lassen Volcanic National Park, California, Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. Sci., 21, 195—385, 1932b.
422. *Williams H.*, Mount Shasta, California, Zeit. Für Volkanologie, 15, 225—253, 1934.
423. *Williams H.*, Newberry volcano of central Oregon, Geol. Soc. Am. Bull., 46, 253—304, 1935.
424. *Williams H.*, The geology of Crater Lake National Park, Oregon, Carnegie Inst. Washington Publ., 540, 1—161, 1942.
425. *Williams H.*, Volcanoes of the Paricutin region, Mexico, U.S. Geol. Surv. Bull., 965-B, 165—275, 1950.

426. *Williams H.*, Volcanic history of the Mesata Central Occidental Costa Rica, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 29, 145—180, 1952.
427. *Williams H., Curtis G. H.*, The Sutter Buttes of California, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 116, 1—56, 1977.
428. *Williams H., McBirney A. R.*, Volcanic history of Honduras, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 85, 1—101, 1969.
429. *Williams H., McBirney A. R., Dengo G.*, Geologic reconnaissance of southeastern Guatemala, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 50, 1056, 1963.
430. *Williams H., Meyer-Abich H.*, Volcanism in the southern part of El Salvador, Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 32, 1—64, 1955.
431. *Winkler H.G.F.*, Petrogenesis of metamorphic rocks, Springer-Verlag, New York/Heidelberg/Berlin, 334 pp., 1976.
432. *Wise W. S.*, Geology and petrology of the Mt. Hood area, A study of High Cascade volcanism, Geol. Soc. Am. Bull., 70, 969—1006, 1969.
433. *Witkind I. J.*, Clinopyroxenes from acidic, internadiate, and basic rocks, Little Belt Mountains, Montana, Am Miner., 54, 1118—1138, 1969.
434. *Wones D. R., Gilbert M. C.*, The fayalite-magnetite-quartz assemblage between 600° and 800°C, Am. J. Sci., Schairer Vol., 267-A, 480—488, 1969.
435. *Wrucke C. T., Silberman M. L.*, Cauldron subsidence of Oligocene age at Mount Lewis, northern Shoshone Range, Nevada, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 876, 1—20, 1975.
436. *Yagi K.*, Recent activity of Usu volcano, Japan, with special reference to the formation of Syowa Sinzan, Am. Geophys. Union Trans., 34, 449—456, 1953.
437. *Yajima T., Higuchi H., Hagasawa H.*, Variation of rare earth concentrations in pigeonitic and hypersthenic rock series from Izu-Hakone region, Japan, Contrib. Miner. Pet., 35, 235—244, 1972.
438. *Yamasaki M., Nakanishi N., Kaseno Y.*, Nuée ardente deposit of Hakusan volcano, Sci. Rep. Kanazawa Univ., 9, 189—201, 1964.
439. *Yamasaki M., Nakanishi N., Mijata K.*, History of Tateyama volcano, Sci. Rep. Kanazawa Univ., 73—92, 1966.
440. *Zeil W., Pichler H.*, Die Känozoische Ryolite-Formation im mittleren Abschnitt der Anden, Geol. Rundschau, 57, 48—81, 1967.
441. *Zielinski R. A., Lipman P. W.*, Trace element variations at Summe Coon volcanor, San Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesites Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1477—1485, 1976.

Глава 3

Некоторые элементы-примеси в трондьемитах —их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий

Дж. Г. Арт

Введение

За последнее десятилетие данные о содержаниях элементов-примесей в трондьемитах и связанных с ними породах использовались для выяснения характера фракционирования трондьемитовых магм и установления минерального состава областей, в которых происходит их образование. Кроме того, эти данные, вероятно, могут быть использованы при установлении палеотектонического положения районов, в которых обнаружены трондьемиты. В этой главе обсуждается значение различных элементов-примесей для выяснения палеотектонической обстановки и генезиса пород. Приведены графики распределения элементов-примесей, характеризующие различные условия залегания трондьемитов, и рассмотрено несколько моделей генезиса наиболее важных трондьемитовых серий.

Выбор и надежность элементов-примесей

При изучении геохимии трондьемитов было акцентировано внимание на тех элементах-примесях, которые обнаруживают широкий диапазон концентраций в кислых магматических породах и для которых разработаны методы точных определений. Генетические построения основаны на изучении тех элементов, для которых имеются данные по коэффициентам распределения между расплавами (от базальтового до дацитового состава) и обычными породообразующими и акцессорными минералами. В таких исследованиях часто используются Rb, Sr, Ba и редкоземельные элементы, поскольку они в значительной степени удовлетворяют критериям, изложенным выше. Сводка коэффициентов распределения для данных элементов приведена в работе Арта [1].

Для элементов-примесей, имеющих значение генетических и тектонических индикаторов, установленные концентрации должны отражать их содержания в неизмененных магмах. Два исследования, в которых проводилось определение значений $\delta^{18}O$ в трондьемитовых сериях, свидетельствуют о том, что этому условию, видимо, удовлетворяют редкоземельные элементы и не удовлетворяет Rb, а относительно Sr и Ba существуют сомнения. В трондьемитах Рио-Бразос, гнейсах Туилайт [6] и трондьемитах из юго-западной Финляндии [3] содержание Rb повышается с увеличением $\delta^{18}O$. В трондьемитах гранодиоритового комплекса Кронке [6] наблюдается понижение содержания Rb при увеличении $\delta^{18}O$. Породы районов Рио-Бразос и Туилайт подверглись метаморфизму, таким образом, вариации содержаний элементов-примесей в них могут быть связаны либо с метаморфическими, либо с магматическими процессами. Баркер и др. [6] указывают, что причина наблюдаемых колебаний концентраций элементов-примесей в неметаморфизованном

J. G. Arth, 929 National Center, U.S. Geological Survey, Reston, VA 22092, U.S.A

гранодиоритовом комплексе Кронке не вполне ясна, но, думается, что она может быть связана с кристаллизационным фракционированием, в которое были вовлечены кристаллы с высокими значениями $\delta^{18}O$. Для юго-западной Финляндии Арт и др. [3] показали, что вариации значений $\delta^{18}O$ обусловлены процессами, протекавшими еще до затвердевания магмы; эти авторы предположили, что вода с высоким значением $\delta^{18}O$ из метаморфических вмещающих пород была привнесена в магмы среднего — тондьемитового состава, что сопровождалось привносом Rb и Sr и удалением Ba и почти не отразилось на содержаниях редкоземельных элементов. Таким образом, очевидно, что содержания Rb, Sr и Ba не могут представлять первичные концентрации этих элементов в магме, если измеренное значение $\delta^{18}O$ в породе выходит за пределы 5,2—8,9‰, которые Баркер и др. [7] установили для пород, не сильно измененных в отношении их изотопных систем. Это необходимое, но, вероятно, недостаточное условие для того, чтобы при изучении образцов, которые не несут явных следов изменения и метаморфизма, содержания элементов-примесей можно было уверенно принять за первичные. С точки зрения ограничений, установленных выше, значение отношения K/Rb, Rb/Sr, K/Ba и Sr/Ba также дискуссионно.

Тектоническая обстановка и распределение элементов-примесей

Баркер (данный сборник) выделил три типа кайнозойских тектонических обстановок, в которых встречаются тондьемиты: континентальные окраины, офиолитовые комплексы и субвулканические районы островных дуг. Колман

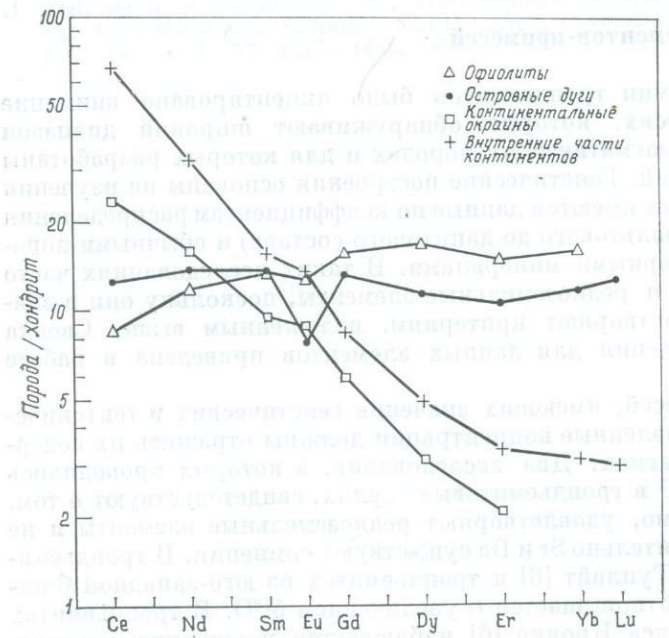


РИС. 1. Распределение р. з. э., нормализованное по хондритам в кайнозойских и мезозойских тондьемитах и химически эквивалентных им дацитах, образовавшихся в различных тектонических условиях. Использованы данные Арта и Хансона [4], Арта и Баркера [2], Баркера и др. [6], Кея и Сенешаля [14].

и Питерман [8] показали, что тондьемиты из офиолитовых комплексов обладают заметно повышенными концентрациями тяжелых р.э.з. по сравнению с тоналитами континентов. На рис. 1 показаны примеры распределения р.з.э (нормализованные по содержаниям в хондритах) для тондьемитов и эквивалентных им по химическому составу дацитов из четырех различных тектонических обстановок. Океанические породы представлены тондьемитом из

офиолитового комплекса Троодос [14], и островодужным дацитом острова Сайпан [6]. Обе породы характеризуются недифференцированным распределением р.з.э. или несколько обеднены легкими р.з.э.; отношение суммарной концентрации тяжелых р.з.э. в породе к их концентрации в хондрите составляет более 10; наблюдается отрицательная Eu-аномалия. Континентальные породы представлены трондьемитом из расположенного на континентальной окраине батолита Кламат-Маунтинс, Калифорния [4], и дацитом из внутрен-

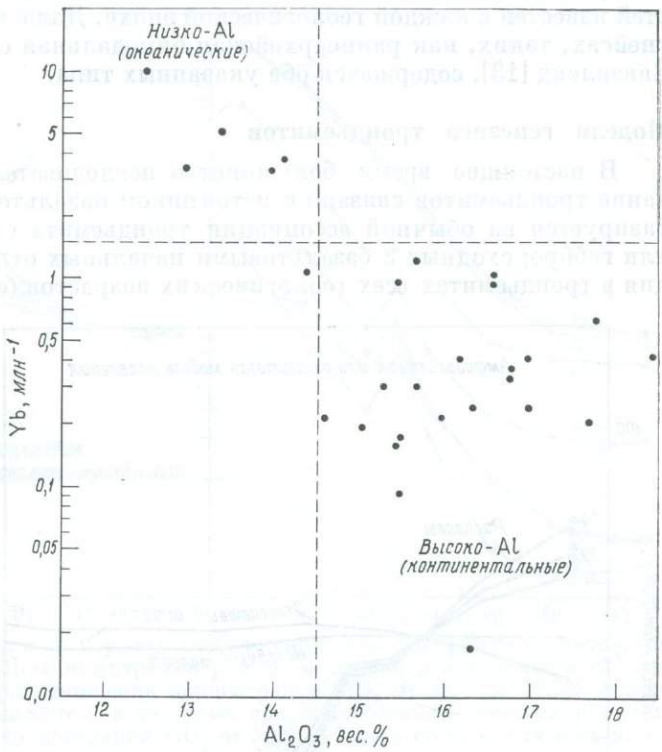


РИС. 2. Диаграмма Al_2O_3 — Yb для большого количества трондьемитов. Вертикальная пунктирная линия (14,5% Al_2O_3) разделяет низко- и высокоглиноземистые типы. Горизонтальная пунктирная линия (1,5 млн$^{-1}$ Yb) разделяет трондьемиты, обедненные тяжелыми р. з. э. и необедненные. Использованы данные Арта и Хансона [4], Арта и др. [3], Баркера и др. [6], Баркера и др. (гл. 13 и 17 в данном сборнике, западная часть США, район Тронхейма), Хантера (гл. 9 в данном сборнике), Кея и Сенешаля [14].

них районов Нью-Мексико [2]. Для обеих пород характерны сильное фракционирование и небольшая положительная Eu-аномалия; отношение тяжелых р.з.э. в породе и хондрите менее 5.

Между трондьемитами, образовавшимися в океанических и континентальных условиях, существуют также различия в содержании Al_2O_3. Континентальные трондьемиты, как правило, содержат более 14,5% Al_2O_3 (до 15%), в то время как океанические — обычно менее 14,5% (до 15%). Вариации содержаний тяжелых р.з.э. в связи с изменением концентраций Al_2O_3 для большого количества трондьемитов, возраст которых изменяется от архея до кайнозоя, показаны на рис. 2. Несколько образцов с известным тектоническим положением попали в соответствующие поля диаграммы, однако необходимы дополнительные данные по породам, тектоническое положение которых известно.

Границы между породами континентального и океанического происхождения на рис. 2 не должны рассматриваться как четкие определенные линии, поскольку породы зрелых стадий развития островной дуги и породы ранних стадий эволюции континентальной окраины должны обладать концентрациями, промежуточными между двумя основными группами. Баркер и др. [6] приводят пример изменения состава трондьемитов из Колорадо и Нью-Мексико, имеющих возраст 1,7—1,8 млрд. лет, от низкоглиноземистого до высокоглино-

земистого в зависимости от географического положения. С юга на север вкрест главного простирания протерозойского орогенического пояса, расположенного на континентальной окраине и в направлении к архейскому кратону, трондьемиты обнаруживают закономерное увеличение содержаний Al_2O_3, Rb, Sr и отношения Eu/Eu*, а содержания тяжелых р.з.э. при этом уменьшаются. Баркер и Арт связывают эти изменения с изменением глубины генерации трондьемитовых расплавов, что обсуждается ниже. Интересно, что полный ряд трондьемитовых составов от низко- до высокоглиноземистых разностей известен в каждой геологической эпохе. Даже в самых древних на Земле гнейсах, таких, как раннеархейская бимодальная серия древнего комплекса Свазиленд [13], содержатся оба указанных типа.

Модели генезиса трондьемитов

В настоящее время большинство исследователей считают, что образование трондьемитов связано с источником базальтового состава. Этот вывод базируется на обычной ассоциации трондьемита с базальтом, амфиболитом или габбро; сходных с базальтовыми начальных отношениях изотопов стронция в трондьемитах всех геологических возрастов (см. гл. 4 в данном сборнике); сходстве трондьемитов с базальтами и отличии их от других гранитоидов в отношении изотопного состава кислорода [7]; результатах лабораторных экспериментов по плавлению [11] и успехах моделирования на основе анализа содержаний элементов-примесей, которое служит проверкой данной гипотезы и обсуждается ниже.

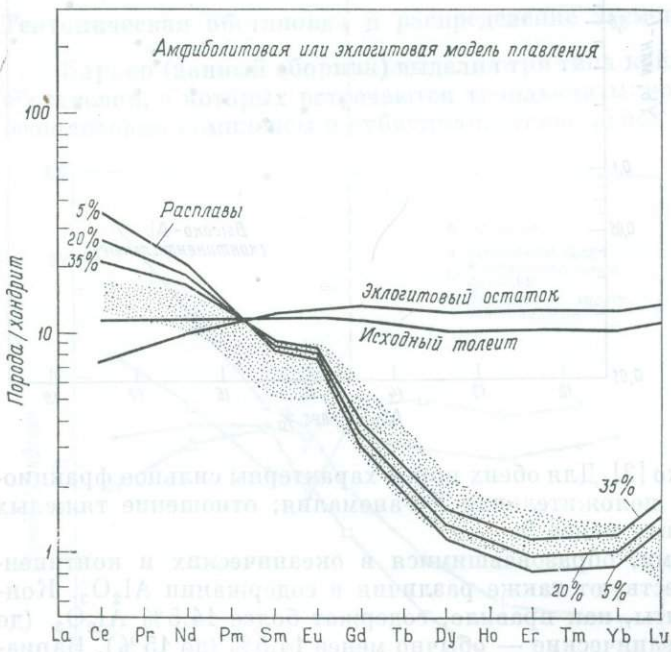


РИС. 3. Нормализованное по хондритам распределение р. з. э., принятое в модели плавления, предложенной Хансоном и Голдичем [10] и Артом и Хансоном [4, 5] для объяснения генезиса трондьемитов, тоналитов и дацитов архейского возраста в северо-восточной Миннесоте. Крапом обозначено поле тоналита Саганага и дацита из северо-восточной Миннесоты.

Главными процессами в существующих сейчас моделях генезиса высоко- и низкоглиноземистых трондьемитов является частичное плавление или фракционная кристаллизация. Хансон и Голдич [10] и Арт и Хансон [4, 5] предложили модель частичного плавления для объяснения происхождения высокоглиноземистых трондьемитов, тоналитов и дацитов бимодальных контрастных серий архейского возраста и северной Миннесоте. Эти авторы считают, что архейские толеитовые базальты были метаморфизованы до амфибо-

литов или эклогитов и затем расплавлены; магма, образовавшаяся в результате плавления примерно 20% пород, должна была обладать концентрациями элементов-примесей, которые характерны для тоналитов, тондьемитов и дацитов, если остаток имел эклогитовый состав. Гранат, содержавшийся в остатке, должен был, по-видимому, концентрировать тяжелые р.з.э., приводя тем самым к обеднению магмы этими элементами. График распределения редкоземельных элементов, полученный при математическом моделировании

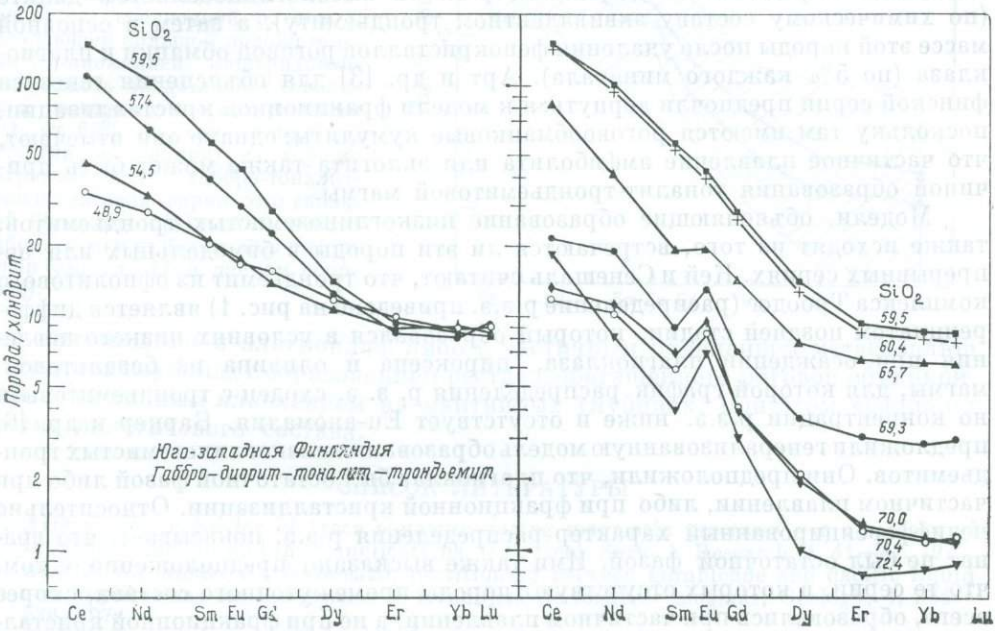


РИС. 4. Распределение р. з. э. в породах габбро-диорит-тоналит-тондьемитовой серии юго-западной Финляндии [3]. Концентрации р. з. э. меняются в зависимости от изменения содержания SiO_2. При повышении концентрации SiO_2 от 48,9 до 59,5% концентрации легких р. з. э. повышаются, в то время как концентрации тяжелых р. з. э. не меняются. При повышении концентрации SiO_2 от 59,5 до 72,4% содержания всех р. з. э. понижаются и образуется положительная Eu-аномалия.

процессов плавления, приведен на рис. 3 и очень похож на график для тоналитов, дацитов и тондьемитов. Считается, что процессы плавления должны были происходить на мантийных глубинах, где эклогитовый парагенезис должен быть устойчивым. Дальнейшее изучение раздельного поведения р.з.э. [15,2] показало, что роговая обманка также могла концентрировать тяжелые р.з.э. из кислой магмы. Так, Арт и Баркер предположили, что плавление амфиболита, которое могло произойти на глубине не менее чем 60 км, ведет к образованию рестита, обогащенного амфиболом; возникший при этом расплав обладает такими же характеристиками, как и в случае высоких давлений, когда реститом были эклогиты.

Модели фракционной кристаллизации для объяснения образования высокоглиноземистых тондьемитов были давно предложены Гольдшмидтом [9] и Хиетанен [12] для серий Тронхейм в Норвегии и района Каланти в юго-западной Финляндии соответственно. Эти серии отличаются от бимодальных (упомянутых выше) тем, что в них наблюдается непрерывный ряд составов от габбро до диорита, тоналита и тондьемита. Баркер и Миллард (данный сборник) заново изучили норвежскую тондьемитовую серию и пришли к заключению, что по геохимии и образованию она, возможно, аналогична лучше сохранившейся серии юго-западной Финляндии, которая была повторно

исследована Артом и др. [3]. Графики распределения р.з.э. финской серии (рис. 4) указывают на постепенный переход от габбро до трондьемита. В отличие от многих известково-щелочных серий для данной серии характерно уменьшение содержаний р.з.э. и увеличение положительной Eu-аномалии при переходе от пород среднего состава к трондьемитам. Арт и Баркер [2] показали, что такие вариации могут быть результатом фракционной кристаллизации роговой обманки и плагиоклаза. Они пришли к такому выводу на основании определения содержаний р.з.э. в высокоглиноземистом даците (по химическому составу эквивалентном трондьемиту), а затем в основной массе этой породы после удаления фенокристаллов роговой обманки и плагиоклаза (по 5% каждого минерала). Арт и др. [3] для объяснения генезиса финской серии предпочли вернуться к модели фракционной кристаллизации, поскольку там имеются роговообманковые кумуляты; однако они отмечают, что частичное плавление амфиболита или эклогита также может быть причиной образования тоналит-трондьемитовой магмы.

Модели, объясняющие образование низкоглиноземистых трондьемитов, также исходят из того, встречаются ли эти породы в бимодальных или непрерывных сериях. Кей и Сенешаль считают, что трондьемит из офиолитового комплекса Троодос (распределение р.з.э. приведено на рис. 1) является дифференциатом поздней стадии, который образовался в условиях низкого давления при осаждении плагиоклаза, пироксена и оливина из базальтовой магмы, для которой график распределения р. з. э. сходен с трондьемитовым, но концентрации р.з.э. ниже и отсутствует Eu-аномалия. Баркер и др. [6] предложили генерализованную модель образования низкоглиноземистых трондьемитов. Они предположили, что плагиоклаз был остаточной фазой либо при частичном плавлении, либо при фракционной кристаллизации. Относительно недифференцированный характер распределения р.з.э. показывает, что гранат не был остаточной фазой. Ими также высказано предположение о том, что те серии, в которых отсутствуют породы промежуточного состава, скорее всего, образовались при частичном плавлении, а не при фракционной кристаллизации. Присутствие плагиоклаза в любом из рассмотренных процессов ограничивает глубину генерации магмы (менее 60 км).

Заключение

Редкоземельные элементы, по-видимому, наиболее удобны для изучения генезиса трондьемитов и их палеотектонического положения. Низкоглиноземистые трондьемиты характеризуются недифференцированным или слабо дифференцированным распределением р.з.э. с отрицательными Eu-аномалиями и высокими содержаниями тяжелых р.з.э. (Yb в них содержится в 8 раз больше, чем в хондритах). Высокоглиноземистые трондьемиты обычно характеризуются положительно дифференцированным распределением р.з.э.; Eu-аномалии либо положительные, либо отсутствуют; содержания тяжелых р.з.э. низкие (содержание Yb в них в 8 раз меньше, чем в хондритах).

Для полной характеристики палеотектонической обстановки необходимо большее количество данных, однако ясно, что низкоглиноземистые высокоиттербиевые трондьемиты образуются в океанических условиях, в то время как высокоглиноземистые низкоиттербиевые — в условиях континентальных окраин или внутренних частей континентов.

Представляется, что образование низкоглиноземистых трондьемитов происходило при фракционной кристаллизации или частичном плавлении базальта на небольших глубинах; среди остаточных фаз при этом должен был присутствовать плагиоклаз. Возникновение высокоглиноземистых трондьемитов связано либо с фракционной кристаллизацией базальта на промежуточных глубинах, при этом среди остаточных фаз должны присутствовать

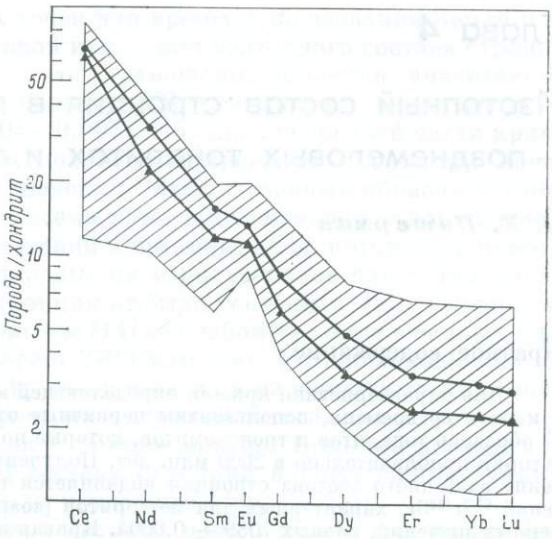


РИС. 5. Распределение р. з. э. в роговообманково-плагиоклазовом дацитовом порфирите в целом (черные кружочки) и в его основной массе (черные треугольники). Диаграмма показывает, что удаление роговой обманки и плагиоклаза из магмы (порода в целом) ведет к образованию жидкости (основная масса), обедненной р. з. э. и обладающей большой положительной Eu-аномалией. Заштрихованная область представляет тоналиты и трондьемиты с содержанием SiO_2 от 65% (верхняя линия) до 70% (нижняя линия) из хорошо сохранившейся габбро-тоналит-трондьемитовой серии юго-западной Финляндии [3] и из типичного района к югу от Тронхейма в Норвегии (см. гл. 17 в данном сборнике).

роговая обманка и плагиоклаз, либо с частичным плавлением метабазальта на средних глубинах с образованием рестита, обогащенного роговой обманкой, либо с частичным плавлением на мантийных глубинах, при этом возникает рестит эклогитового состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G.*, Behavior of trace elements during magmatic processes — a summary of theoretical models and their applications, U.S. Geol. Surv. J. Research, 4, 41—47, 1976.
2. *Arth J. G., Barker F.*, Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas, Geology, 4, 534—536, 1976.
3. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas, J. Pet., 19, 1978.
4. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths, Contrib. Miner. Pet., 37, 161—174, 1972.
5. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325—362, 1975.
6. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1.7-to 1.8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico, Geochemistry and depths of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189—198, 1976a.
7. *Barker F., Friedman I., Hunter D. R., Gleason J. D.*, Oxygen isotopes of some trondhjemites, siliceous gneisses, and associated mafic rocks, Precambrian Res., 3, 1976b.
8. *Coleman R. G., Peterman Z. E.*, Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099—1108, 1975.
9. *Goldschmidt V. M.*, Stammestypen der eruptivgesteine, Vidensk. Skrifter, Kristiania, I. Mat. Na. Klasse, 10, 1—12, 1922.
10. *Hanson G. N., Goldich S. S.*, Early Precambrian rocks of the Saganaga Lake-Northern Light Lake Area, Minnesota — Ontario, Part II, Petrogenesis, Geol. Soc. Amer. Mem., 135, 179—192, 1972.
11. *Helz R. T.*, Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ kb, Part II. Melt compositions, J. Pet., 17, 139—193, 1976.
12. *Hietanen A.*, Uber das grundgebirge des Kalantigebietes im sudwestlichen Finnland Bull. Comm. Geol. Finlande, 130, 150 pp., 1943.
13. *Hunter D. R., Barker F., Millard H. T., Jr.*, The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: a preliminary study, Precambrian Res., 6, 1978.
14. *Kay R. W., Senechal R. G.*, The rare earth geochemistry of the Torodos Ophiolite Complex, J. Geophys. Res., 81, 964—970, 1976.
15. *Nagasawa H., Schnetzler C. C.* Partitioning of rare earth, alkalic and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma, Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 953—968, 1971.

Глава 4

Изотопный состав стронция в позднеархейских — позднемеловых тоналитах и трондьемитах

Ц. Е. Питерман

Краткое содержание

Для характеристики кривой, определяющей изменение изотопного состава стронция в мантии во времени, использованы первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, установленные для 17 образцов тоналитов и трондьемитов, которые по возрасту охватывают интервал земной истории приблизительно в 2600 млн. лет. Полученные данные указывают на то, что изменение изотопного состава стронция подчиняется простой линейной зависимости от значений $^{87}Sr/^{86}Sr$, характерных для метеоритов (возраст которых 4,5 млрд. лет), до современных значений, равных $7039 \pm 0{,}0004$. Кривая изменения изотопного состава стронция по времени может быть определена средним отношением Rb/Sr, в настоящее время равным 0,025. Породы тоналитового и трондьемитового состава имеют низкие отношения Rb/Sr, промежуточные между значениями, характерными для мантии и верхней коры. Распределение отношений сильно асимметрично; средняя величина составляет 0,075. Граниты, образовавшиеся при частичном плавлении тоналитов, должны были унаследовать мантийную величину первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ даже в том случае, если тоналиты образовались на несколько сотен миллионов лет раньше анатексиса.

Введение

Для того чтобы охарактеризовать изотопную эволюцию стронция в мантии Земли, т. е. изменение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во времени, были приложены значительные усилия. Со времени первых исследований Гаста [8], Херли и др. [22], Фора и Херли [6] и Хеджа и Уолтхолла (1963) в график изменения изотопного состава Sr во времени были внесены некоторые изменения в связи с многочисленными данными, появившимися позднее. Принято считать, что этот график ограничивается двумя точками. Данные по изотопному составу метеоритов, подкрепленные результатами анализов лунных пород, указывают на то, что около 4,5 млрд. лет назад отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляло примерно 0,6990. Окончание кривой ограничено изотопным составом Sr современных вулканических пород океанов [20]. Толеиты срединно-океанических хребтов характеризуются отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,7022 до 0,7030, для пород Индийского океана наблюдаются несколько более высокие значения [35]. Для базальтов океанических островов типичны отношения, изменяющиеся в интервале от 0,7030 до 0,7040, некоторые значения достигают 0,7065. Эти вариации отражают различия в величине отношения Rb/Sr, которые установились в прошлом [9, 16, 17, 31, 20]. Вулканические породы в островных дугах обладают теми же значениями отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, что и базальты океанических островов. Тем не менее породы, образовавшиеся на энсиматической коре, особенно в зонах, приуроченных к окраине Тихоокеанского бассейна, обладают очень узкими пределами колебаний отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые, по данным Брукса, составляют 0,7034—0,7042 при средней величине $0{,}7036_3$. Об этом свидетельствуют и высокоточные данные, обобщение которых произведено в работах Хеджа и Питермана [18] и Питермана и Хеминга [82], однако эти результаты существенно не меняют ни пределов, ни среднего значения, которые приведены в статье Харта и Брукса [14].

Z. E. Peterman, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.

В отличие от двух конечных точек для времени образования Земли и настоящего момента положение кривой изменения изотопного состава стронция установлено не столь точно и в этом отношении имеются значительные трудности. Разница значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для 4,5 млрд. лет назад и настоящего времени мала (0,004—0,007). Положение средней части кривой должно базироваться на данных, полученных преимущественно для докембрийских пород. В связи с этим значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ главным образом устанавливаются по Rb-Sr-изохронам, со всеми присущими изохронам допущениями и неопределенностями. Из-за изменений и метаморфизма, которые претерпели докембрийские вулканические породы, их использование для установления эволюции изотопного состава стронция не было успешным. Исключением являются неизмененные клинопироксены [14] из слабометаморфизованных ультраосновных пород, имеющих возраст 2700 млн. лет. Установленное для них отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное $0{,}7011_4$, является одним из немногих точных непосредственных определений, которое может использоваться для построения кривой изменения изотопного состава стронция мантии. Попытки получить достоверные данные по изотопному составу стронция альпинотипных ультраосновных пород для этой цели были неудачными (см. [7, 18]).

Многочисленные компиляции, в которых используются первичные отношения изотопов стронция в гранитных породах, [7] показывают, что для этих образований характерны большие вариации изотопного состава Sr и они непригодны для выявления характера роста отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в мантии. Отдельные группы данных [24] обладают меньшим разбросом и могут приблизительно отражать мантийный тренд. Первичные отношения изотопов стронция для гнейсовых комплексов, особенно древних, должны использоваться с осторожностью, так как дометаморфическая история этих пород редко может быть установлена с большой определенностью.

Данное исследование представляет собой попытку охарактеризовать изотопный состав Sr докембрийских и фанерозойских тоналитов и трондьемитов, а также некоторых других близких к ним пород, включая гранодиориты. Как уже подчеркивалось в других главах данного сборника, породы тоналитовой группы представляют собой существенный компонент земной коры, сформировавшейся на ранних стадиях ее геологической истории. Весь без исключения коровый материал образовался из мантии, изменялись только число стадий образования и время существования в коре промежуточных продуктов. Главной предпосылкой данного исследования является то, что тоналиты и трондьемиты прямо или косвенно образовались из мантии. Временно́е положение и распространенность этих пород в коре, образовавшейся на ранних этапах развития Земли, указывают на то, что любые промежуточные стадии их становления были кратковременными. Таким образом, для геохимии изотопов стронция не принципиально, образовались ли тоналиты и трондьемиты непосредственно из мантии вследствие фракционирования мантийных магм или при частичном плавлении пород мантийного происхождения. Из этого следует, что изотопный состав стронция в тоналитах и трондьемитах дает ценную информацию для определения кривой изменения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в верхней мантии.

Образцы и критерии

Большинство определений либо было непосредственно проведено для целей настоящего исследования, либо являются специальной частью опубликованных ранее работ. Некоторые данные, отвечающие поставленным критериям, заимствованы из работ других исследователей: Хансона и др. [13] по тоналитам Саганага и гнейсам Нортерн-Лайт, Ван Бримана и др. [38] по тоналитам южной Гренландии и Хоксворта и др. [15] по тоналитам Сесомби,

Зимбабве. Возраст большей части образований достоверно установлен различными методами абсолютной геохронологии либо по геологическим взаимоотношениям. Все породы имеют магматическое происхождение, причем большинство из них интрузивные. Среди данных имеются определения для трех гнейсовых комплексов, которые, вероятно, образовались из стратифицированных вулканических серий: гнейсы Нортерн-Лайт, гнейсы Туилайт и гнейсы Уинд-Ривер-Рейндж. По данным многочисленных методов датирования устанавливается, что разрыв между временем образования этих пород и метаморфизмом был не так велик, следовательно, первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ отвечают этим отношениям в протолитах. Для всех пород характерны низкие отношения Rb/Sr, так что неопределенность при экстраполяции первичных отношений изотопов стронция по данным изохрон уменьшается.

Геологическую характеристику различных образований можно найти в статьях, ссылки на которые приведены в табл. 1. Данные для пяти объектов приводятся впервые. Гнейсы из района Уинд-Ривер-Рейндж описаны Баркером и Миллардом (данный сборник). Тоналиты позднепротерозойской области Саудовской Аравии слагают куполообразные плутоны, окруженные метаосадочными и метавулканическими породами (Колман, личное сообщение). Трондьемиты западной части батолита Айдахо взяты из гнейсированной краевой зоны, их описания и анализы приведены в работе Гамильтона [10]. Трондьемиты батолита Аляска-Рейндж описаны и датированы Ридом и Ланфиром [33]. Образцы из Тринити-Алпс в районе гор Кламат, северная Калифорния, представляют несколько небольших плутонов, обладающих зональным строением и составом, меняющимся от диорита до трондьемита [27, 26, 21].

Аналитические данные

Содержания Rb, Sr и изотопный состав Sr приведены в табл. 1. Все отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ нормализованы по величине 0,7080 для стандарта Эймера и Аменда. Повторные определения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этой лаборатории, проведенные во время выполнения данного исследования, показали, что точность измерений (2σ) составляла примерно 0,03%. Возрастная корректировка для молодых пород номинальна, а точность аналитических определений, по данным статистики, такова, что можно использовать первичные отношения изотопов стронция. Для пород Тринити-Алпс различия в величине первичного отношения находятся в пределах аналитических погрешностей. Неточности в определении первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ для древних пород устанавливались по изохронам. Радиологический возраст изученных образований был пересчитан с использованием рекомендованных констант, обобщенных Стейгером и Егер [34]. Большинство данных по содержанию Rb и Sr были получены методом изотопного разбавления, а для образцов из районов Уинд-Ривер-Рейндж, Аляска-Рейндж, Тринити-Алпс и Айдахо — методом рентгеновской флуоресценции, точность определений составляет $\pm 3\%$ для отношений Rb/Sr и $\pm 10\%$ для концентраций Rb и Sr [5]. Эта довольно небольшая точность определения отношений Rb/Sr по сравнению с измерениями методом изотопного разбавления незначительно сказывается на точности определения первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Результаты

Мантийная эволюция. Диаграмма $^{87}Sr/^{86}Sr$ — возраст пород демонстрирует исключительно простую зависимость (рис. 1). Без учета данных по метеоритам и современным породам график регрессии представлен линией, которая пересекает ось отношения изотопов Sr в точке $0{,}7039_1 \pm 0{,}003_8$ (2σ) и ось возраста в точке 4550 млн. лет при $^{87}Sr/^{86}Sr$, равном 0,6990. Положение второй

Таблица 1

Rb, Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в тоналитах и трондьемитах

	Возраст [а]	№ образца [б]	Тип породы [в]	Rb, млн$^{-1}$	Sr, млн$^{-1}$	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ [г]	Источник
Тоналит Саганага, Манитоба — Онтарио	ПА	(7)	ТО—Г	32	1021	0,031	—	0,7009±0,0006	[13]
Гнейсы Нортерн-Лайт, Онтарио	ПА	(5)	Т	31	573	0,054	—	0,7006±0,0004	[13]
Тоналит Сесомби, Зимбабве	ПА	(6)	ТО	48	366	0,131	—	0,7008±0,0004	[15]
Гнейсы Уинд-Ривер-Рейндж, Вайоминг	ПА	WR-1	А	25	132	0,189	0,7233		
		WR-2	Т	20	744	0,027	0,7046		
		WR-5	Г	42	180	0,232	0,7296	0,7014±0,0007	Данная статья
		WR-6	А	3,8	52	0,073	0,7094		
		WR-7	КМ	127	265	0,479	0,7555		
Юго-западная Финляндия	РП	(6)	Т	57	709	0,080	—	0,7021±0,0002	[1]
Гранодиорит Антиклинал, южная Гренландия	РП	(1)	ТО	32	958	0,033	—	0,7022±0,0010	[38]
Гнейсы Туилайт, Колорадо	РП	(7)	Т	45	217	0,207	—	0,7015±0,0004	[2,3]
Трондьемит Рио-Бразос, Нью-Мексико	РП	(6)	Т	28	101	0,277	—	0,7026±0,0004	[3,4]
Гранодиорит Кронке, Колорадо	РП	(9)	Г	76	547	0,138	—	0,7027±0,0006	[3,4]
Гранодиорит Питтс-Мидо, Колорадо	РП	(6)	Г	67	508	0,131	—	0,7017±0,0010	[3,11]
Хамис-Мушайт, Саудовская Аравия	ПП	58785	ТО	12	696	0,017	0,7032		
		58893	»	64	584	0,109	0,7062		
		58931	»	49	966	0,051	0,7040		
		62046	»	33	744	0,044	0,7046	0,7028±0,0006	Данная статья
		62092	Г	58	616	0,095	0,7056		
Тронхейм, Норвегия	РК	(5)	Т—Г	52	515	0,101	—	0,7039±0,0002	[30]

Продолжение табл. 1

	Возраст [а]	№ образца [б]	Тип породы [в]	Rb, млн$^{-1}$	Sr, млн$^{-1}$	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ [г]	Источник
Батолит Айдахо, Айдахо	Т	148432	Т	26	815	0,032	0,7040		
		148429	»	9,0	913	0,010	0,7039		
		148420	Т-аплит	23	92	0,254	0,7057	0,7037±0,0002	Данная статья
		148431	Т	18	711	0,025	0,7037		
Тринити-Алпс, Калифорния	ПЮ-РМ	Т-1645	»	35	393	0,089	0,7037		» »
		Т-392	»	40	392	0,101	0,7040		» »
Плутон Каньон-Крик	»	Т-393	ТО	32	469	0,068	0,7038		» »
		Т-61	»	33	591	0,055	0,7037		» »
		Т-394	»	23	541	0,043	0,7036	0,7034±0,0001	» »
		Т-1647а	Т	20	461	0,043	0,7037		» »
Плутон Гибсон-Пик	»	Т-1049С	ТО	29	609	0,048	0,7037		» »
Плутон Карибу-Маунтин	»	Т-39	Т	14	392	0,028	0,7036		» »
Плутон Крагги-Пик	»	(1)	»	16	509	0,032	0,7035		[25]
Батолит Сьерра-Невада	РМ	(1)	»	10	482	0,022	—	0,7032±0,0002	[25]
	РМ	(1)	»	57	432	0,131	—	0,7044±0,0002	[25]
Батолит Аляска-Рейндж, Аляска	ПМ	65AR818	»	25	813	0,030	0,7039		Данная статья
		65AR1034	»	47	679	0,069	0,7039	0,7037±0,0002	» »
		65AR866	»	55	911	0,061	0,7037		» »

[а] ПА — поздний архей, РП — ранний протерозой, ПП — поздний протерозой, РК — ранний кембрий, Т — триас, ПЮ — поздняя юра, РМ — ранний мел, ПМ — поздний мел. [б] Указаны номера образцов, проанализированных для данной работы. Цифры в скобках означают число определений, заимствованных из литературы для расчета средних значений Rb/Sr. В некоторых случаях помимо этого использовались изохроны, но они относятся не только к тоналитам и трондьемитам. [в] ТО — тоналит, Т — трондьемит, Г — гранодиорит, А — амфиболит, КМ — кварцевый монцонит. [г] Неточности в пределах величины 2σ.

точки в значительной степени неопределенно из-за значительной экстраполяции ($2\sigma = \pm 0{,}0011$). Линия регрессии рассчитывалась с использованием величины $2\sigma = \pm 0{,}05\%$ для отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $2\sigma = \pm 5\%$ для возрастов. Первая величина приблизительно представляет собой среднюю точность для отдельных точек (табл. 1).

Значение $0{,}7039 \pm 0{,}0004$ неотличимо от средней величины $0{,}7037 \pm \pm 0{,}0002$, рассчитанной Хартом и Бруксом [14] для современных базальтов океанических островов и островных дуг, а самое низкое значение для возраста



РИС. 1. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в тоналитовых и трондьемитовых породах. Сплошная линия — график регрессии, настоящему времени соответствует значение $0{,}7039_1 \pm 0{,}0003_8$ и наклон $-1{,}076 \pm 0{,}231$ ($\times 10^{-6}$); две линии, характеризующие неопределенность данных, соответствуют 95%-ному уровню значимости. Точка, отвечающая изотопному составу клинопироксена (светлый квадрат), нанесена по данным Харта и Брукса [14], а значение BABI (светлый ромб) — по Папанастасио и Вассербургу [29].

4550 млн. лет практически совпадает с величиной BABI [29]. Среднее значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ $0{,}7011_4$ для возраста 2700 млн. лет, определенное для пироксенов [14], довольно хорошо совпадает с линией регрессии, для которой значение 0,7010 соответствует возрасту 2700 млн. лет.

Разброс точек около линии регрессии хотя и превышает учтенные ошибки, но все же эти отклонения значительно меньше изменений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для современных базальтов мантийного происхождения из океанических областей. Эту особенность иллюстрирует рис. 2, на котором видны различия между измеренными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и значениями, полученными исходя из графика регрессии для того же времени. Для сравнения показаны пределы колебаний отношений в базальтах океанических островов, океанических хребтов и островных дуг. Вариации значений отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, определенные для тоналитов и трондьемитов, охватывающих возрастной интервал в 2700 млн. лет, составляют около одной трети от величины этого отношения в базальтах океанических островов и океанических хребтов и находятся примерно в тех же пределах, что и отношения в породах островных дуг. Эти данные указывают на то, что область образования тоналитовых и трондьемитовых пород характеризовалась сравнительно постоянным отношением Rb/Sr на протяжении геологического времени. Отношения изотопов стронция ограничиваются двумя кривыми роста, исходящими из величины BABI, которые пересекают ось ординат в точках 0,7030 и 0,7050, с соответствующими отношениями Rb/Sr 0,021 и 0,031.

На рис. 3 две кривые эволюции изотопного состава стронция сравниваются с кривой, построенной автором по тоналитовым породам. Между основным

трендом эволюционной кривой Харта и Брукса [14] и линией, установленной для тоналитов и трондьемитов, наблюдаются незначительные различия. Эволюционная кривая Херста [23] существенно отличается от двух первых. Херст [23] придает большое значение первичным отношениям изотопов стронция

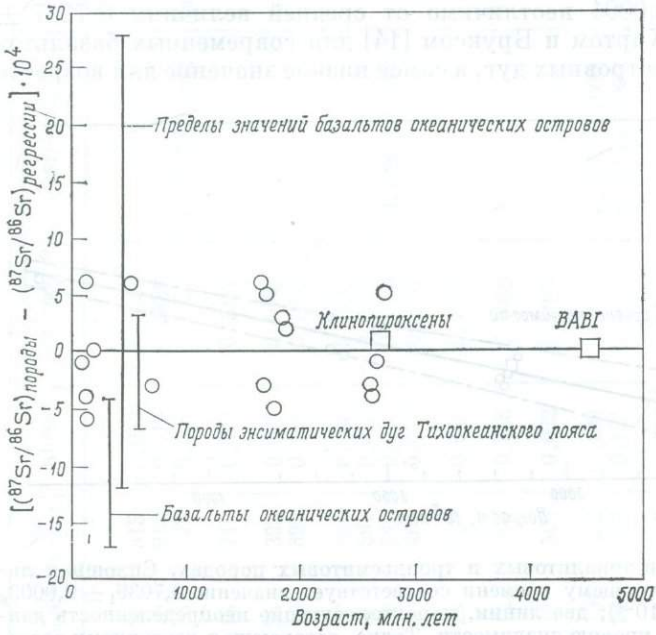


РИС. 2. Отклонения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в тоналитах и трондьемитах от регрессивной линии (рис. 1). Данные по современным океаническим базальтам [20] и породам островных дуг Тихоокеанского пояса [14, 18, 32] приведены для сравнения независимо от оси времени.

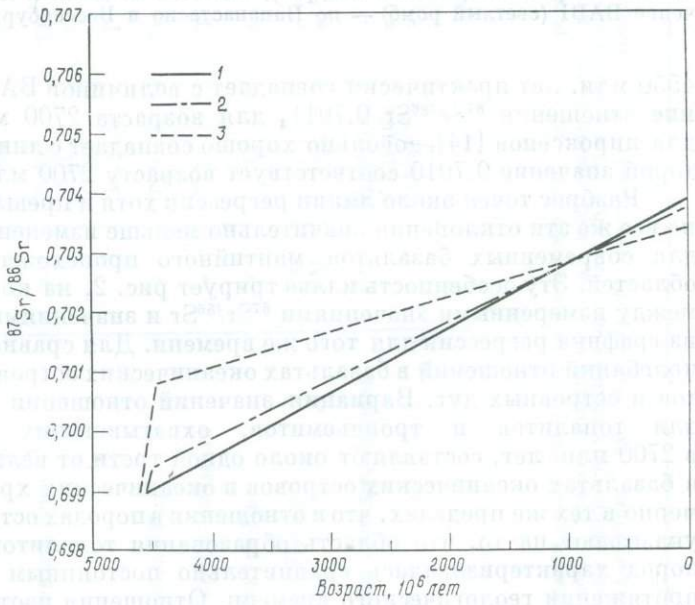


РИС. 3. Три современные модели эволюции изотопного состава стронция в мантии Земли. В модели Харта и Брукса [14] не учтены тренды молодых базальтов, имеющие второстепенное значение. *1* — данные автора; *2* — данные Харта и Брукса [14]; *3* — данные Херста [23].

в древних гнейсах Гренландии и Лабрадора; он считает, что они являются первичными, мантийными. Как отмечал Мурбат [26], несколько повышенные первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые наблюдаются в гнейсах Гренландии, можно объяснить непродолжительностью пребывания в коре протолитов (50—100 млн. лет).

Развивая многостадийную эволюционную модель изменения изотопного состава Sr в мантии, Харт и Брукс [14] высказали предположение о том, что основные вариации отношений Rb/Sr и U/Pb в молодых мантийных базальтах, явившиеся причиной изменения изотопного состава Sr и Pb соответственно, возникли 1,7 ± 0,2 млрд. лет назад, тогда как Сан и Хансон [36] устанавливают более широкие временны́е пределы (2,0 ± 0,1 млрд. лет назад) для периода возникновения этой неоднородности. Тацумото [37] выразил сомнение по поводу существования одного эпизода, изменившего мантийные отношения изотопов, и сделал предположение о ранней стадии дифференциации, происходившей одновременно со становлением протокоры. Вследствие конвекции была нарушена первичная стратификация по составу и образовались домены. Источником современных базальтов были как эти ранние домены, так и образовавшиеся позднее смеси. В этой модели Тацумото предполагает, что изохроны Sr и Rb отвечают лишь средним величинам и не имеют определенного временно́го значения. Модель Харта и Брукса [14] должна бы соответствовать ограниченным вариациям изотопов Sr, которые наблюдаются в трондьемитах и тоналитах архейского и раннепротерозойского возраста, однако более молодые породы обладают не бо́льшим разбросом в значениях $^{87}Sr/^{86}Sr$, чем древние.

Независимо от того, происходило ли изменение изотопного состава стронция дискретно или непрерывно, несомненными остаются вариации изотопного состава Sr в базальтах океанических хребтов и океанических островов, которые определяют различные модели и временны́е схемы. В то же время данные, приведенные в настоящей работе, характеризуют мантийный источник тоналитов и трондьемитов на протяжении 2600 млн. лет земной истории. Различия между этими двумя группами данных должны быть объяснены с геологических позиций. Примечательно то, что между результатами определения изотопного состава пород островных дуг и тоналитов и трондьемитов наблюдается соответствие; возможно, что это ключ к пониманию отмеченных выше различий. Для объяснения особенностей изотопии Sr тех и других образований должны быть применены одни и те же основные положения.

Породы островных дуг интерпретируются либо как непосредственные производные мантии, либо как продукты многостадийных процессов. В любом случае они образовались из источника, обладающего удивительно постоянным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, так же, как тоналиты и трондьемиты (и многие базальты океанических островов). Объясняя несколько более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах океанических островов, Хедж [17] пришел к заключению, что они являются результатом двустадийной эволюции мантии. Это согласуется с наблюдаемой корреляцией отношений Na_2O/K_2O, Rb/Sr с первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в океанических базальтах. Таким образом, либо тоналиты и трондьемиты и породы островных дуг не были связаны с участками обогащенной мантии, либо тектономагматические процессы, контролировавшие образование этих пород, повторно гомогенизировали химический и изотопный состав, установившийся в прошлом.

Хансон [12] обращает внимание на соотношение объемов исходного материала и получившейся из него магмы кислого состава. В качестве примера приводится гранитное тело, имеющее объем 125 км^3; если при его образовании степень частичного плавления достигала 20%, то объем исходного вещества должен был составлять 625 км^3. Это важный аспект при оценке возможности изотопной и химической гомогенизации в источнике магмы. Тоналиты и трондьемиты, рассматриваемые в данной работе, являются кислыми породами, и, таким образом, на единицу объема образующегося трондьемита или тоналита требуется очень большой объем мантийного перидотита независимо от количества промежуточных стадий формирования этих пород.

Следовательно, высокая величина отношения объемов исходных и образованных пород свидетельствует в пользу непрерывных изотопных вариаций, что иллюстрируется данными для океанических базальтов.

Модель частичного плавления. Хедж [16] подчеркивал значение связи содержаний Rb и Sr для широкого ряда пород ультраосновного — среднего состава и предостерегал против использования первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ как единственного показателя генезиса магмы. Во многих исследованиях проведены сравнения между мантийными отношениями изотопов стронция

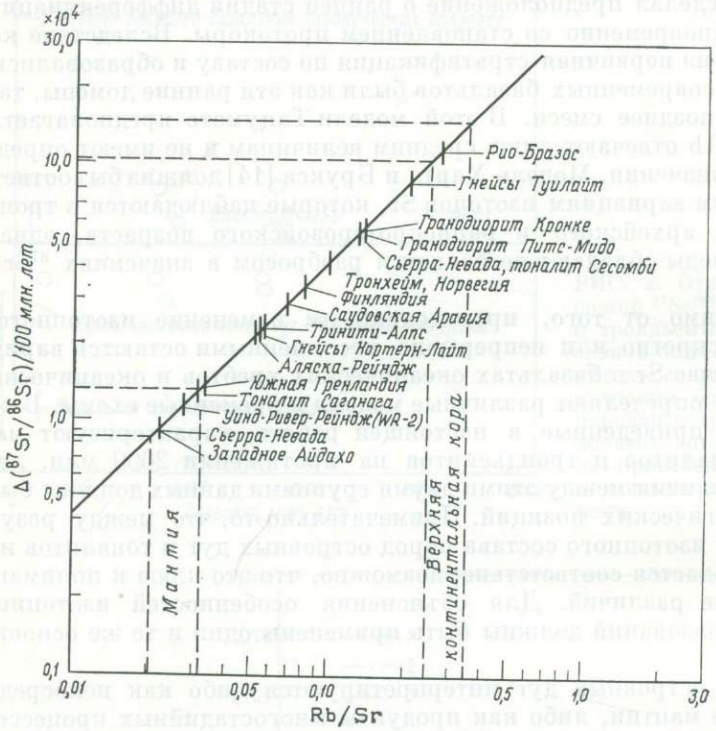


РИС. 4. Скорость увеличения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (за интервалы в 100 млн. лет) как функция отношений Rb/Sr (изохрона в 100 млн. лет в логарифмическом масштабе). На изохроне показаны средние значения отношения Rb/Sr в тоналитах и трондьемитах (табл. 1). Медианное значение этих отношений равно 0,075.

и отношениями, которые должны соответствовать графику изменения изотопного состава, отражающего коровые отношения Rb/Sr; последние на порядок выше мантийных. Данные, приведенные в настоящей статье (табл. 1), еще раз подчеркивают значение этой проблемы.

На рис. 4 показана скорость увеличения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ за интервалы в 100 млн. лет как функция отношения Rb/Sr. Для сравнения средние отношения Rb/Sr для пород из табл. 1 нанесены на линию, которая отражает мантийные и вехнекоровые отношения Rb/Sr. Пределы колебаний отношений Rb/Sr в тоналитах и трондьемитах примерно на порядок превышают мантийные и приближаются к верхнекоровым. Медианное значение отношения Rb/Sr для этих пород составляет 0,075, что соответствует скорости роста отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,00031/100 млн. лет. При самом низком отношении Rb/Sr некоторые тоналиты и трондьемиты докембрийского возраста в настоящее время имеют отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые находятся в интервале значений для современных базальтов.

Смысл этого ясен при рассмотрении петрогенезиса гранитных пород, которые характеризуются мантийными или почти мантийными значениями

отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$. В развивающейся коре или в коре, подвергшейся воздействию позднего орогенеза, граниты с низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ могли образоваться вследствие частичного плавления ранее сформировавшейся коры, сложенной преимущественно породами тоналитового и трондьемитового состава. Например, кора, имеющая возраст 3 млрд. лет, мантийное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7007 и среднее отношение Rb/Sr 0,075, через 300 млн. лет даст породы с отношением изотопов Sr 0,7016. Таким образом, образовавшиеся в этой области граниты, имеющие возраст 2700 млн. лет, могут характеризоваться сравнительно низким отношением изотопов Sr, несмотря на то, что они образовались за счет значительно более древних коровых пород.

Заключение

1. Тоналитовые и трондьемитовые породы, варьирующие по возрасту от позднемеловых до позднеархейских, обладают первичными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые образуют простой линейный тренд между значениями 0,7039 (для настоящего времени) и 0,7010 (для 2650 млн. лет назад); продолжение этой линии проходит через отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, соответствующее метеоритам с возрастом 4550 млн. лет. Положение кривой роста отношений изотопов Sr определяется современным отношением Rb/Sr, равным 0,025. Хотя рассмотренные данные не доказывают раннее увеличение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, как следует из высокого отношения Rb/Sr, экстраполяция от времени 2700 млн. лет назад до возраста Земли довольно затруднительна, в связи с чем рассмотренные результаты не исключают такой возможности (рис. 1). Аналогично этому небольшие колебания величины отношений Rb/Sr между временем 2700 млн. лет назад и настоящим моментом не подкрепляются полученными данными. Тем не менее вариации отношений изотопов Sr в мантийных источниках тоналитов и трондьемитов в первом приближении могут быть представлены в виде почти линейной зависимости.

2. Вариации отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в фанерозойских и позднепротерозойских трондьемитах те же, что и для раннепротерозойских и позднеархейских пород. В отличие от этого мантийные океанические базальты позднего кайнозоя характеризуются широкими пределами колебаний отношений изотопов стронция. Тем не менее значение 0,7039 и вариации отношений в трондьемитах соответствуют изотопному составу вулканических пород молодых островных дуг, образовавшихся на океанической коре. Это сходство предполагает образование тех и других из сходных мантийных источников либо в результате процессов, которые гомогенизировали изотопные отношения, что отразилось на изотопном составе океанических базальтов.

3. Тоналиты и трондьемиты характеризуются низкими отношениями Rb/Sr, которые располагаются между мантийными значениями и значениями, характерными для верхней коры. Среднее отношение Rb/Sr, равное 0,075, характеризует асимметричное распределение отношений. Эти данные свидетельствуют о том, что гранитные породы в узком смысле могли образоваться при анатексисе тоналитовых и трондьемитовых пород, которые в течение значительного промежутка геологического времени находились в коре; образовавшиеся граниты не обязательно будут иметь высокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Образцы были любезно предоставлены Колманом, Гамильтоном, Ланфиром и Липманом. Себулой и Гроеном они были подготовлены для анализов. Химические определения были произведены покойным Хендерсоном, а масс-спектрометрические анализы — Хилдретом. Арт, Хедж и Голдич ознакомились с рукописью и сделали много ценных замечаний. Помощь всех этих людей заслуживает самой большой благодарности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas, J. Pet., 1978.
2. *Barker F., Peterman Z. E., Hildreth R. A.*, A rubidium-strontium study of the Twilight Gneiss, west Needle Mountains, Colorado, Contrib. Miner. Pet., 23, 271—282, 1969.
3. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1.7- to 1.8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189—198, 1976.
4. *Barker F., Peterman Z. E., Henderson W. T., Hildreth R. A.*, Rubidium-strontium dating of the trondhjemite of Rio Brazos, New Mexico, and the Kroenke Granodiorite, Colorado, U.S. Geol. Surv. J. Res., 2, 705—709, 1974.
5. *Doering W. P.*, A rapid method for measuring the Rb/Sr ratio in silicate rocks, U.S. Geol. Surv. Prof Pap., 600-C, C164—C168, 1968.
6. *Faure G., Hurley P. M.*, The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: applications to the origin of igneous rocks, J. Pet., 4, 31—50, 1963.
7. *Faure G., Powell J. L.*, Strontium isotope geology, Springer-Verlag, N. Y., 188 pp., 1972.
8. *Gast P. W.*, Limitations on the composition of the upper mantle, J. Geophys. Res., 65, 1287—1297. 1960.
9. *Gast P. W., Tilton G. R., Hedge C. E.*, Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands, Science, 145, 1181—1185, 1964.
10. *Hamilton W.*, Trondhjemite in the Riggons quadrangle, western Idaho, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 450-E, E58-E102, 1962.
11. *Hansen W. R., Peterman Z. E.*, Basement-rock geochronology of the Black Canyon of the Gunnison, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 600-C, C80-C90, 1968.
12. *Hanson G. N.*, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic compostion, Earth Planet. Sci. Lett., 38, 26—43, 1978.
13. *Hanson G. N., Goldich S. S., Arth J. G., Yardley D. H.*, Age of the early Precambrian rocks of the Saganaga Lake-Northern Light Lake area, Ontario — Minnesota, Can. J. Earth Sci., 8, 1110—1124, 1971.
14. *Hart S. R., Brooks C.*, The geochemistry and evolution of early Precambrian mantle, Contrib. Miner. Pet., 61, 109—128, 1977.
15. *Hawkesworth C. J., Moorbath S., O'Nions R. K., Wilson J. F.*, Age relationships between greenstone belts and "granites" in the Rhodesian Archaean craton, Earth Planet. Sci. Lett., 25, 251—262, 1975.
16. *Hedge C. E.* Variations in radiogenic strontium found in volcanic rocks, J. Geophys. Res., 71, 6119—6126, 1966.
17. *Hedge C. E.* Strontium isotopes in basalts from the Pacific Ocean Basin, Earth Planet Sci. Lett., 38, 88—94, 1978.
18. *Hedge C. E., Peterman Z. E.*, Strontium: 38-B isotopes in nature, *In*: Handbook of Geochemistry, Springer-Verlag, N.Y., II/4, 38B-1 to 38B-14, 1974.
19. *Hedge C. E., Walthall F. G.*, Radiogenic strontium-87 as an index of geologic processes, Science, 140, 1214—1217, 1963.
20. *Hofmann A. W., Har S. R.*, An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle, Earth Planet. Sci. Lett., 38, 44—62, 1978.
21. *Hotz P. E.*, Plutonic rocks of the Klamath Mountains, California and Oregon, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 684-B, B1-B20, 1971.
22. *Hurley P. M., Hughes H.*, Faure G., *Fairbairn H. W., Pinson W. H.*, Radiogenic strontium-87 model of continent formation, J. Geophys. Res., 67, 5315—5333, 1962.
23. *Hurst R. W.*, Sr evolution in the west Greenland-Labrador craton: a model for early Rb depletion in the mantle, Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 39—44, 1978.
24. *Kagami H., Shuto K., Gorai M.*, A consideration on the relation between rock types of acid igneous rocks and their initial Sr isotopic ratios, J. Geol. Soc. Jap., 82, 655—660, 1976.
25. *Kistler R. W., Peterman Z. E.*, Variations in Sr, Rb, K, Na, and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3489—3512, 1973.
26. *Lamphere M. A., Irwin W. P., Hotz P. E.*, Isotopic age of the Nevadan orogeny and older plutonic and metamorphic events in the Klamath mountains, California, Geol. Soc. Am. Bull., 79, 1027—1052, 1968.
27. *Lipman P. W.*, Gibson Peak pluton — a discordant composite intrusion in the southeastern Trinity Alps, northern California, Geol. Soc. Am. Bull., 74, 1259—1280, 1963.
28. *Moorbath S.*, Evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence, Nature, 254, 395—398, 1975.
29. *Papanastassiou D. A., Wasserburg G. J.*, Initial strontium isotopic abundances and the resolution of small time differences in the formation of planetary objects, Earth Planet. Sci. Lett., 5, 361—376, 1969.

30. *Peterman Z. E., Barker F.*, Rb-Sr whole-rock age of trondhjemites and related rocks of the southwestern Trondheim region, Norway, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., 76—670, 17 pp., 1976.
31. *Peterman Z. E., Hedge C. E.*, Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts, Geol. Soc. Am. Bull., 82, 493—500, 1971.
32. *Peterman Z. E., Heming R. F.*, $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in calc-alkali lavas from the Rabaul Caldera, Papua New Guinea, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1265—1268, 1974.
33. *Reed B. L., Lanphere M. A.*, Age and chemistry of Mesozoic and Tertiary plutonic rocks in south-central Alaska, Geol. Soc. Am. Bull., 80, 23—44, 1969.
34. *Steiger R. H., Jager E.*, Subcommission on geochronology: convention and use of decay constants in geo- and cosmochronology, Earth Planet. Sci. Lett., 35, 359—362, 1977.
35. *Subbarao K. V., Hedge C. E.*, K, Rb, Sr, and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in rocks from the mid-Indian oceanic ridge, Earth Planet. Sci. Lett., 18, 223—228, 1973.
36. *Sun S. S., Hanson G. N.*, Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt, Geology, 3, 297—302, 1975.
37. *Tatsumoto M.*, Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution, Earth Planet. Sci. Lett., 38, 63—87, 1978.
38. *Van Breeman O., Aftalion M., Allart J. H.*, Isotopic and geochronologic studies on granites from the Ketilidian mobile belt of South Greenland, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 403—412, 1974.

Глава 5

Еще раз об океанических плагиогранитах

Р. Г. Колман и М. М. Донато

Краткое содержание

Лейкократовые породы, названные плагиогранитами, встречаются в верхних частях тел габбро и в расслоенных комплексах офиолитов, представляя собой мелкие обособленные дифференциаты толеитово-базальтовой магмы. Эти породы состоят из кварца и плагиоклаза с небольшим количеством ферромагнезиальных минералов. С низкотемпературными гидротермальными изменениями связано наличие вторичных минералов — эпидота, хлорита и актинолита.

Плагиограниты характеризуются исключительно низкими содержаниями K_2O; содержания Na_2O и CaO выше, а общего железа — ниже, чем в большинстве континентальных гранитов и риолитов. По этим и другим химическим характеристикам (K/Rb, Rb/Sr и содержания р. з. э.) плагиограниты можно отличить от континентальных лейкократовых пород.

Нормальная зональность плагиоклаза и состав гранофировых срастаний указывают, что эти породы являются продуктом магматических процессов. Низкое содержание K_2O в них не является исключительно результатом посткристаллизационного гидротермального изменения. Однако данные по изотопии стронция и кислорода указывают, что в процессе образования плагиогранитов на какой-то стадии происходило взаимодействие с морской или метеорной водой.

Введение

Присутствие лейкократовых пород в верхних горизонтах кумулятивных габбро и в расслоенных офиолитовых комплексах (в виде даек) отмечалось многими авторами [20, 39, 10, 12, 27, 30, 7, 16, 1, 11]. Ныне общепризнано, что эти лейкократовые породы, называемые плагиогранитами [18], представляют собой мелкие обособленные дифференциаты субщелочного толеитового базальта.

Плагиограниты приурочены только к аллохтонным офиолитам и никогда не проникают в залегающие здесь же автохтонные породы. Во многих случаях плагиограниты перемежаются с подстилающими кумулятивными габбро или перекрывающими диабазами [39]. Лишь изредка плагиограниты действительно прорывают подстилающие перидотиты офиолитовой серии, но тектонические блоки плагиогранитов в серпентинизированных перидотитах весьма обычны. В этой ситуации плагиограниты десилифицируются с образованием альбититов [24, 15]. Детальное картирование офиолитовых комплексов показывает, что в их габбровой части плагиограниты обычно составляют менее 5%.

Принято считать, что офиолиты — это фрагменты океанической коры, созданной процессами подводного вулканизма в срединно-океанических хребтах, краевых бассейнах и в островных дугах [17]. Тесная пространственная связь плагиогранитов с габбровой составляющей офиолитов и постепенные переходы в их составе от тоналита через трондьемит к альбитовому граниту свидетельствуют о когенетичности всех этих пород. Поэтому наличие когенетических лейкократовых пород в верхних частях базальтовой постройки океанической коры означает, что имела место некоторая дифференциация

R. G. Coleman, U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA 94025, U.S.A.; *M. M. Donato*, U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA 94205, U.S.A.

базальта. Осуществляемое сейчас интенсивное изучение современной океанической коры с помощью драгирования и бурения выявило лишь несколько образцов, представляющих собой настоящие лейкократовые дифференциаты [5]. Тем не менее при тщательных исследованиях в районе FAMOUS [13] получены документальные свидетельства дифференциации в современном Срединно-Атлантическом хребте. Редкая встречаемость плагиогранитов в материале, извлеченном при драгировании и бурении в океанах, вполне соответствует их незначительному распространению в офиолитах и предполагаемому залеганию под несколькими километрами подушечных лав и комплексом параллельных даек.

Океанические плагиограниты имеют ряд важных отличий от континентальных трондьемитов и тоналитов. Плагиограниты, образовавшиеся при дифференциации базальтовой магмы на небольших глубинах в океанической коре, химически и минералогически отличаются от трондьемитов, возникших под мощной докембрийской континентальной корой путем частичного плавления или фракционной кристаллизации. Менее ясно различие между океаническими плагиогранитами и трондьемитами — тоналитами, образовавшимися в фанерозойских складчатых поясах.

Кератофиры и плагиограниты

Проблема кератофиров и их возможных взаимоотношений с плагиогранитами неизбежно возникает при любом обсуждении лейкократовых пород в офиолитах. Согласно одной интерпретации [3], кератофир, т. е. тонкозернистая порода, состоящая в основном из натрового плагиоклаза и кварца, своим низкокалиевым и высоконатровым составом обязан низкотемпературным гидротермальным изменениям лавы от среднего до кислого состава, включая взаимодействие с морской водой. Кератофиры встречаются в виде мелких субвулканических штоков или параллельных даек, распространенных среди базальтов в расслоенных комплексах офиолитов (например, в Омане). Во многих таких случаях интрузивные соотношения с окружающими мафитами неясны. Однако имеются микроструктурные и полевые свидетельства того, что «кератофиры» действительно являются магматитами, а не метасоматитами и могут считаться вулканическим эквивалентом плагиогранитов.

В некоторых офиолитах в верхних частях стратифицированных комплексов кислые потоки и дайки «кератофирового» состава могут преобладать над базальтами [6, 21]. Очевидно, что столь существенные объемы пород нельзя объяснить только простой дифференциацией; действительно, такие кератофиры трудно интерпретировать в рамках модели офиолитов срединно-океанических спрединговых хребтов. В таких случаях большое внимание должно уделяться выяснению взаимоотношений пород в поле и идентификации типа офиолитов (офиолиты островных дуг и краевых бассейнов). Возраст кислых вулканитов сравнительно с мафит-ультрамафитовой частью комплекса является здесь решающим, поскольку для большинства офиолитов история и окружающая обстановка сложны и разнообразны. Как и во многих геологических проблемах, большую роль здесь играет семантика: несомненно, есть «кератофиры и кератофиры».

Номенклатура

Имеющиеся модальные анализы плагиогранитов группируются вдоль кварц-плагиоклазовой стороны треугольника Q — A — P (рис. 1). Прокрашивание образцов плагиогранита из очень многих районов выявило лишь ничтожные количества интерстиционного калиевого полевого шпата. Соласно классификации плутонических пород Международного союза геологических наук

(IUGS) [33], лейкократовые породы с такими содержаниями кварца и плагиоклаза называются тоналитами (содержание ферромагнезиальных минералов менее 10%). Если плагиоклаз по составу An_{10} и кислее, такие породы называются альбитовыми гранитами.

Колман и Питерман [18] предложили термин «океанические плагиограниты» в качестве общего описательного и собирательного термина, так как лейкократовые породы из офиолитовых комплексов широко варьируют по соотношениям кварца и плагиоклаза. Использование этого термина позволяет не путать рассматриваемые породы с тоналитами, трондьемитами, диоритами

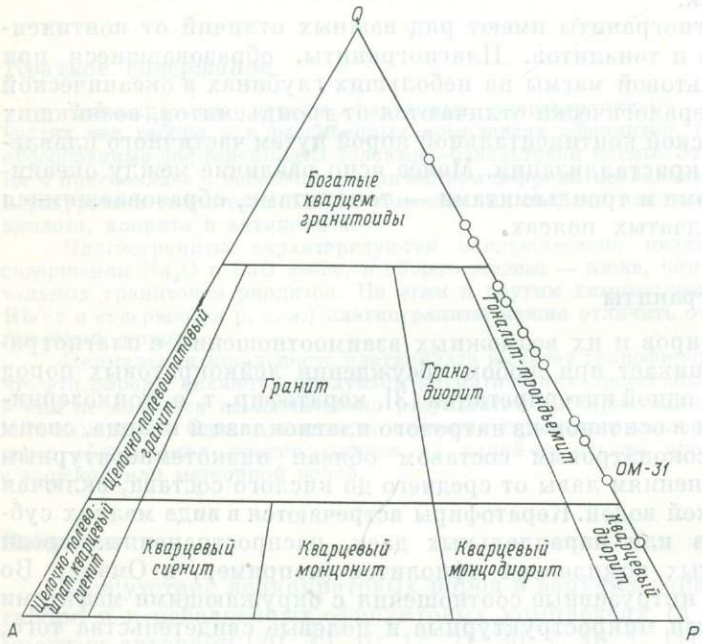


РИС. 1. Модальный состав плагиогранитов Кипра и Омана, по Колману и Питерману [18]. Использована классификация пород Штрекейзена [33].

и альбитовыми гранитами, которые были первоначально описаны в континентальных магматических комплексах и имеют другое происхождение, нежели предполагаемое для офиолитов. Мы предлагаем термин «континентальные трондьемиты» как собирательный для тех лейкократовых гипабиссальных пород, которые образовались на окраинах континентов или внутри их.

Петрография

Плагиограниты из офиолитовых серий — это мелкозернистые породы с гипидиоморфной структурой, состоящие главным образом из кварца и зонального плагиоклаза (An_{10-60}). В противоположность гранофирам из дифференцированных частей континентальных мафитовых интрузий в плагиогранитах мало или нет совсем калиевого полевого шпата. Ферромагнезиальные минералы, чаще всего роговая обманка или пироксен, присутствуют лишь в малых количествах (менее 10%). Обычно эти минералы хлоритизированы, и их первичный состав трудно определить. Хотя содержание железа в этих породах низкое, в качестве акцессорного минерала присутствуют ильменит-магнетитовые сростки. Наличие циркона в качестве обычного акцессория, особенно в богатых кварцем (более 68% SiO_2) плагиогранитах, позволило получить новые важные U-Pb-датировки офиолитовых комплексов [27].

Характерно, что в породах офиолитовых ассоциаций широко проявлен гидротермальный метаморфизм [22, 31]. Почти все плагиограниты, изученные

нами, затронуты им и содержат вторичные эпидот, хлорит, актинолит и альбит. Метаморфизм может сопровождаться метасоматозом, приводящим к изменению первичных минералов и валового состава плагиогранита в им затронутых участках. Хотя рассматриваемые породы обычно метаморфизованы и перекристаллизованы, устойчивость их модального состава и сохранение магматических микроструктур свидетельствуют об их первично-магматическом, а не метасоматическом происхождении. Судя по отсутствию метаморфических текстур, метаморфизм был статическим гидротермальным.

Прорастания

Характерная особенность микроструктуры плагиогранитов — это тонкие прорастания плагиоклаза и кварца в мезостазисе. Термин «мирмекит» кажет-



РИС. 2. Микрофотографии двух типов кварц-плагиоклазовых прорастаний в плагиограните из Омана (обр. ОМ-31). Плагиоклаз светлый, кварц темный. *а* — неправильной формы выделения натрового полевого шпата имеют одинаковую оптическую ориентировку с идиоморфным нормально зональным кристаллом плагиоклаза. *б* — графические прорастания кварцевых и плагиоклазовых зерен с почти правильными контурами.

ся здесь неприемлемым, так как в состав большинства ранее описанных мирмекитов входит калишпат; мы считаем, что червеобразные и графические структуры в плагиогранитах имеют иной генезис.

В плагиогранитах наблюдались три типа кварц-плагиоклазовых прорастаний. Все они могут присутствовать в одной и той же породе, но последние два преобладают.

1. Червеобразные прорастания, в которых кварц образует «заливы» или внедряется в зерна плагиоклаза.

2. Червеобразные прорастания, в которых червеобразные зерна кварца и плагиоклаза слагают большую часть мезостазиса между идиоморфными и субидиоморфными зернами плагиоклаза (рис. 2, *а*). Плагиоклаз прораста-

ний часто примыкает к идиоморфным зернам плагиоклаза, имея одинаковую с ним оптическую ориентировку, что позволяет предполагать кристаллографическую непрерывность в процессе роста. Кварцевые выделения имеют одинаковую друг с другом оптическую ориентировку в пределах обособленных участков диаметром до 1,5 мм. Кварц и полевой шпат, вероятно, кристаллизовались одновременно. Эта форма прорастания подобна «гранофирам» Баркера [8].

3. Графические прорастания кварца и плагиоклаза, в которых плагиоклаз-хозяин содержит включения кварца треугольного или неправильного сечения

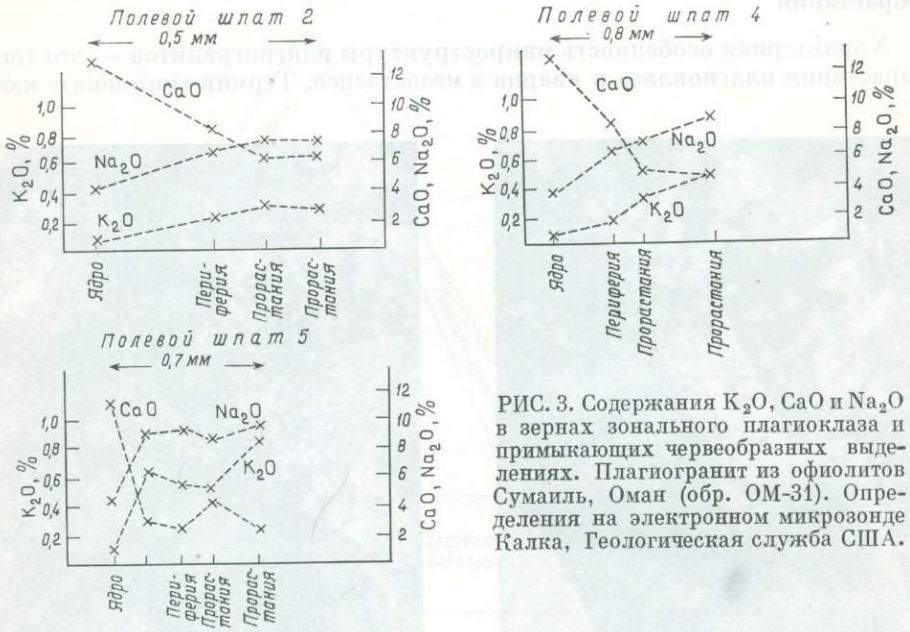


РИС. 3. Содержания K_2O, CaO и Na_2O в зернах зонального плагиоклаза и примыкающих червеобразных выделениях. Плагиогранит из офиолитов Сумаиль, Оман (обр. ОМ-31). Определения на электронном микрозонде Калка, Геологическая служба США.

(рис. 2, *б*). Эти микроструктуры также говорят об одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата; такие прорастания можно считать миниатюрным натровым аналогом «письменного гранита» [8].

Плагиоклаз-кварцевые прорастания в мезостазисе многих плагиогранитов служат структурным и химическим свидетельством магматического генезиса этих пород. Как упоминалось выше, эти прорастания весьма напоминают «графические» и «гранофировые» структуры, которые обычно считают результатом одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата из расплава [8]. В графических пегматитах тонкие прорастания кварца и натрового плагиоклаза не столь распространены, как кварц-калишпатовые прорастания, но все же имеют место [14]. Есть основания считать, что магматические процессы, подобные тем, которые привлекаются для объяснения генезиса калиевых гранофиров, участвуют и в образовании плагиогранитов (одновременная кристаллизация кварца и плагиоклаза из расплава на поздней стадии). В случае плагиогранита, однако, в расплаве недостаточно K_2O для образования калишпата.

Составы и модальные содержания полевых шпатов в неизменном плагиограните из офиолитового комплекса Сумаиль, Оман, также указывают на магматический генезис. Электронно-микрозондовые анализы фенокристаллов плагиоклаза и червеобразных зерен из прорастаний приведены в табл. 1 и рис. 3.

Резко выраженная зональность фенокристаллов плагиоклаза, заметная в шлифах, подтверждается микрозондовыми анализами. Систематическое

Таблица 1

Составы полевых шпатов в кварц-плагиоклазовых прорастаниях, рассчитанные валовые составы прорастаний и валовой состав плагиогранита из офиолитового комплекса Сумаиль, Оман

	Полевой шпат 3 (Кв 49%, Пл 51%) «Графический» тип	Полевой шпат 4 (Кв 52%, Пл 48%) «Червеобразный» тип	Валовые составы прорастаний [а]		Валовой состав породы [б]
	Среднее по 4 точкам	Среднее по 2 точкам	Полевой шпат 3	Полевой шпат 4	(ОМ-31)
SiO_2	60,9 [в]	61,7	80,1	81,6	64,0
Al_2O_3	24,7	23,4	12,6	11,3	15,1
CaO	6,5	5,0	3,3	2,4	5,5
Na_2O	7,7	8,0	3,9	3,8	3,9
K_2O	0,30	0,40	0,15	0,19	0,18
An	31,0	25,0			
Or	2,0	2,0			
Ab	67,0	73,0			

[а] Рассчитаны по модальным анализам прорастаний. [б] Определен скоростным рентгенофлуоресцентным анализом породы, аналитик Смит, Геологическая служба США. [в] Анализы на электронном микрозонде, аналитик Калк, Геологическая служба США.

уменьшение содержания CaO от ядра к периферии сочетается с увеличением содержания Na_2O и, что особенно показательно, K_2O на периферии фенокристаллов и в выделениях плагиоклаза в мезостазисе. Составы полевого

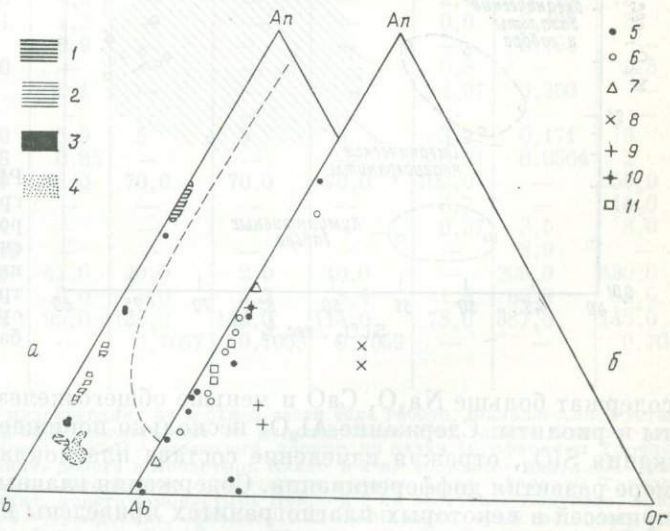


РИС. 4. Составы полевых шпатов и валовые нормативные составы пород в системе Ab — An — Or. *а* — ядро и периферия кристаллов плагиоклаза и плагиоклаз прорастаний в плагиогранite ОМ-31 по результатам анализа на микрозонде. Полевые шпаты из натрового графического пегматита [14] подобны полевым шпатам из прорастаний, но несколько богаче калием. *б* — валовые составы некоторых плагиогранитов. Два образца из Омана содержат калишпат, но полевые соотношения указывают, что это могут быть поздние интрузивные породы, не связанные офиолитами. Показаны также континентальные тронд-ьемиты, гранофиры и валовой состав прорастаний в ОМ-31. *1* — ядро; *2* — периферия; *3* — прорастания; *4* — полевые шпаты из натрового графического пегматита [14]; *5* — плагиограниты Омана; *6* — плагиограниты Кипра [18]; *7* — Каньон-Маунтин, Орегон [36]; *8* — континентальный гранофир [26]; *9* — тронд-ьемит Финляндии [4]; *10* — обр. ОМ-31; *11* — валовой состав прорастаний

шпата периферических частей фенокристаллов и мезостазиса подобны тем, которые установлены в натровых графических пегматитах [14]. Такие тенденции в изменении состава должны отражать взаимодействие кристаллов

и флюида на поздних стадиях кристаллизации и не могут быть объяснены просто посткристаллизационным гидротермальным изменением. Заметим, что большая часть K_2O породы, по-видимому, сосредоточена в полевошпатовых прорастаниях, иногда составляющих от 30 до 40% породы.

Валовой состав прорастаний также говорит о магматическом генезисе этих пород. Модальные анализы, выполненные по микрофотографиям прорастаний, позволяют рассчитать процентное содержание кварца и плагиоклаза в мезостазисе. Эти данные, вместе с данными о составе полевого шпата в прорастаниях, позволяют определить приблизительный валовой состав прорастаний, который вполне соответствует конечным продуктам дифференциации первично низкокалиевой магмы (табл. 1 и рис. 4, *б*).

Химизм

Главные элементы. По валовому химическому составу плагиограниты во многом подобны гранитам и риолитам. Имеются, однако, важные отличия в химизме. В плагиогранитах K_2O обычно составляет менее 1%, тогда как в гранитах и риолитах — 3% и более. Кроме того, плагиограниты обычно

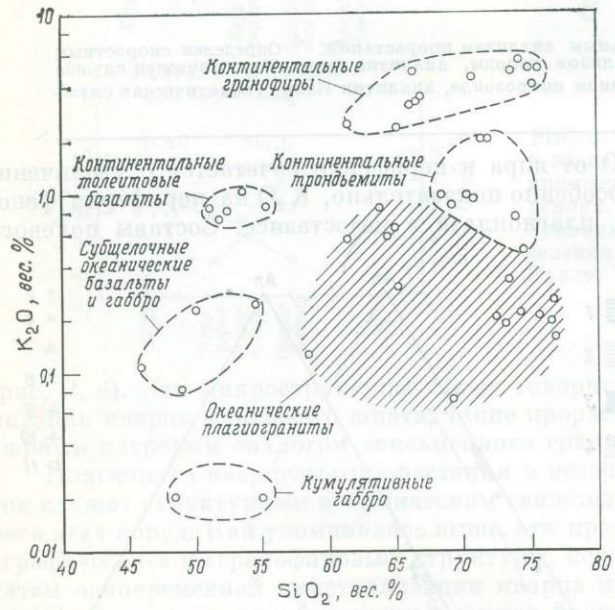


РИС. 5. Полулогарифмический график SiO_2 — K_2O, на котором сравниваются океанические плагиограниты с континентальными гранофирами, трондьемитами, толеитами и субщелочными океаническими базальтами и габбро.

содержат больше Na_2O, CaO и меньше общего железа, чем нормальные граниты и риолиты. Сдержание Al_2O_3 несколько понижается с повышением содержания SiO_2, отражая изменение состава плагиоклаза в сторону альбита по мере развития дифференциации. Содержания главных элементов и элементов-примесей в некоторых плагиогранитах приведены в табл. 2.

Исключительно низкое содержание калия в океанических плагиогранитах — вероятно, наиболее характерная черта их химизма, позволяющая отличать этот тип пород от континентальных гранофиров. Полулогарифмический график SiO_2 — K_2O (рис. 5) показывет, что средний океанический плагиогранит содержит калия меньше, чем средний континентальный базальт, и более чем в 10 раз меньше, чем континентальный гранофир.

Характерные особенности химизма плагиогранитов отражены в их нормативном составе. На треугольной диаграмме Ab — An — Or плагиограниты

Таблица 2

Содержания главных элементов (%) и элементов-примесей в некоторых плагиогранитах

	ОМ-31	ОМ-32	100-D	Су-55С	Су-52	Су-55А	Всm-3	UK-12	Красное море
SiO_2	64,0	73,0	70,7	69,4	65,4	65,2	74,9	72,39	67,6
Al_2O_3	15,1	13,4	14,1	14,0	14,5	13,5	13,0	15,51	13,0
Fe_2O_3	3,2	2,8	5,6	3,2	3,4	3,5	1,3	0,22	4,2
FeO	4,2	0,92	—	2,9	2,4	4,1	2,0	1,39	2,7
MgO	3,2	1,0	0,40	0,54	1,7	2,6	0,24	0,63	0,64
CaO	5,5	3,0	4,7	4,6	7,6	2,6	1,5	2,11	2,6
Na_2O	3,9	5,3	3,7	3,8	2,0	2,4	2,9	5,00	4,3
K_2O	0,18	0,12	0,2	0,07	0,30	0,64	0,33	1,78	2,5
H_2O^+	0,86	0,89	—	0,56	1,1	3,0	1,3	0,52	0,74
H_2O^-	0,14	0,41	—	0,12	0,52	1,4	0,06	0,03	0,34
TiO_2	0,92	0,47	0,50	0,56	0,84	0,77	0,22	0,23	0,76
P_2O_5	0,12	0,12	—	0,15	0,10	0,11	0,06	0,06	0,22
MnO	0,13	0,02	0,08	0,06	0,04	0,06	0,10	0,02	0,17
CO_2	0,02	0,03	—	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05
	101	101	100	100	100	100	100	100	99
Элементы-примеси, $млн^{-1}$									
Ni	18	9	0	15	10	10	—	3	—
Co	17	5	—	7	7	10	1,6	—	5
Cr	14	2	—	н. о.	н. о.	н. о.	2	40	1
Cu	4	3	—	—	—	1,5	—	—	9
Zn	19	7	—	—	—	—	—	—	—
La	3	4	3,9	—	—	—	3,1	—	34
Ce	9	12	11,1	—	—	—	9,2	14,7	100
Nd	—	—	10,7	—	—	—	—	4,68	60
Sm	2,8	3,8	4,3	—	—	—	2,4	0,727	13
Eu	0,9	1,1	1,2	—	—	—	0,9	0,489	3
Gd	—	—	6,9	—	—	—	—	0,755	—
Tb	0,7	1,0	—	—	—	—	0,8	—	2,5
Dy	—	—	9,1	—	—	—	4,97	0,300	—
Tm	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	3,5	4,9	5,9	5	5	5	3,2	0,171	16
Lu	0,5	0,8	0,85	—	—	—	0,61	0,0304	2
Zr	86,0	108,0	83,0	70,0	70,0	70,0	102,0	—	650,0
Hf	2,4	3,9	—	—	—	—	3,7	—	16,0
Th	1,2	0,4	—	—	—	—	0,37	3,5	8,0
U	0,28	0,19	—	—	—	—	—	3,9	—
Ba	95,0	64,0	42,0	20,0	2,0	10,0	—	209,0	430,0
Rb	5,0	5,0	2,0	1,0	3,5	3,4	1,8	65,9	85,0
Sr	107,0	114,0	95,0	135,0	148,0	114,0	78,0	387,0	145,0
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	—	—	—	0,7057	0,7053	0,7059	—	—	0,7048

н. о.—не обнаружено. ОМ-31 — плагиогранит из верхней части тела габбро, Фаладж-Али, Рустак, офиолиты Сумаиль, Оман. ОМ-32 — плагиогранит из верхней части тела габбро, Фаладж-Али, Рустак, офиолиты Сумаиль, Оман. 100-D — кварцевый диорит из пачки Н, офиолиты Троодос. Кипр [25]. Су-55С — плагиогранит, дорога в монастырь Кикко в 2 км восточнее Педуласа, офиолиты Троодос, Кипр [18]. Су-52 — плагиогранит, окрестности деревни Пини, офиолиты Троодос, Кипр [18]. Су-55А — плагиогранит, дорога в монастырь Кикко в 2 км восточнее Педуласа, офиолиты Троодос, Кипр [18]. Всm-3 — трондьемит, офиолиты Каньон-Маунтин, графство Грант, Орегон (неопубликованные данные Баркера). UK-12 — трондьемит, архейский магматический комплекс Уусикаупунки-Каланти, юго-западная Финляндия [4]. Красное море — гранофир из миоценовых офиолитов Тихама-Асир близ Джизана, Саудовская Аравия [19].

попадают в низкобарическое однополевошпатовое поле. В противоположность этому гранофиры, образованные при дифференциации континентальных базальтовых магм, содержат более 20% нормативного ортоклаза.

Тренды дифференциации, приводящие к образованию океанических плагиогранитов, можно проиллюстрировать треугольной диаграммой AFM

(рис. 6). Если состав среднего субщелочного океанического базальта принять за состав исходного расплава, можно показать, что лейкократовые породы офиолитовых комплексов тяготеют к толеитовому, а не к известково-щелочному тренду. Кумулятивные мафиты и ультрамафиты в офиолитах — свидетельство того, что фемические минералы отделяются от субщелочной базальтовой магмы, которая может в конечном итоге дать небольшое количество лейко-

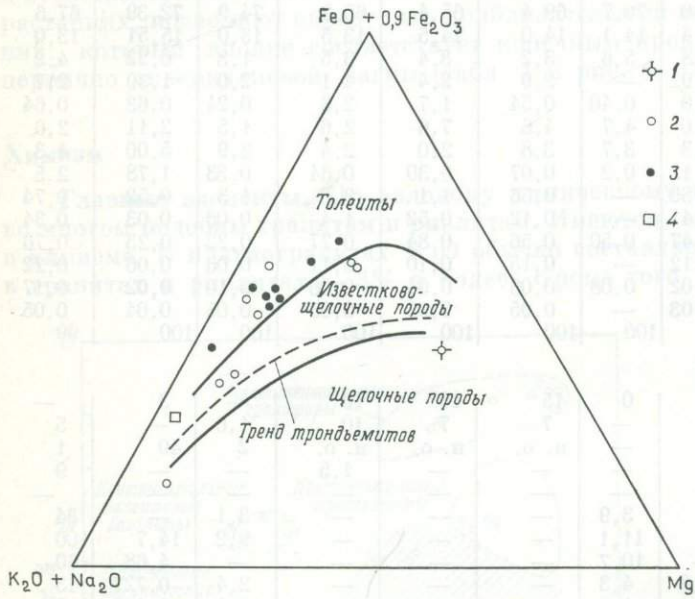


РИС. 6. Диаграмма AFM, на которой сопоставляются тренды дифференциации плагиогранитов и других лейкократовых пород. Сплошные линии разделяют поля толеитовых, известково-щелочных и щелочных пород. Тренд континентальных толеитов показан пунктиром. Использованы данные Колмана и Питермана [18] и Баркера и Арта [9]. *1* — средний состав базальта Срединно-Атлантического хребта; *2* — океанические плагиограниты; *3* — гранофиры Красного моря; *4* — средний состав риолитов Исландии.

кратового остаточного дифференциата. Континентальные гранофиры также тяготеют к толеитовому тренду, но содержат больше железа и K_2O, чем океанические плагиограниты.

Элементы-примеси. Содержания Rb и Sr в плагиогранитах можно использовать, чтобы их отличить от других магматитов сходного химического и минерального состава. На вариационной диаграмме Rb — Sr (рис. 7) плагиограниты из нескольких разных районов сравниваются с континентальными тоналитами и трондьемитами, а также с гранофирами и вулканическими стеклами, связанными с субщелочными базальтовыми магмами и избежавшими последующего гидротермального изменения в океанической обстановке. Для плагиогранитов характерно содержание Rb меньше 5 млн$^{-1}$, а отношение Rb/Sr обычно меньше 0,015, тогда как более распространенные континентальные трондьемиты содержат более 10 млн$^{-1}$ Rb, а отношение Rb/Sr в них превышает 0,015. Постоянство этих параметров означает, что плагиограниты могут быть охарактеризованы, в частности, содержаниями Rb и Sr.

Весьма высокие содержания K и Rb в гранофирах из миоценовых офиолитов Красного моря [19] и в исландских риолитах [38], связанных с субщелочными толеитовыми базальтами океанического типа, находятся в резком контрасте с примечательно низкими содержаниями K и Rb в океанических плагиогранитах. Эта четкая разница, возможно, отражает взаимодействие пород (или магм?) с поступающими извне гидротермальными флюидами резко различного химического состава. Сквозная циркуляция горячей морской воды через древнюю океаническую кору в период образования плагиогранитов засвитедельствована в ряде хорошо известных офиолитовых комплексов [32]. Ясно, что низкие содержания K и Rb в плагиогранитах обусловлены гидро-

термальным выщелачиванием этих элементов. В противоположность древним офиолитам гранофиры Красного моря и риолиты Исландии образовались в условиях, при которых агентом гидротермального изменения служили обычные метеорные воды, на что указывают данные по изотопии кислорода [35]. Выщелачивания K и Rb там не происходило, и лейкократовые породы Красного моря и Исландии сохранили свои первично-магматические концентрации K и Rb.

Данные по изотопии Sr также подтверждают этот тезис. Ранее сделанные определения начальных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ для плагиогранитов из офиолитов

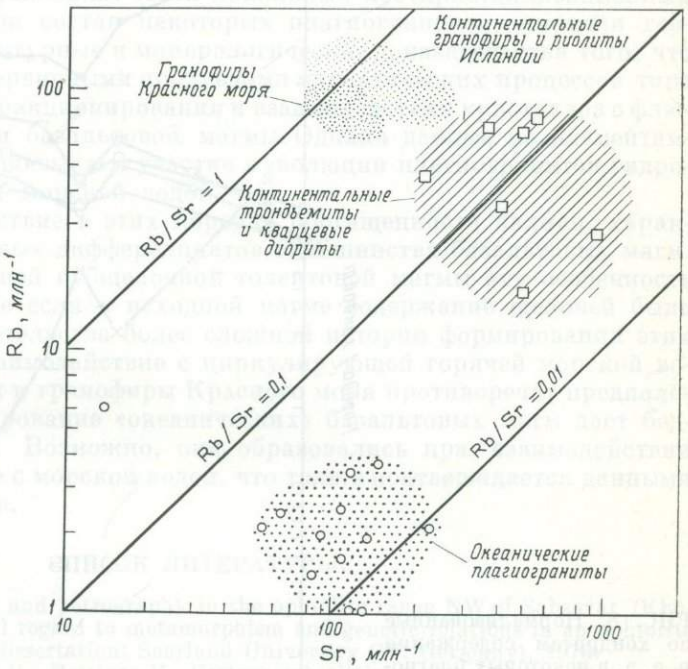


РИС. 7. Вариационная диаграмма Rb — Sr. Составы океанических плагиогранитов ближе к составам габбро, базальта и диабаза, чем к составам континентальных гранофиров и тондьемитов [18].

показали, что они значительно выше, чем для толеитов океанических хребтов [18, 29]. Колман и Питерман [18] обнаружили, что магматический плагиоклаз без видимых изменений из габбро, ассоциирующихся с плагиогранитами, имеет более низкое начальное отношение (0,7043), чем валовые пробы плагиогранитов (0,7053—0,7059). Поскольку морская вода обогащена ^{87}Sr (для юрской морской воды $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяется от 0,7068 до 0,7075) относительно базальтов океанических хребтов ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7035$), высокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в плагиогранитах может быть следствием контаминации горячей, обогащенной ^{87}Sr морской водой [32].

Распределение редких земель в плагиогранитах дает дополнительные сведения о происхождении этих пород (табл. 2). Нормализованные по хондритам содержания в некоторых плагиогранитах представлены на рис. 8. Ранее публиковавшиеся [18, 25, 17, 28] анализы сходны между собой, а новые данные, представленные здесь, лишь подтверждают устойчивый характер спектра содержаний р.з.э. в плагиогранитах. Этот спектр совершенно подобен таковому для среднего базальта Срединно-Атлантического хребта [17] и низкокалиевых базальтов вообще [34]. Плагиограниты несколько обеднены легкими р.з.э., но примерно в 10 раз обогащены теми и другими относительно среднего хондрита. Четкая отрицательная Eu-аномалия, как полагают, отражает раннюю экстракцию Eu из базальтового расплава при удалении из него кальциевого плагиоклаза. Мафические кумулятивные габбро,

ассоциирующиеся с плагиогранитами в офиолитовых комплексах, часто обнаруживают положительную Eu-аномалию, а расчеты содержаний р.з.э. в базальтовой магме, испытывающей фракционирование, показывают аналогичное распределение Eu между кумулятивными фазами и остаточным расплавом [2]. Первично-магматические р.з.э. в плагиограните, по-видимому, не затрагиваются постмагматическим гидротермальным изменением. Это

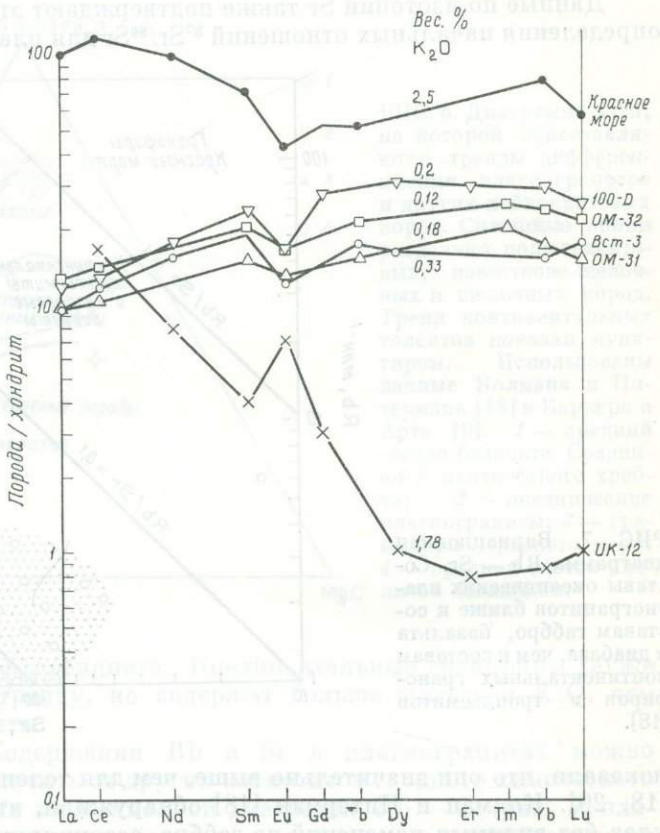


РИС. 8. Нормализованные по хондритам содержания р. з. э. в некоторых плагиогранитах Омана и других лейкократовых породах. Характеристика образцов приведена в табл. 2.

согласуется с результатами Германа и др. [23], которые пришли к выводу, что низкотемпературный (до 400° С) метаморфизм и спилитизация базальтовых пород не влияют на содержания р.з.э.

Гранофиры Красного моря аномальны своей обогащенностью всеми р.з.э. по сравнению с другими плагиогранитами. Кроме того, они обнаруживают сильную обогащенность легкими р.з.э. Это трудно объяснить, если оба типа лейкократовых пород являются дериватами субщелочного толеита. На состав гранофиров Красного моря могло повлиять несколько факторов, включая контаминацию докембрийской корой и гидротермальными флюидами метеорного происхождения. В любом случае устойчивый спектр содержаний р.з.э. в плагиогранитах вряд ли обусловлен гидротермальным выщелачиванием гранофиров типа красноморских.

Спектр содержаний р.з.э. в плагиогранитах резко отличен от спектра интрузивных тоналит-трондьемитовых плутонов архея и протерозоя [4], для которых характерна обогащенность легкими р.з.э. и положительная Eu-аномалия (рис. 8). Следовательно, офиолитовые плагиограниты можно отличить от тоналитов — трондьемитов на основе нормализованных по хондритам

содержаний р.з.э. Элементы-примеси дают интересную информацию о генезисе пород: р.з.э.— о магматическом этапе, связанном с дифференциацией базальтовой магмы, а K, Rb и ^{87}Sr — о постмагматическом или вторичном гидротермальном изменении морскими рассолами.

Заключение

Плагиограниты из офиолитовых комплексов, как показано, химически и минералогически отличаются от лейкократовых пород, образующихся в «континентальных» условиях. Хотя локальный посткристаллизационный метасоматоз повлиял на состав некоторых плагиогранитов, имеются геохимические, микроструктурные и минералогические доказательства того, что эти породы являются первичными продуктами магматических процессов типа кристаллизационного фракционирования и взаимодействия кристаллов с флюидами в ходе эволюции базальтовой магмы. Однако данные по элементам-примесям и изотопии доказывают участие в эволюции плагиогранитов гидротермального изменения морской водой.

Озадачивает отсутствие в этих породах обогащенности калием, характерной для лейкократовых дифференциатов большинства базальтовых магм. Простой дифференциацией субщелочной толеитовой магмы эту особенность объяснить нельзя, даже если в исходной магме содержание щелочей было низким. Имеются свидетельства более сложной истории формирования этих пород, включающей взаимодействие с циркулирующей горячей морской водой. Риолиты Исландии и гранофиры Красного моря противоречат предположению, что фракционирование «океанических» базальтовых магм дает бедные K дифференциаты. Возможно, они образовались при взаимодействии магмы с метеорной, а не с морской водой, что также подтверждается данными по изотопии кислорода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alavi-Tehrani*, Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorassan/Iran) with special regard to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite. Unpubl. Ph. D. dissertation: Saarland University (W. Germany), 1976.
2. *Allegre C. J.*, *Montigny R.*, *Bottinga Y.*, Cortege ophiolitique et cortege oceanique, geochemie comparee et mode de genese, Bull. Soc. Geol. France, 15, 461—477, 1973.
3. *Amstutz G. C.*, Spilites and spilitic rocks, New York — Heidelberg — Berlin, Springer, 1974.
4. *Arth J. G.*, *Barker F.*, *Peterman T. E.*, *Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas, J. Pet., 1978.
5. *Aumento F.*, Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N, Science, 165, 1112—1113, 1969.
6. *Bailey E. H.*, *Blake M. C.*, Major chemical characteristics of Mesozoic Coast Range ophiolite in California, J. Res., U.S. Geol. Surv., 2, 637—656, 1974.
7. *Bailey E. H.*, *Blake J. C.*, *Jr.*, *Jones D. L.*, On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast ranges, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 700-C, C70-C81, 1970.
8. *Barker D. S.*, Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 3339—3350, 1970.
9. *Barker F.*, *Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitebasalt suites, Geology, 4, 596—600, 1976.
10. *Bear L. M.*, The geology and mineral resources of the Akaki-Lythrodonha area, Cyprus Geol. Surv. Dept. Mem., 3, 122 p., 1960.
11. *Beccaluva L.*, *Ohnenstetter D.*, *Ohnenstetter M.*, *Venturelli G.*, The trace element geochemistry of Corsican ophiolites, Contrib. Miner. Pet., 64, 11—31, 1977.
12. *Brunn J. H.*, Mise en place et differenciation pluto-volcanique du cortege ophiolitique, Rev. Geogr. Phys. Dyn., 3, 115—132, 1960.
13. *Bryan W. B.*, *Moore J. G.*, Compositional variations of yound basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 36 49° N, Geol. Soc. Am. Bull., 88, 556—570, 1977.
14. *Černý P.*, Graphic intergrowths of feldspars and quartz in some Czechoslovak pegmatites, Contrib. Miner. Pet., 30, 343—355, 1971.

15. *Coleman R. G.*, Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California, J. Pet., 2, 209—247, 1961.
16. *Coleman R. G.*, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, Jour. Geophys. Res., 76, 1212—1222, 1971.
17. *Coleman R. G.*, Ophiolites. Springer-Verlag, New York, 229 p., 1977.
18. *Coleman R. G., Peterman Z. E.*, Oceanic Plagiogranite. J. Geophys. Res., 80, 1099—1108, 1975.
19. *Coleman R. G., Hedley D. G., Fleck R. G., Hedge C. T., Donato M. M.*, The Miocene Tihama-Asir Ophiolite and its bearing on the opening of the Red Sea, In Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield, Jeddah, 1978.
20. *Dubertret L.*, Geologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay, Notes et mem. Moyen-Orient, 6, 2—179, 1955.
21. *Evarts Russell C.*, The Geology and petrology of the Del Puerto ophiolite, Diablo Range, Central California Coast Ranges, Oregon Dept. of Geol. and Min. Ind. Bull., 95, 121—140, 1978.
22. *Gass I. G., Smewing J. D.*, Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: Evidence from the Troodos Massif, Cyprus, Nature, 242, 26—29, 1973.
23. *Hermann A. G., Potts M. J., Knake D.*, Geochemistry of the rare earth elements in spilites from oceanic and continental crust, Contrib. Miner. Pet., 44, 1—16, 1974.
24. *Iwao S.*, Albitite and associated jadeite rock from Kotaki district, Japan: A study in ceramic raw material, Jap. Geol. Surv. Rep., 1953, 1—25, 1953.
25. *Kay R. W., Senechal R. G.*, The rare earth chemistry of the Troodos ophiolite complex, J. Geophy. Res., 81, 964—970, 1976.
26. *McDougall I.*, Differentiation of the Tasmanian Dolerites: Red Hill dolerite-granophyre association, Geol. Soc. Am. Bull., 73, 279—316, 1962.
27. *Mattinson J. M.*, Early Paleozoic ophiolite complexes of Newfoundland: Isotopic ages of zircons, Geology, 3, 181—183, 1975.
28. *Montigny R., Bougault H., Bottinga Y., Allegre C. J.*, Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite, Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 2135—2147, 1973.
29. *Peterman Z. E., Coleman R. G., Hildreth R. A.*, $^{87}Sr^{86}Sr$ in mafic rocks of the Troodos Massif, Cyprus, U.S. Geol. Surv. Prof. Pape., 750-D, D157-D161, 1971.
30. *Reinhardt B. M.*, On the genesis and emplacement in the Oman Mountain geosyncline, Schweiz. Mineral. Pet. Mitt., 49, 1—30, 1969.
31. *Spooner E.T.C., Fyfe W. S.*, Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer, Contrib. Miner. Pet., 42, 287—304, 1973.
32. *Spooner E.T.C., Beckinsale R. D., Fyfe W. S., Smewing J. D.*, O^{18}-enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece), and Troodos (Cyprus), Contrib Miner. Pet., 47, 41—62, 1974.
33. *Streckeisen A. L.*, Plutonic rocks: Classification and nomenclature — Recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Geotimes, 18, 26—30, 1973.
34. *Tanaka T.*, Geological significance of rare earth elements in Japanese geosynclinal basalts, Contrib. Miner. Pet., 52, 233—246, 1975.
35. *Taylor H. P., Coleman R. G.*, Oxygen isotopic evidence for meteoric-hydrothermal alteration of the Jabal at Tirf igneous complex, Saudi Arabia (abs.), AGU Trans., 58, 516, 1977.
36. *Thayer T. P.*, The Canyon Mountain Complex, Oregon, and the alpine ultramafic magma stem., U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 475-C, C82—C5, 1963.
37. *Thayer T. P., Himmelberg G. R.*, Rock succession in the alpine type mafic complex at Canyon Mountain, Oregon, 23rd Int. Geol. Cong., 1, 175—186, 1968.
38. *Walker G.P.L.*, Acid volcanic rocks in Iceland, Bull. Volcanol. 29, 375—406, 1966.
39. *Wilson R.A.M.*, The geology of the Xeros-Troodos area, Cyprus Geol. Survey Dept. Mem., 1, 184 p., 1959.

Глава 6

Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, западная Гренландия

В. Р. Мак-Грегор

Краткое содержание

Серые гнейсы, имеющие в целом трондьемитовый характер, являются главным компонентом гренландского архея. В районе Готхоб серые гнейсы формировались в течение двух периодов корообразования: гнейсы Амитсок — 3800—3600 млн. лет назад и гнейсы Нук — 3000—2800 млн. лет назад. Каждый период корообразования начинался с излияния огромных объемов базальтовых вулканитов. В ходе развития последующего плутонического магматизма происходило внедрение больших объемов синтектонических тоналит-гранодиоритовых расплавов и их кристаллизация с образованием протогнейсовидной текстуры. Химизм серых гнейсов согласуется с их происхождением за счет частичного плавления базальтовых пород, но исключает их образование за счет переплавления кислых пород. Обстановка, в которой происходили генерация и внедрение гренландских серых гнейсов, по-видимому, не имеет близких аналогов в более поздней истории Земли. Предложена модель, согласно которой континентальная кора гренландского архея была сформирована главным образом магмами, получавшимися за счет частичного плавления базальтовых пород над зоной нисходящего мантийного течения.

Введение

В породах архейского гнейсового комплекса Гренландии [16] сохранились минеральные ассоциации от амфиболитовой до гранулитовой фации, которые кристаллизовались на глубине 25—35 км [53] примерно 2800—2500 млн. лет назад. Таким образом, этот исключительно хорошо обнаженный комплекс представляет среднюю часть позднеархейской коры. Серые гнейсы от тоналитового до гранодиоритового состава, но в общем трондьемитового типа слагают более 80% гренландского архея и служат ключом к пониманию формирования континентальной коры в этом регионе.

Район Буксе-фьорд — Готхоб — Исуа (рис. 1) уникален для Гренландии, поскольку здесь установлены [36] гнейсы двух различных возрастов. Гнейсы Амитсок имеют изотопный возраст примерно 3700 млн. лет и являются преимущественно серыми гнейсами. Более молодые гнейсы Нук характеризуются изотопным возрастом 2800—2900 млн. лет и относятся почти исключительно к типу серых гнейсов. Серые гнейсы Амитсок и Нук, хотя и разделены временны́м интервалом в 800 млн. лет, настолько сходны между собой по химизму и характеру залегания, что есть основания считать их образовавшимися в результате сходных процессов. Это были процессы, которые создали континентальную кору района в течение двух импульсов.

Эта глава представляет часть результатов совместного проекта, выполненного Бриджуотером и автором и финансированного Геологической службой Гренландии. Целью проекта было получение данных по химизму гранитных пород в районе Готхоб, чтобы пролить свет на образование архейской коры. В статье представлены наши данные по серым гнейсам как Амитсок, так и Нук. Более широко распространенные и значительно лучше

V.R. McGregor, The Geological Survey of Greenland, Atangmik, 3912 Sukkertoppen, Greenladn, Denmark.

сохранившиеся гнейсы Нук рассмотрены здесь первыми, а выводы об их происхождении использованы для разработки модели корообразования в поздней половине архея. Данные относительно гнейсов Нук использованы также при изучении химически очень сходных с ними, но более сильно измененных серых гнейсов Амитсок. Наши данные по химизму очковых гнейсов и диоритогнейсов Амитсок, а также гранитов Коркут мы намерены при-

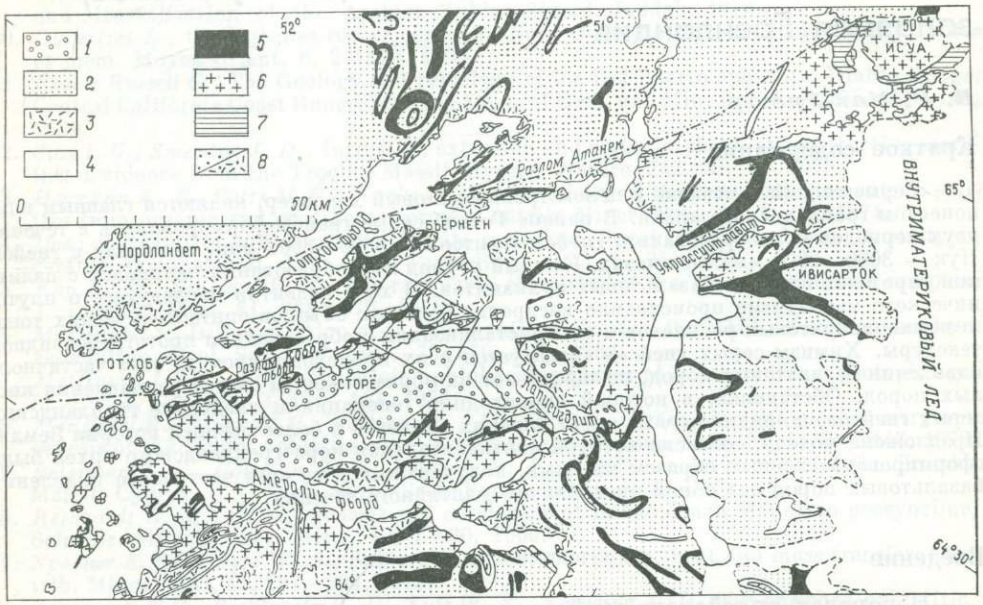


РИС. 1. Геологическая карта района Готхоб. Оконтуренный прямоугольный участок в более крупном масштабе показан на рис. 2. Составлена по данным автора (район Амералик-фьорд и Готхоб-фьорд, кроме внутренней части), Аллорта (район Исуа), группы Эксетерского университета (участок к югу от внешней части Амералик-фьорда), Итивнерской съемочной партии (Геологическая служба Гренландии), обобщенным Аллортом (остальная часть карты).
1 — граниты Коркут; *2* — кварц-полевошпатовые гнейсы (нерасчлененные); *3* — гнейсы Нук и их предполагаемые эквиваленты, распространенные севернее разлома Атанек; *4* — анортозиты; *5* — супракрустальные породы Малене и их предполагаемые эквиваленты (возможно, включая некоторые основные пластовые интрузии); *6* — гнейсы Амитсок; *7* — супракрустальные породы Исуа; *8* — гранулитовая фация (Нордланд).

вести в другой работе, но их средние составы и предварительные выводы относительно их происхождения включили сюда, чтобы получить более полную картину развития коры в этом районе.

Гнейсы Нук

Определение. Термин «гнейсы Нук» применяется к тем кварц-полевошпатовым гнейсам района Готхоб, которые не содержат даек Амералик (см. разд. о гнейсах Амитсок) и которые интрудируют и мигматизируют гнейсы Амитсок, супракрустальные породы Малене и породы лейкогаббро-анортозитового комплекса [36].

Изотопная геология. Rb/Sr-изохроны по валовым пробам гнейсов Нук из трех участков района Готхоб и подобных же гнейсов из трех участков района Буксе-фьорд и одного участка района Фискенессет указывают на возраст 2780—2930 млн. лет с начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, составляющими 0,7015—0,7031 [48]. (Для пород района Готхоб использовалась постоянная

распада для ^{87}Rb, равная $1{,}39 \times 10^{-11}$ лет.) Хотя есть значительное перекрытие в диапазоне погрешностей, небольшие, но заметные различия в возрастах и начальных отношениях изотопов Sr все же наблюдаются.

Цирконы из поздних крупных тел гранодиоритогнейсов Нук, обнажающихся примерно в 4 км к юго-востоку от города Готхоб, имеют U-Pb-возраст, определенный методом конкордии-дисконкордии, 2824 ± 50 млн. лет [5].

Полевые соотношения. Гнейсы Нук интрудируют серию более древних пород, включающую в себя гнейсы Амитсок, супракрустальные породы Малене и лейкогаббро-анортозитовый комплекс (табл. 1).

Таблица 1

Стратиграфия архея района Готхоб

1. *Супракрустальная толща Исуа* — примерно 3800 млн. лет
   Амфиболиты, кварциты, полосчатые железистые кварциты, кислые вулканиты, карбонатные породы, ультрамафиты. Только в районе Исуа
   Ассоциация Акилиа — примерно 3800 (?) млн. лет
   Амфиболиты, пироксениты, горнблендиты и т. п. (коматиитовые и толеитовые вулканиты?), полосчатые железистые кварциты, обломочные метаосадки, ультрамафиты
2. *Гнейсы Амитсок* — примерно 3800—3700 млн. лет
   Серые гнейсы (синтектонические тоналиты, трондьемиты); диоритогнейсы (ферродиориты), очковые гнейсы (основные кварцевые монцониты)
3. *Дайки Амералик* — примерно 3600 (?) млн. лет
   Рой толеитовых даек
4. *Супракрустальная толща Малене* — примерно 3000 (?) млн. лет
   Амфиболиты (подушечные лавы, туфы), кварц-кордиеритовые гнейсы, обломочные метаосадки
5. *Анортозитовые породы* — примерно 3000 (?) млн. лет
   Метаморфизованный расслоенный комплекс(ы) лейкогаббро, анортозитов, габбро
6. *Гнейсы Нук* — примерно 2950—2800 млн. лет
   Диоритогнейсы (роговообманковые диориты), серые гнейсы (синтектонические тоналиты, трондьемиты, гранодиориты)
7. *Граниты Коркут* — 2530 млн. лет
   Мигматитовые кварцевые монцониты

Супракрустальные породы Малене — это преимущественно амфиболиты с небольшим количеством метаосадочных гнейсов. В нескольких местах в амфиболитах обнаружены текстуры подушечных лав, но в большинстве случаев первичные структурно-текстурные особенности затушеваны очень интенсивной проникающей деформацией, которая сопровождала внедрение нукских расплавов и продолжалась после него. Кажется вероятным, однако, что значительная часть амфиболитов Малене произошла из подводно-морских вулканитов основного состава. Rb-Sr-изохроны по валовым пробам пород Малене позволяют считать, что они в общем имеют тот же возраст, что и гнейсы Нук [Мурбат, личное сообщение]. Датировки пород Малене по циркону неоднозначны, однако не дают оснований предполагать, что они значительно древнее гнейсов Нук [6]. Pb- и Rb-Sr-изотопные исследования приводят к выводу, что анортозитовые породы тоже ненамного древнее гнейсов Нук ([23] и Мурбат, личное сообщение). Известно, что сходные по облику анортозиты в расположенном южнее районе Фискенессет интрудируют амфиболиты типа Малене [22].

Гнейсы Нук образуют субконкордантные пластовые тела и крупные комплексы, которые пронизывают и разобщают толщи более древних пород. Пластовые тела варьируют по размерам от тонких жил до силлов в сотни метров мощностью. Их субконкордантная природа и большая латеральная протяженность, видимо, являются первичными особенностями, которые лишь подчеркнуты сильной более поздней деформацией. Путем картирования района

Готхоб удалось установить, как гнейсы Нук проникают в толщу более древних пород и «взрывают» ее (рис. 2, а также [36]). Ситуация, когда серые гнейсы занимают гораздо больший объем, чем совокупность более древних пород, в которые они внедрены, характерна для всего гренландского архея [16].

Типичные гнейсы Нук, которые выходят на поверхность в составе комплекса, протягивающегося в северо-северо-восточном направлении через город Готхоб (Нуук — на гренландском диалекте эскимосского языка),

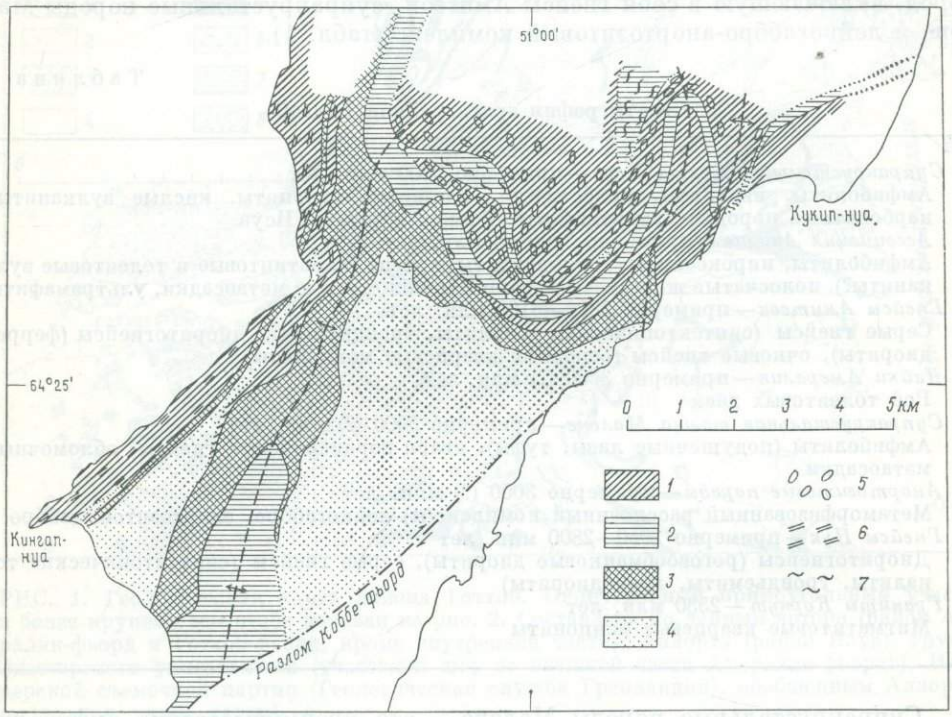


РИС. 2. Геологическая карта участка Сторё, Готхоб-фьорд, показывающая внедрение с севера и запада субконкордантных пластовых интрузий гнейсов Нук в толщу гнейсов Амитсок, супракрустальных пород Малене и анортозитовых пород.
1 — гнейсы Нук; *2* — анортозитовые породы; *3* — супракрустальные породы Малене; *4* — гнейсы Амитсок; *5* — анортозитовые включения; *6* — амфиболитовые включения; *7* — многочисленные пластовые интрузии гнейсов Нук.

весьма разнообразны по составу и структуре. Самые древние породы — массивные однородные диоритогнейсы, которые, видимо, являются разобщенными фрагментами крупного плутона. В составе комплекса преобладают серые тоналитогнейсы и светлые гранодиоритогнейсы. Гранодиоритогнейсы почти всегда моложе, чем залегающие рядом тоналитогнейсы. Обычными являются включения супракрустальных пород (главным образом амфиболитов), ультрамафитов, анортозитовых пород, а также диоритогнейсов и других пород более ранних фаз комплекса Нук.

В большинстве своем гнейсы Нук неоднородны. Примерами различных неоднородностей являются: а) полифазные гнейсы (рис. 3, 4 и 5). Многочисленные отличающиеся друг от друга гнейсовые фазы, которые варьируют по цвету от темно-серого до очень бледного кремового, слагают дискретные мелкие тела, деформированные в линзы и прерывистые слои мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Там, где порода менее деформирована, хорошо видно, что разные фазы интрудируют одна другую, и в

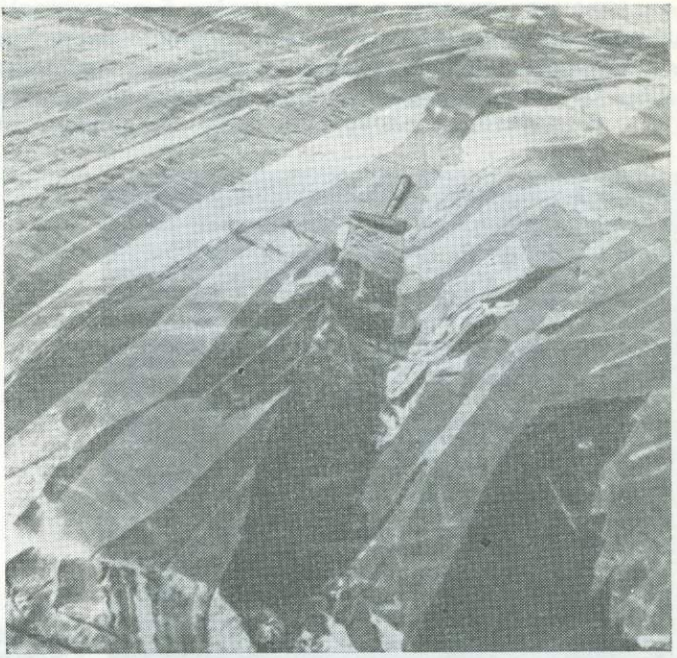


РИС. 3. Слабо деформированные, полифазные гнейсы Нук с включениями супракрустальных амфиболитов секутся поздней дайкой кварц-монцонитового аплита. Южный берег острова Бьёрнеён, Готхоб-фьорд.



РИС. 4. Умеренно деформированные полифазные гнейсы Нук. Остров Икариссат.

большинстве случаев более темные с бóльшим содержанием биотита фазы оказываются древнее и пересекаются более светлыми фазами. б) Прослоенные пегматитами гнейсы. Гнейсы, которые могут быть однородны в масштабе обнажения, содержат, однако, тонкие субпараллельные пегматитовые инъекции. Отмечены пластовые тела прослоенных пегматитами гнейсов, в которых пегматитовая слоистость явно первичная, образовавшаяся одновременно с кристаллизацией всей пластины (рис. 6). в) Жилковатые гнейсы (рис. 7). Гнейсы со шлирами, жилками, а также диффузными обособлениями пегматита и гнейса иного облика, которые вытягиваются в форме уплощенных линз и полос. Обычно в пределах пластового тела жилковатых гнейсов петроструктура четко связана с дифференциальными движениями его стенок и, видимо, формировалась одновременно с кристаллизацией расплава (рис. 8).



РИС. 5. Сильно деформированные гнейсы Нук, возможно первоначально полифазные. Остров Пикиутдлек.

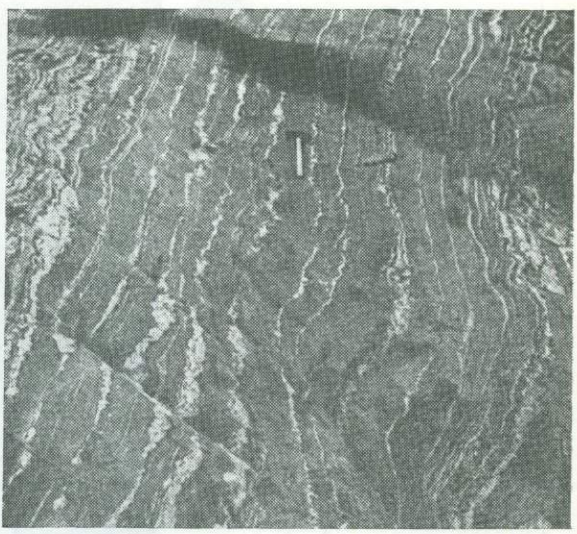


РИС. 6. Часть смятой в складки пластины пегматоидных гнейсов Нук, Коббе-фьорд.

Имеется масса свидетельств того, что внедрение гнейсов Нук сопровождалось деформацией. Часто можно наблюдать, как интрузивные гнейсовые пластины, крупные и мелкие, внедрились вдоль плоскостей смещения (рис. 8, 9). Ранние фазы были сильно деформированы еще до внедрения поздних фаз [36]. Большинство из наблюдаемых сейчас неоднородностей в гней-



РИС. 7. Прожилковая структура в гнейсах Нук. Южный берег острова Бьёрнеён, Готхоб-фьорд.



РИС. 8. Дайка гнейсов Нук с неоднородностью, обусловленной движением вдоль дайки. Нипинганек, северный берег Амералик-фьорда.

сах, по-видимому, первичные и являются результатом подвижек во время внедрения и кристаллизации расплавов. Первичные структурно-текстурные особенности, однако, в большинстве мест сильно видоизменены интенсивной поздней деформацией. Первичные неоднородности в гнейсах обычно столь интенсивно деформированы и растянуты, что образуется новая тонкая и часто очень правильная расслоенность по составу, которую легко спутать с реликтовой седиментационной слоистостью (рис. 5).

Механизм внедрения. Серые гнейсы типа Нук являются наиболее распространенными архейскими породами Гренландии. Большинство из них, если не все, имеют интрузивное происхождение и чаще всего образуют субконкордантные пластовые тела [48]. Взятая целиком, эта интрузивная серия сопоставима по объему с известково-щелочными батолитами, приуроченными к конвергентным границам плит, как это имеет место на западе Северной Америки. Однако форма интрузивных тел Нук резко отличается от формы интрузий, входящих в состав этих батолитов.

Мезозойские и третичные батолиты Северной Америки, как правило, состоят из множества плутонов, площадь которых варьирует от нескольких

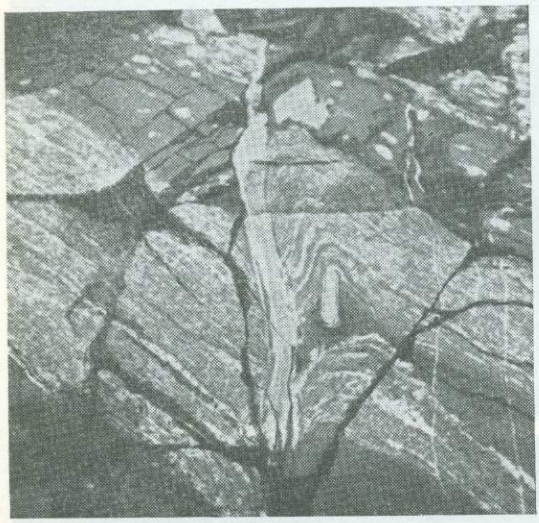


РИС. 9. Тонкая жила гнейсов Нук, внедрившаяся вдоль плоскости смещения. Кангимут-сангмиссок, южный берег Амералик-фьорда.

сот квадратных километров до примерно одного квадратного километра [12, 25]. Эти плутоны на тот уровень, который сейчас вскрыт в батолитах Сьерра-Невада и Южно-Калифорнийском, внедрялись в виде диапиров при активном подъеме легких расплавов сквозь плотную твердую кору и, вероятно, имели форму округлых масс или головастиков.

Нукские расплавы должны были быть менее плотными, чем породы, в которые они внедрялись, существенно менее плотными, чем амфиболиты и анортозитовые породы, и менее плотными, чем сходные по составу гнейсы Амитсок, так как они были более горячими. Однако округлыми диапировыми массами, по-видимому, были только некоторые из самых молодых гранодиоритов. Большинство внедрялось как субконкордантные пластовые тела. Причину этого следует искать в тектонических условиях, преобладавших во время внедрения нукских расплавов.

Нукские расплавы внедрялись в период весьма интенсивных горизонтальных движений [15]. До (и, возможно, во время) внедрения гнейсов Нук гнейсы Амитсок и супракрустальные породы Малене были деформированы с образованием серии чередующихся единиц. Различные данные позволяют считать эту серию нагромождением тектонических чешуй, а контакты между единицами толщ Амитсок и Малене — надвиговыми поверхностями, замаскированными перекристаллизацией при последующем метаморфизме [37]. Во многих случаях пластины гнейсов Нук внедрялись вдоль контактов пород Малене с гнейсами Амитсок или анортозитовыми породами (рис. 2 и [36]).

Многие из наиболее тонких пластин гнейсов Нук явно внедрились вдоль плоскостей перемещения (рис. 8, 9). Эти пластины обычно неоднородны и

обладают протогнейсовидностью, связанной с дифференциальными движениями их контактов. Очевидно, когда происходили эти движения, расплав в дайках был частично раскристаллизован, а неоднородность возникала в результате действия фильтр-прессинга. Этот вывод, вероятно, применим и к более крупным силлам. 1) Нукские расплавы внедрялись вдоль активных надвиговых поверхностей как между отдельными древними толщами, так и их отдельными единицами. 2) Дифференциальные движения контактов силлов продолжались в ходе затвердевания расплава, и это придавало породам протогнейсовидные структуры и текстуры (полифазное строение,

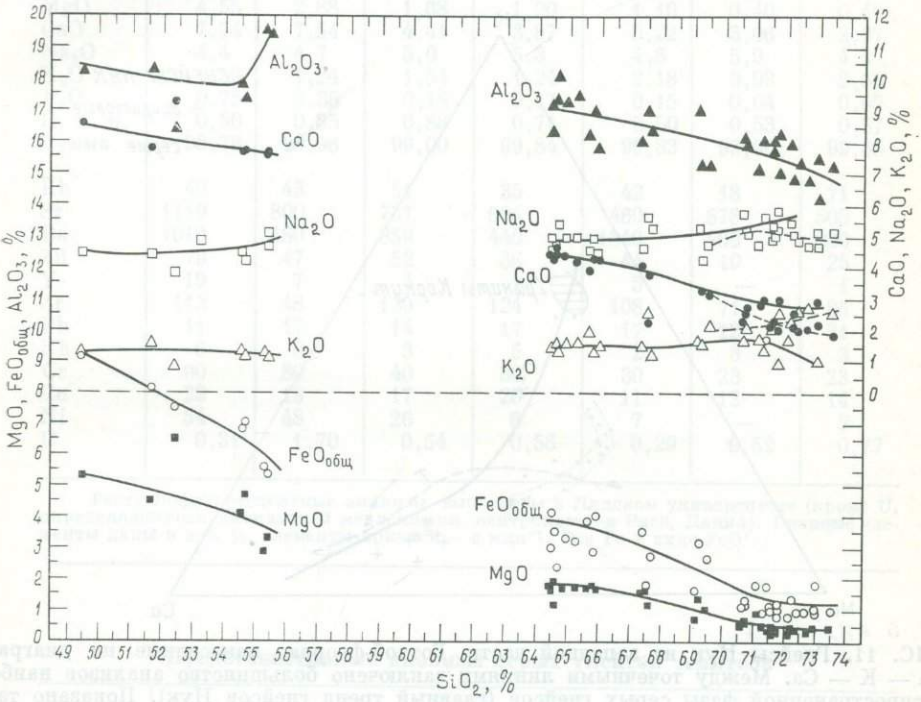


РИС. 10. Вариационная диаграмма Харкера для гнейсов Нук из западной части Готхобфьорда. Сплошные линии — приблизительные тренды составов диорито-, тоналито- и трондьемитогнейсов, не обязательно связанные с дифференциацией. Пунктирные линии — тренды составов гранодиоритогнейсов там, где они отклоняются от тоналит-трондьемитовых трендов (Na_2O, CaO, K_2O).

жилковатая структура, пегматитовая слоистость) по мере их кристаллизации. 3) Деформация «каши» из кристаллов и расплава приводила к фильтр-прессингу и выжиманию поздних трондьемитовых и гранитных (пегматитовых) фракций расплава (см. ниже).

Представляется, что нукским расплавам была свойственна тенденция к диапировому подъему, однако они попадали в зоны надвигов, по которым передвижение происходило быстрее.

Химизм. Проанализированные гнейсы Нук отобраны из единого комплекса, который протягивается в северо-северо-восточном направлении через город Готхоб. Анализы охватывают диапазон составов от 49 до 76% SiO_2 (табл. 2 и 4; рис. 10). Имеется почти непрерывный ряд диоритогнейсов с содержанием SiO_2 от 51 до 56% и совершенно непрерывный ряд серых гнейсов с содержанием SiO_2 от 63 до 74%. Породы с содержанием SiO_2 от 56 до 63%, видимо, в этом комплексе отсутствуют, хотя обнаружены в гнейсах Нук в других участках гренландского архея.

Гнейсы Нук имеют щелочно-известковый индекс около 50 и поэтому могут быть отнесены к известково-щелочной серии. На диаграмме AFM их анализы ложатся вдоль типичного известково-щелочного тренда [16]. Однако на диаграмме Na — K — Ca (рис. 11) они образуют тренд, заметно отличающийся от типичного известково-щелочного тренда (Южно-Калифорнийский батолит).

Диоритогнейсы Нук (табл. 4, № 7) по содержанию большинства главных элементов схожи с многими роговообманковыми диоритами запада Северной Америки (например горы Кламат [27]) и многими андезитобазальтами [52].

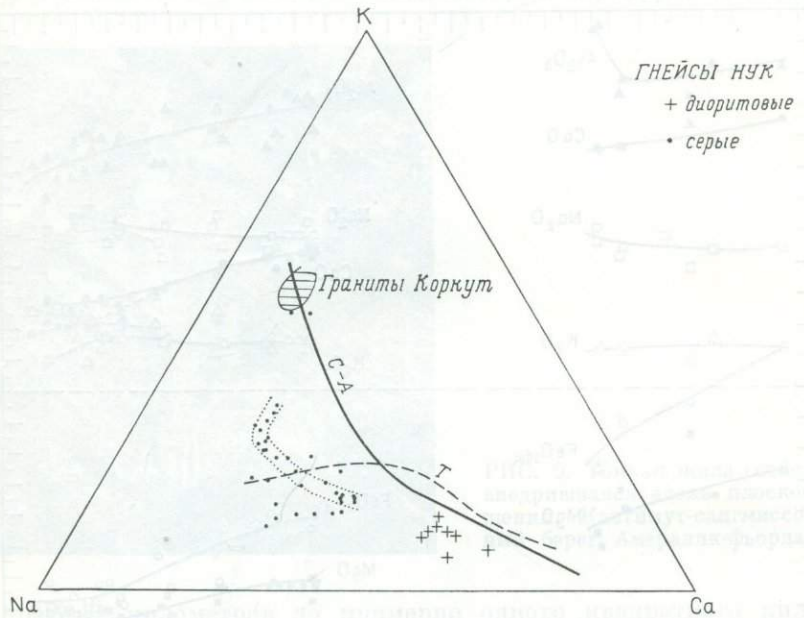


РИС. 11. Гнейсы Нук из западной части Готхоб-фьорда, нанесенные на диаграмму Na — K — Ca. Между точечными линиями заключено большинство анализов наиболее распространенной фазы серых гнейсов (главный тренд гнейсов Нук). Показано также поле составов гранитов Коркут. Т — трондьемитовый известково-щелочной тренд, юго-западная Финляндия [8], С—А —«нормальный» известково-щелочной тренд, Южно-Калифорнийский батолит (данные Ларсена [34]).

В проанализированных серых гнейсах обнаруживается широкий и практически непрерывный ряд составов. Для удобства они довольно условно подразделены по химизму на три группы: тоналитовую (SiO_2 62—68%; K_2O, за исключением одного анализа, <2%), гранодиоритовую (SiO_2 69—74%, K_2O 2—3%) и трондьемитовую (SiO_2 69—74%; K_2O 1—2%) (табл. 4). Серые гнейсы в своем большинстве обычно трондьемитовые: по модальному составу отвечают лейкократовому кварцевому диориту с невысоким содержанием калиевого полевого шпата или полным его отсутствием и биотитом в качестве главного мафического минерала.

В ранних фазах гнейсов Нук доминируют тоналитогнейсы. Обычно в них сильно развиты гнейсовые структуры и текстуры. Трондьемитогнейсы, как правило, слагают относительно мелкие тела, причем многие из них представляют собой поздние дайки однородных или жилковатых белых гнейсов. Гранодиоритогнейсы являются наиболее молодой из главных нукских фаз и слагают некоторые из самых крупных сплошных интрузивных тел нукских пород. Некоторые гранодиоритогнейсы удивительно однородны и обла-

Таблица 2

Представительные анализы гнейсов Нук

	131579	131565	131536	91654	131587	131582	91711
SiO_2	51,65	55,29	64,50	67,65	69,49	71,73	72,37
TiO_2	1,06	0,81	0,44	0,42	0,35	0,10	0,15
Al_2O_3	18,28	19,58	17,28	16,42	15,32	16,34	15,44
FeO′	8,14	5,63	3,05	2,79	2,68	0,80	0,93
MnO	0,12	0,08	0,04	0,04	0,04	0,01	0,01
MgO	4,55	2,88	1,68	1,20	1,10	0,40	0,40
CaO	7,74	7,54	4,41	3,87	3,22	3,06	2,07
Na_2O	4,4	4,7	5,0	5,3	4,8	5,9	4,9
K_2O	1,59	1,24	1,54	1,24	2,18	0,99	2,66
P_2O_5	0,75	0,36	0,18	0,17	0,15	0,04	0,05
П. п. п.	0,50	0,85	0,88	0,74	0,50	0,53	0,57
Сумма	98,78	98,96	99,00	99,84	99,83	99,90	99,55
Rb	40	43	51	35	42	18	71
Sr	1119	800	737	604	460	678	505
Ba	1010	480	859	440	1340	460	830
Zn	79	47	52	36	44	10	25
Y	19	7	4	1	5	—	1
Zr	113	48	139	124	108	71	86
Pb	11	17	14	17	17	12	31
Nb	6	6	3	5	2	3	3
Cr	90	80	40	30	30	23	23
Co	28	19	17	20	11	12	14
Ni	54	48	26	6	7	—	2
U	0,31	1,70	0,54	0,58	0,29	0,52	0,77

Рентгенофлуоресцентные анализы выполнены в Лидском университете (кроме U, определявшегося активацией медленными нейтронами в Рисё, Дания). Главные элементы даны в вес. %, элементы-примеси — в млн$^{-1}$. Все Fe в виде FeO′.

Таблица 3

Представительные анализы серых гнейсов Амитсок

	155766	155787	155775	155701	155764	155763	155707	155801
	Г	Л	Г	Г	Л	Г	Г	Л
SiO_2	65,32	67,51	68,81	69,51	70,24	71,80	73,29	73,57
TiO_2	0,45	0,43	0,43	0,30	0,26	0,12	0,20	0,18
Al_2O_3	17,11	15,22	15,00	15,71	14,93	14,77	14,14	14,44
Fe_2O_3	2,95	3,48	1,23	0,36	2,35	1,13	0,11	0,26
FeO			2,78	1,87			1,36	1,15
MnO	0,04	0,07	0,08	0,02	0,07	0,03	0,03	0,02
MgO	1,35	1,34	1,04	0,82	0,83	0,36	0,36	0,46
CaO	4,09	3,30	3,15	3,05	2,73	1,96	1,79	2,65
Na_2O	5,2	3,6	4,30	5,04	5,3	4,8	3,58	4,55
K_2O	1,50	2,53	1,94	1,69	1,42	3,28	4,08	1,4
P_2O_5	0,16	0,15	0,11	0,15	0,09	0,05	0,04	0,06
П. п. п.	2,3	1,48	1,23	0,80	1,1	0,6	0,48	0,61
Сумма	100,47	99,11	100,10	99,22	99,32	98,90	99,46	99,41
	Л		Л				Л	Л
Rb	66	137	118		80	106	103	64
Sr	421	244	296		236	214	205	195
Ba	245	350	245		85	375	707	174

Продолжение табл. 3

	155766	155787	155775	155701	155764	155763	155707	155801
	Л		Л				Л	Л
Zn	40	45			45	20		
Y	5	8	9		3	—	3	5
Zr	84	126	179			64	172	128
Pb	12	15	18		26	30	19	21
Nb	5	10			9	5	5	< 3
Cr	40	50	45		40	25	11	13
Co	19	21	11		22	33	25	9
Ni	8	19	14		6	—	< 3	< 3
U	0,47	1,53			0,43	2,0		
Th	8,2	18			6,9	20		

Главные элементы даны в вес. %, элементы-примеси — в млн$^{-1}$. Л — рентгенофлуоресцентные анализы, выполненные в Лидском университете, Г — «мокрые» химические и рентгенофлуоресцентные анализы Гренландской геологической службы. Все элементы-примеси, кроме U и Th, определены рентгенофлуоресцентным анализом в Лидсе.

Таблица 4

Средние анализы гранитных пород района Готхоб

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	$n = 25$	$n = 12$	$n = 16$	$n = 8$	$n = 19$	$n = 13$	$n = 7$	$n = 6$	$n = 12$	$n = 18$
SiO_2	66,7	65,7	71,0	71,0	72,7	71,7	53,3	55,1	65,7	72,9
TiO_2	0,47	0,46	0,29	0,22	0,18	0,20	0,83	2,2	0,99	0,19
Al_2O_3	16,0	16,9	15,3	15,8	14,6	15,4	18,2	13,0	14,5	14,6
FeO	3,6	3,2	2,1	1,5	1,4	1,4	7,1	13,2	5,8	1,5
MnO	0,06	0,05	0,04	0,02	0,03	0,02	0,11	0,19	0,09	0,02
MgO	1,5	1,7	0,8	0,7	0,4	0,5	4,5	2,8	1,1	0,5
CaO	3,9	4,1	2,9	3,0	1,9	2,2	8,0	6,9	3,6	1,4
Na_2O	4,6	5,0	4,9	5,3	4,1	5,0	4,4	3,2	3,5	3,6
K_2O	1,5	1,6	1,5	1,5	3,7	2,6	1,2	1,3	3,4	5,0
P_2O_5	0,14	0,19	0,09	0,08	0,07	0,08	0,42	0,5	0,31	0,09
Rb	71	52	69	32	122	53	32	17	86	222
Sr	343	585	380	562	252	562	804	279	220	183
Ba	298	709	232	818	607	1017	622	469	750	780
Y	7	3	4	< 2	< 2	< 2	11	40	39	
Zr	144	139	120	124	136	107	72	218	380	196
Pb	18	14	21	13	29	24	12		18	60
Nb	6	4	7	4	4	2	6	10	13	
Cr	39	42	23	33	23	24	100	60	23	28
Co	17	16	15	12	18	11	27	37	14	15
Ni	13	18	5	6	3	< 3	58	20	6	5

1 — тоналитогнейсы Амитсок (64—68 % SiO_2). 2 — тоналитогнейсы Нук (64—68 % SiO_2). 3 — трондьемитогнейсы Амитсок (69—74 % SiO_2, < 2 % K_2O). 4 — трондьемитогнейсы Нук (69—74 % SiO_2, < 2 % K_2O). 5 — гранодиоритогнейсы Амитсок (69—74 % SiO_2, > 2 %, K_2O). 6 — гранодиоритогнейсы Нук (69—74 % SiO_2, > 2 % K_2O). 7 — диоритогнейсы Нук. 8 — диоритогнейсы Амитсок. 9 — очковые гнейсы Амитсок. 10 — граниты Коркут. Все железо в виде FeO. n = количество анализов. Главные элементы даны в вес. %, элементы-примеси — в млн$^{-1}$.

дают лишь очень слабой гнейсовидностью, в других, однако, хорошо проявлена гнейсовая текстура.

Наиболее характерными особенностями химизма гнейсов Нук являются: 1) значительный разброс точек на диаграммах зависимости содержаний SiO_2 от содержаний Al_2O_3, общего железа, Na_2O и особенно K_2O (рис. 10); 2) высокие содержания Al_2O_3, Na_2O, Sr и Ba и низкие — TiO_2 по сравнению со многими другими известково-щелочными породами с таким же содержанием SiO_2; 3) очень низкие концентрации Y, указывающие на обедненность тяжелыми р. з. э.; 4) в более основных разностях высокие содержания Ni по сравнению с кайнозойскими известково-щелочными породами [52], которые быстро снижаются по мере роста содержания SiO_2.

Анализов типичных гнейсов Нук на редкие земли пока не имеется, но Комптон [20] приводит данные по содержанию р. з э. в гнейсах Нук из района Буксе-фьорд.

Генезис нукских расплавов

Одной из главных целей выполненного совместно с Бриджуотером Геохимического проекта была проверка различных моделей генезиса гнейсов Нук, а также использование полученных результатов в качестве модели для других частей архейского комплекса Гренландии, где полевые соотношения хорошо не установлены. Рассмотрим несколько возможных моделей генезиса нукских расплавов.

Переплавление древнего сиалического материала. Бриджуотер и Майерс (см. [15]) высказали мысль, что гнейсы Нук представляют собой древний сиалический материал, эквивалентный обедненным Rb гнейсам Амитсок, который попал в нижнюю кору и верхнюю мантию во время надвигообразования, расплавился и внедрился в более высокие горизонты коры. Мурбат [40, 41, 42] и Мурбат и Панкхерст [43] указывали на то, что низкие начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гнейсах Нук (приблизительно 0,702) исключают их образование за счет переплавления значительно более древних пород с отношениями Rb/Sr, какие установлены в гнейсах Амитсок, вскрытых эрозией в настоящее время. Мурбат утверждает, что низкие, свойственные верхней мантии начальные отношения изотопов Sr в гнейсах Нук и многих других гнейсах указывают на то, что их непосредственные предшественники были преимущественно ювенильными и попали в кору в то самое время (или очень близко к нему), которое показывают датировки валовых проб по Rb/Sr.

Химизм гнейсов, пожалуй, является наиболее сильным аргументом против гипотезы образования нукских расплавов за счет переплавления корового материала, эквивалентного гнейсам Амитсок. Вариации содержаний главных элементов в серых гнейсах Нук и Амитсок практически идентичны (см. раздел о гнейсах Амитсок). Происхождение гнейсов Нук за счет исходных пород, подобных гнейсам Амитсок, потребовало бы полного переплавления последних. Этот процесс весьма маловероятен, поскольку преобладающие среди гнейсов Амитсок тоналитовые и гранодиоритовые составы плавятся в очень широком диапазоне температур [32, 55], при этом почти наверняка должны были получаться ранние выплавки кварцмонцонитового состава. Однако кварцевые монцониты весьма мало распространены среди гнейсов Нук и обычно представляют позднейшие, небольшие по объему фазы этих гнейсов.

Предполагаемый продукт частичного переплавления серых гнейсов глубоко в коре обнаруживается в районе Готхоб в виде гранитов Коркут возрастом 2530 млн. лет — мигматитовых кварцевых монцонитов, выходы которых образуют сравнительно узкий пояс длиной более 100 км [36].

По химическому составу граниты Коркут (табл. 4, № 10, рис. 11) соответствуют остаточному расплаву в гранитной системе. Его начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ равно 0,708 [42] по сравнению с величинами 0,7015—0,7031 для гнейсов Нук и эквивалентных им пород. Как химизм, так и данные изотопии согласуются с образованием гранитов Коркут за счет частичного плавления пород, эквивалентных смеси гнейсов Амитсок и Нук, вероятно располагавшихся над подкоровым линейным источником тепла и (или) воды.

Контаминация базитовых магм сиалическим коровым материалом. Низкие начальные изотопные отношения Sr в гнейсах Нук и небольшое количество базитовых пород того же возраста делают эту гипотезу маловероятной, если не допускать, что сиалические породы сильно обеднились Rb вскоре после своего образования и что бóльшая часть базитов кристаллизовалась на еще более глубоких уровнях в коре.

Фракционная кристаллизация базальтовых магм. Баркер и Арт [8] пришли к выводу, что большинство тоналитов и трондьемитов образуется либо в результате фракционирования водосодержащих базальтовых магм с роговой обманкой в качестве главной кумулятивной фазы, либо в результате частичного плавления водосодержащего метабазальта (амфиболита) на глубинах менее 60 км. В плутонических дифференцированных сериях, которые включают в себя высокоглиноземистые трондьемиты (с содержанием $Al_2O_3 > 15\%$), наблюдается полная непрерывность от габбро через диорит до тоналита и трондьемита. Одна из наиболее полных серий такого типа имеется в районе Уусикаупунки — Каланти на юго-западе Финляндии [3]. На тройной диаграмме Na — K — Ca (рис. 11) тренд дифференциации финской серии сравнивается с трендом гнейсов Нук. Тренд финских известково-щелочных трондьемитовых пород четко отличается от главного тренда гнейсов Нук. Диоритогнейсы Нук и тоналитогнейсы более натровые, чем финские породы, но в более кислых разностях (гранодиоритах) проявляется тенденция к обогащению калием, тогда как в финской серии содержание калия уменьшается с повышением содержания SiO_2 в том же диапазоне.

В других районах развития гренландского архея с гнейсами Нук или их эквивалентами ассоциируются лишь очень подчиненные количества интрузивных пород нормального базальтового состава. Диоритогнейсы Нук и (или) анортозитовые комплексы предположительно могли быть продуктом дифференциации основных магм, которые также были источником серых гнейсов. Если бы серые гнейсы, составляющие более 80% архея Гренландии, были продуктом фракционирования базальтовых магм, должны были бы образоваться большие объемы кумулятивных пород, преимущественно горнблендитов. Хотя и не исключено, что такая дифференциация происходила целиком в мантии или в нижней коре и что основные магмы редко внедрялись на глубины меньше 35 км, эта петрогенетическая гипотеза кажется менее приемлемой, чем та, которая предусматривает частичное плавление.

Частичное плавление базальтовых пород. Трондьемитогнейсы Нук по химизму подобны кварцевым диоритам (возраст 2700 млн. лет) из района, расположенного на границе Миннесоты и Онтарио [26,2], которые, как предполагается, образовались в результате частичного плавления амфиболита или эклогита базальтового состава на глубинах более 30 км. Трондьемитогнейсы Нук по содержанию главных элементов и элементов-примесей очень близки к гнейсам Нортерн-Лайт, тогда как более основные тоналитогнейсы во многих, хотя и не во всех, аспектах подобны тоналитам Саганага, в которых содержание Rb значительно ниже, а Sr — выше, чем в тоналитах Нук.

Гранодиоритогнейсы Нук по содержанию как главных элементов, так и элементов-примесей очень схожи с гранодиоритами Питтс-Мидо и Кронке

(возраст 1700—1800 млн. лет) в Колорадо, для объяснения происхождения которых Баркер и др. [10] применяли гипотезу частичного плавления базальтовых пород: для гранодиорита Питтс-Мидо — на глубине 50—60 км, где остаточными фазами были гранат, амфибол, плагиоклаз и, возможно, клинопироксен, а для гранодиорита Кронке — на глубине более 60 км, где в рестите содержались гранат и клинопироксен.

Комптон [20] рассмотрел различные модели частичного плавления для гнейсов Нук района Буксе-фьорд на основе данных по р. з. э. Он пришел к выводу, что ранние нукские диориты и тоналиты образовались за счет частичного плавления гранатсодержащих амфиболитов или основных гранулитов, тогда как поздние гранодиориты, которые имеют гораздо более фракционированный спектр содержаний р. з. э., образовались при небольшой степени частичного плавления источника, богатого гранатом, возможно, эклогитов. Высокие содержания литофильных элементов указывают на то, что гранодиориты, вероятно, произошли из еще не истощенных исходных пород, а не из тугоплавкого остатка более ранних эпизодов частичного плавления. Трондьемитогнейсы имеют спектр содержаний р. з. э., который согласуется с их образованием в результате фракционирования роговой обманки в диоритовой или тоналитовой магме или при значительной степени частичного плавления амфиболитов. Их встречаемость в виде мелких тел, главным образом в ассоциации с ранними тоналитогнейсами, свидетельствует в пользу первого предположения.

На тройной диаграмме Na—K—Ca (рис. 11) составы фаз гнейсов Нук, имеющих большие объемы, ложатся вдоль довольно четко прослеживающейся линии, названной здесь *главным нукским трендом*. Вариации составов вдоль этого тренда могут быть результатом одного или нескольких из ряда возможных процессов: 1) частичное плавление на разных глубинах метабазальтовых пород с различными минеральными парагенезисами [20]; 2) различные степени частичного плавления; 3) частичное плавление исходных пород с переменным соотношением базальтового и недолго пребывавшего в коре осадочного или тоналитового материала; 4) дифференциация более кислых магм в направлении гранитного остаточного расплава; 5) смешивание тоналитовых магм с кварцмонцонитовыми магмами, образующимися при частичном плавлении более ранних членов той же серии. Проводимая сейчас работа по изучению содержаний р. з. э. и других элементов-примесей должна сбросить со счета некоторые из этих возможностей. Данные, имеющиеся на сегодня, говорят в пользу процесса 1).

Гнейсы Нук, составы которых ложатся в стороне от главного тренда, могут быть продуктом дифференциации магм этого главного тренда. Деформация, которая, как полагают, сопровождала кристаллизацию нукских расплавов, должна была способствовать фильтр-прессингу и выжиманию позже кристаллизующихся фракций. Трондьемитогнейсы вполне могли бы образоваться путем фракционирования преимущественно роговой обманки в тоналитовых и диоритовых магмах [20]. На диаграмме Na — K — Ca это было бы представлено линиями, субпараллельными трондьемитовому тренду по Арту и др. [3]. Проекции остальных анализированных гнейсов Нук ложатся между главным трендом и составом остаточного расплава, типичным представителем которого служат граниты Коркут. Большинство этих обогащенных калием пород слагают мелкие аплитовые тела. Они могли быть продуктом дифференциации гранодиоритовых расплавов, которая включала котектическую кристаллизацию кварца и плагиоклаза. Небольшая часть проанализированных гнейсов Нук представляет собой кварцевые монцониты, подобные по составу гранитам Коркут. Эти породы могли быть продуктом частичного плавления ранних членов серии Нук в процессе утолщения континентальной коры.

Таким образом, вполне возможно, что большинство гнейсов Нук является продуктом частичного плавления базальтовых пород. Остатками этих исходных базальтовых пород, сохранившимися в коре, могут быть амфиболиты Малене.

Сравнение с более молодыми тектоническими обстановками

Обстановка, в которой серые гнейсы гренландского архея генерировались и внедрялись, возможно, не имела близких аналогов в последующей истории Земли. Уиндли и Смит [54] высказали мысль, что глубокометаморфизованные архейские гнейсовые комплексы, типичным примером которых они считают архей Гренландии, являются древними аналогами мезозойских — третичных батолитов запада Америки, формировавшихся вдоль деструктивных границ плит, вдоль которых океаническая кора контактирует с континентальной.

Некоторое сходство между гнейсами Нук в гренландском архее и батолитами запада Северной Америки состоит в том, что те и другие принадлежат к известково-щелочному ряду и очень велики по объему. Однако более детальное сравнение выявляет весьма существенные различия. Обычно округлые диапировые плутоны батолитов Сьерра-Невада и Южно-Калифорнийского существенно отличаются по форме от субконкордантных, приуроченных главным образом к надвигам силлов гнейсов Нук, что отражает различные тектонические условия внедрения магм.

Более важно, однако, то, что вариации состава гнейсов Нук сильно отличаются от таковых в разных частях североамериканских батолитов. Составы пород в последних закономерно изменяются с запада на восток [47, 11, 25, 29]. Западнее кварцдиоритовой линии плутонические породы представлены главным образом кварцевыми диоритами (тоналитами), ассоциирующимися с габбро, трондьемитами и основными гранодиоритами. Восточнее этой линии плутонические породы — преимущественно гранодиориты и монцониты. Кистлер и Питерман [30] установили, что на севере центральной Калифорнии для кварцевых диоритов и трондьемитов, развитых западнее кварцдиоритовой линии, характерны низкие начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ ($<0{,}704$), указывающие на происхождение, прямо или косвенно, из мантийных источников. Восточнее, где преобладающими становятся кварцевые монцониты, начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ оказались выше 0,706. В промежуточной зоне развиты кварцевые диориты и гранодиориты с промежуточными значениями начальных отношений изотопов Sr.

Гнейсы Нук с их низким начальным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ должны быть сопоставимы с калифорнийскими плутоническими породами, распространенными западнее кварцдиоритовой линии, и ряд пород из этих двух серий действительно подобен во многих аспектах. Некоторые из гнейсов Нук подобны роговообманковым диоритам, тоналитам и трондьемитам гор Кламат в северо-западной Калифорнии [27], особенно района гор Тринити. По сравнению с породами гор Кламат с тем же содержанием SiO_2 гнейсы Нук содержат меньше Al_2O_3 и Na_2O и больше MgO и K_2O. В отличие от гнейсов Нук кламатские тоналиты и трондьемиты ассоциируются с большими объемами габбро. Тоналиты, содержащие 56—64% SiO_2, там обычны, а ассоциирующиеся с ними гранодиориты более основные, чем гранодиориты Нук.

В Южно-Калифорнийском батолите доминируют тоналиты более основного состава, чем тоналиты гренландских серых гнейсов. В изученной Ларсеном [34] части этого батолита тоналиты со средним содержанием SiO_2, равным 62%, составляют более 60%. Аналогично в Береговом плутоническом комплексе Британской Колумбии преобладают тоналиты со средним содержанием SiO_2 59% [51]. Среди проанализированных нами образцов

гнейсов Нук и серых гнейсов Амитсок породы, отвечающие по составу андезитам, не представлены. То же самое характерно для других серых гнейсов архея [9]. Гранодиориты, ассоциирующиеся с тоналитами в североамериканских батолитах, обычно значительно более основные, чем готхобские гранодиориты. Например, в Береговом плутоническом комплексе Британской Колумбии гранодиориты содержат в среднем 63% SiO_2 [51], тогда как в гранодиоритах, встречающихся среди гнейсов Нук, содержания SiO_2 всегда превышают 67% при среднем значении около 71%.

Кроме того, что они более кремнекислые, чем соответствующие породы североамериканских батолитов, гнейсы Нук обычно и более натровые. Это хорошо видно на диаграмме Na — K — Ca (рис. 11), где анализы гнейсов Нук ложатся вдоль тренда, четко отличающегося от известково-щелочного тренда Южно-Калифорнийского батолита.

В еще меньшей степени гнейсы Нук сопоставимы с плутоническими породами, развитыми восточнее кварцдиоритовой линии на западе Северной Америки. Там преобладают кварцевые монцониты, тогда как среди гнейсов Нук они играют ничтожную роль.

Значительные различия в вариациях составов между гнейсами Нук и североамериканскими батолитами должны отражать существенные различия исходных пород или условий магмообразования или того и другого вместе. Высокие начальные отношения изотопов Sr в кварцевых монцонитах запада Северной Америки и их положение в восточной части пояса, где плутоны внедрились в более древние сиалические породы, убедительно свидетельствуют о том, что кварцевые монцониты в значительной степени образовались за счет переплавления континентальной коры. В архее Гренландии кварцевые монцониты сравнительно малоразвиты, если не считать нескольких поздних тел, таких, как граниты Коркут и граниты Иливерталик [28], более молодых, чем серые гнейсы. Это означает, что гренландский архей не соответствовал обстановке континентальной окраины, как предполагали Уиндли и Смит [54].

Майерс [48] высказал мысль, что пластообразные гранитоидные интрузии гренландского архея могли образоваться в обстановке конвергентной границы плит гималайского типа. Это бы обеспечило на большом пространстве условия, при которых надвиговая тектоника сочеталась с образованием гранитоидов и возрастанием мощности коры. Однако гранитоиды, образующиеся в таких условиях, должны содержать значительную долю кварцевых монцонитов, которые в архее Гренландии играют лишь подчиненную роль.

Модель образования гнейсов Нук

Модель образования гнейсов Нук и их эквивалентов в других участках гренландского архея должна объяснить следующие особенности:

1. Подавляющее большинство расплавов нукского типа в архее Гренландии внедрялось в толщи, состоявшие преимущественно из базальтовых вулканитов с небольшим количеством пород расслоенных анортозитовых комплексов и осадочных пород. Донукские породы — гнейсы Амитсок — установлены лишь в районе Буксе-фьорд — Готхоб — Исуа (включающем и участок отбора изученных нами образцов). Неясно, были ли гнейсы Амитсок фундаментом, на который отложилась супракрустальная толща Малене, или они были тектонически вовлечены в перемежаемость с этими вулканитами и осадками уже после отложения последних.

2. Образование весьма значительных объемов тоналитов и гранодиоритов предварялось и сопровождалось повсеместным надвигообразованием. Гранитные породы формировались как субконкордантные пластовые тела,

вероятно, вдоль активных надвиговых поверхностей и, видимо, кристаллизовались в виде пород с гнейсовой текстурой.

3. Объем внедрившихся тоналит-гранодиоритовых расплавов на уровне современного эрозионного среза значительно больше объема более древних пород, вмещающих эти интрузии.

4. Состав тоналитов и гранодиоритов Нук согласуется с их образованием за счет частичного плавления базальтовых пород. Объемы основных пород, подвергшихся частичному плавлению, должны были быть весьма велики.

5. За внедрением гранитов последовало образование в условиях очень пластической деформации лежачих складок, которое совпало по времени с внедрением заключительных интрузивных фаз. Поздние фазы деформации привели к образованию более прямых складок. После завершения деформаций в некоторых участках, выходящих сейчас на поверхность, степень метаморфизма возросла до гранулитовой фации.

С геологией района, как ее понимают сегодня, согласуется следующая модель. Около 3000 млн. лет назад Земля была, вероятно, горячее, чем в настоящее время. Конвекция в мантии, возможно, была активнее и происходила в более мелких ячеях [39]. Над восходящими ветвями мантийных течений формировалась кора, состоявшая главным образом из базальтовых вулканитов. Там, где эти восходящие струи были особенно активными и долгоживущими, образовались мощные накопления преимущественно базальтовых пород; они и стали зеленокаменными поясами. В других местах, возможно, образовалась более тонкая океанического типа кора в результате процессов, подобных тем, что сейчас происходят в спрединговых хребтах. Остатками такой коры могут быть супракрустальные породы Малене.

Над нисходящими ветвями конвективных мантийных течений базальтовые породы скучивались, утолщая кору. Блоки более древней континентальной коры, такие, как гнейсы Амитсок, перемещались в эти участки коровой аккумуляции. Геотермический градиент, возможно, был в целом круче, чем современный, а литосфера тоньше. Более холодная и жесткая верхняя кора, вероятно, легче могла отделиться от ее более горячего и более пластичного субстрата [4]. Над зонами нисходящих мантийных струй от погружающегося субстрата отделялись крупные пластины коровых пород, надвигаясь одна на другую с образованием нагромождения покровов. Более древние гранитные породы там, где они были вовлечены в этот процесс, начинали перемежаться с базальтовыми породами, которые перемещались в участки погружения, возможно, совсем с других направлений или в другое время (чередования гнейсов Амитсок с супракрустальными породами Малене). В других местах растущие нагромождения надвиговых чешуй состояли исключительно из коровых пород океанического типа.

По мере утолщения этих нагромождений основные породы в нижних частях превращались в амфиболиты, которые вместе с прослоями пород осадочного происхождения начинали плавиться. Некоторая часть базальтовой коры, перемещавшейся в зоны нисходящих мантийных струй, могла затягиваться в мантию и плавиться там. Тектонические процессы, которые при этом участвовали, возможно, сильно отличались от тех, которые происходят в настоящее время на конвергентных границах плит. Поскольку геотермический градиент был круче, базальтовые породы начинали плавиться на меньших глубинах, чем это обычно имеет место сейчас. Поэтому составы выплавлявшихся магм отличались от состава магм, образующихся сейчас на конвергентных границах плит.

Ранние, преимущественно тоналитовые магмы поднимались и, наталкиваясь на тектонические покровы, начинали перемещаться вдоль надвиговых поверхностей, где они и кристаллизовались в форме силлов с первичной гней-

совой текстурой. Вся эта тектоническая груда продолжала утолщаться как в результате продолжившегося нагромождения надвиговых чешуй, так и вследствие внедрения новообразованных тоналитовых расплавов. На поздних стадиях частичное плавление происходило на бóльших глубинах, где базальтовые породы превратились в эклогиты. Более глубокие части тектонических нагромождений, где происходило частичное плавление, могли уже включать во все возрастающей пропорции внедрившиеся ранее тоналитовые гнейсы. Генерировавшиеся позднее расплавы были главным образом гранодиоритовыми, а отчасти даже кварцмонцонитовыми. Более поздние порции гранодиоритовых расплавов поднимались и внедрялись в тектоническую «груду», когда надвигообразование сменилось образованием лежачих складок. Деформация была очень пластической и очень интенсивной, так что первичные текстуры в большинстве пород были уничтожены. По мере того как все больше и больше гранитных пород внедрялось и кристаллизовалось, формировалась мощная континентального типа кора.

Поздние деформации были менее пластическими и привели к образованию более прямых складок. Установились высокие температуры, вода постепенно «выкипала», деформации становились более хрупкими, а степень метаморфизма в глубинных частях тектонической «груды» возросла до гранулитовой фации. Локальное повторное плавление глубоко в коре в сухих условиях дало начало чарнокитовым расплавам (например, граниты Иливерталик [2]).

Согласно этой модели, континентальная кора архея Гренландии была сформирована главным образом магмами, возникшими в результате частичного плавления базальтового материала над зонами нисходящих мантийных струй.

Гнейсы Амитсок

Определение. Термин «гнейсы Амитсок» применяется к тем кварц-полевошпатовым гнейсам района Готхоб, которые секутся многочисленными метаморфизованными дайками базитов или содержат многочисленные фрагменты амфиболитов, образовавшихся из базитовых даек [13, 36]. В качестве рабочей гипотезы принято, что все базитовые дайки являются частью одного главного роя, и они названы дайками Амералик [35].

Изотопная геология. Rb-Sr-изохроны по валовым пробам гнейсов Амитсок из трех разных участков дали возраст 3700—3780 млн. лет с начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,6998—0,7015 [44, 45, 46]. Rb-Sr-изохроны по валовым пробам гнейсов Амитсок из района Исуа дали возраст 3800 $\pm$ 129 млн. лет, тогда как четыре анализа гнейсов, взятых южнее Амералик-фьорда дали Pb-Pb-возраст 3760 $\pm$ 150 млн. лет [13, 40]. U-Pb- и Th-Pb-возраст цирконов из гнейсов Амитсок к югу от устья Амералик-фьорда, определенный методом конкордии-дисконкордии, составляет 3650 $\pm$ 50 млн. лет и 3648 $\pm$ $\pm$ 85 млн. лет соответственно [5]. Ганкарз и Вассербург [24] опубликовали результаты изучения изотопов U, Th и Pb в полевом шпате из очковых выделений в гнейсах Амитсок к югу от Готхоба. Панкхерст и др. [50] и Баадсгаард и др. [7] привели данные о возрастных соотношениях минералов в гнейсах Амитсок, которые свидетельствуют о сложной, полиметаморфической истории.

Распространение. Большинство гнейсов Амитсок сильно переработано в ходе последующих плутонических процессов и в некоторых участках их трудно распознать. С помощью изотопных исследований гнейсы Амитсок прослежены более чем на 150 км, от островов в устьях Амералик-фьорда и Буксе-фьорда до края материкового ледового щита в районе Исуа (рис. 1). Породы, содержащие амфиболиты типа даек Амералик, встречаются среди

гнейсов Нук еще на 20 км к юго-востоку [19], но изотопные определения не позволяют их идентифицировать как гнейсы Амитсок [43]. Площадь, где присутствие гнейсов Амитсок подтверждено, ограничена на северо-западе крупным поперечным разломом Атанек, который протягивается вдоль западного рукава Готхоб-фьорда (рис. 1).

На большей части площади, где они распознаются, гнейсы Амитсок чередуются с пачками супракрустальных пород Малене, анортозитовых пород и гнейсов Нук. Они были интенсивно деформированы и перекристаллизованы в период плутонического магматизма, в процессе которого внедрились гнейсы Нук. На краю ледового щита в Исуа в 40 км к северу от верховьев Готхоб-фьорда гнейсы Амитсок и заключенные в них близкие супракрустальные породы не чередуются с более молодыми породами и большей частью избежали поздней переработки. Дайки Амералик в Исуа на площади около 120 км^2 мало деформированы и лишь слабо метаморфизованы.

Стратиграфические соотношения. Гнейсы Амитсок повсеместно включают и интрудируют крупные и мелкие тела более древних супракрустальных пород. Самое крупное и наиболее хорошо сохранившееся из них образует в районе Исуа поле в форме дуги длиной 32 км и шириной от 0,8 до 3 км [16,1]. Супракрустальные породы Исуа включают: 1) амфиболиты предположительно вулканического генезиса и по химизму соответствующие богатым Fe толеитам; 2) тонкослоистые кварциты, образовавшиеся, как полагают, из кремнистых сланцев, и полосчатые кварц-магнетитовые железистые кварциты; 3) ультрамафические породы, в том числе крупные тела измененного дунита; 4) существенно карбонатные породы; 5) лейкократовые кристаллические сланцы, образовавшиеся за счет кислых вулканитов, многие из них конгломератовидные; 6) массивные зеленокаменные породы, образовавшиеся, очевидно, по базитовым силлам. Эта ассоциация пород сопоставима с ассоциацией, наблюдаемой в верхних частях многих зеленокаменных поясов.

В других местах блоки древних пород меньше по размерам и более интенсивно изменены. Они получили название «ассоциация Акилиа» [38]. Преобладающими здесь являются амфиболиты и пироксениты, отвечающие по химизму богатым Fe толеитам и коматиитам. С ними в ассоциации находятся небольшие количества ультрабазитов, железистых кварцитов и гнейсов обломочно-осадочного происхождения. Гнейсы по кислым вулканитам, возможно, присутствуют тоже, но их трудно отличить от сходных по составу и облику гнейсов Амитсок интрузивного происхождения. Набор пород в ассоциации Акилиа позволяет считать ее разобщенными фрагментами серии типа зеленокаменного пояса.

Соотношения гнейсов Амитсок с весьма протяженными и часто совсем маломощными пачками супракрустальных пород Малене, которые перемежаются с ними, были в известной мере предметом спора [17, 18]. Убедительных доказательств того, что это цоколь и чехол или что гнейсы Амитсок внедрились в супракрустальные породы Малене в виде интрузий, не было обнаружено. Косвенные признаки наводят на мысль, что чередующиеся пачки пород Амитсок и Малене являются надвиговыми чешуями, а контакты между ними — надвиговыми поверхностями, сильно замаскированными последующими деформацией и метаморфической перекристаллизацией.

Соотношения гнейсов Амитсок с анортозитовыми породами неизвестны, но свинцово-изотопные данные позволяют считать, что анортозитовые породы в районе Готхоб внедрились в толщу, включавшую в себя гнейсы Амитсок [23].

Структурная характеристика. Интенсивная плутоническая переработка уничтожила первичные текстуры и структуры в большинстве из гнейсов Амитсок. Только в Исуа на большой площади в них сохранились особенности, которые были им свойственны до внедрения даек Амералик. Гнейсы

Амитсок в районе Исуа очень сходны по облику с менее деформированными гнейсами Нук. В них весьма обычны полифазное строение, пегматитовая расслоенность и жилковатая текстура, полностью аналогичные тем, которые наблюдаются в гнейсах Нук. Это заставляет считать, что гнейсы Амитсок здесь являются синтектоническими интрузиями, а кристаллизация расплавов сопровождалась деформацией с развитием протогнейсовидности. По химизму эти гнейсы являются тоналитами и гранодиоритами серогнейсового типа.

За пределами района Исуа среди гнейсов Амитсок также преобладают тоналиты и гранодиориты серогнейсового типа, но в большинстве случаев первичные текстуры изменены до неузнаваемости. На большей части площади к северу от Амералик-фьорда гнейсы имеют вторичную пегматитовую расслоенность, которая, вероятно, образовалась в результате деформации при температурах, близких к солидусным для этих пород. В участке к югу от устья Амералик-фьорда, где гнейсы и залегающие в них дайки Амералик сравнительно слабо деформированы, в составе и структуре серых гнейсов обычно обнаруживается резкая неоднородность, которая вполне может быть первичной.

Химизм. По содержанию главных элементов серые гнейсы Амитсок весьма сходны с тоналитами, трондьемитами и гранодиоритами Нук (табл. 3 и 4). Лишь немного гнейсов Амитсок по составу сопоставимы с диоритогнейсами Нук. Среди серых гнейсов Амитсок составы с содержанием SiO_2 от 54 до 62% не были обнаружены. Содержания Al_2O_3 в гнейсах Амитсок в среднем на 1% ниже, чем в гнейсах Нук, а K_2O — выше. Среди проанализированных серых гнейсов Амитсок оказалось много гранодиоритов и несколько кварцевых монцонитов, но большинство из них являются поздними, малыми по объему фазами, которые были взяты для того, чтобы иметь породы с более высоким отношением Rb/Sr для изотопных определений.

На фоне большого сходства по содержанию главных элементов между двумя группами серых гнейсов удивляет разница между ними в отношении содержания некоторых элементов-примесей. Серые гнейсы Амитсок, особенно из района Исуа, обычно имеют более низкие содержания Sr и Ba, чем соответствующие гнейсы Нук и более высокие содержания Rb (табл. 4).

О'Нионс и Панкхерст [49] опубликовали анализы на редкие земли для восьми проб серых гнейсов Амитсок. Полные анализы некоторых из этих пород включены в табл. 3. Нормализованные по хондритам содержания р. з. э. в них удивительно варьируют и плохо коррелируются с содержаниями главных элементов. Все анализированные пробы из района Исуа и одна проба из периферии района Амералик имеют умеренно дифференцированный характер распределения р. з. э. с обогащением легкими р. з. э. и слабой Eu-аномалией или совсем без нее. Эти пробы включают три тоналитогнейса, один гранодиорито- и один трондьемитогнейс. Три пробы: тоналит из Престефьорда, трондьемит из Нарссака и гранодиорит из Куилангарссуита — обнаружили более заметные положительные Eu-аномалии. Трондьемитогнейс из Нарссака (№ 155701) крайне обеднен тяжелыми р. з. э. ($Ce_N/Tb_N \simeq 320$). Однако трондьемитогнейс из Исуа (№ 155764), по содержанию главных элементов вполне сходный с пробой № 155701 (табл. 3), характеризуется умеренно дифференцированным распределением р. з. э. ($Ce_N/Yb_N = 10{,}4$) и отсутствием Eu-аномалии.

Очковые гнейсы Амитсок. Очковые гнейсы, макроскопически совершенно отличные от серых гнейсов, к югу от устья Амералик-фьорда составляют около 20% среди гнейсов Амитсок. Они образовались из довольно однородных порфировидных кварцевых монцонитов [36]. В ранний период исследований гнейсов Амитсок очковые гнейсы преобладали среди собранных образцов, и создавалось впечатление, что эти специфические породы типичны для

гнейсов Амитсок в целом [31, 33]. Следует подчеркнуть, что эти довольно основные богатые Fe кварцевые монцониты составляют лишь небольшую часть гнейсов Амитсок всего лишь в одном участке, а на большей части территории района Готхоб явно преобладают серые гнейсы тоналит-гранодиоритового состава.

Соотношения между очковыми и серыми гнейсами неясны. Почти все контакты сильно деформированы и поэтому конкордантны. Более светлые гнейсы, возможно принадлежащие к серым гнейсам, в нескольких местах пересекают очковые гнейсы. С другой стороны, нигде не наблюдалось, чтобы очковые гнейсы пересекали серые гнейсы.

По химизму очковые гнейсы относятся к довольно основным кварцевым монцонитам, которые, по сравнению с серыми гнейсами Амитсок с тем же содержанием SiO_2, содержат гораздо больше TiO_2, $Fe_{общ}$, K_2O, Ba, Y, Zr и Nb и характеризуются более высоким отношением Fe/Mg и более низкими содержаниями Na_2O, Al_2O_3 и Sr (табл. 4). Они явно не связаны по химизму с серыми гнейсами. В частности, об этом свидетельствует характер распределения р. з. э. [49].

Очковые гнейсы по химизму близки к членам анорогенной серии рапакиви, которая обычно ассоциируется с массивными анортозитами [14, 21]. Небольшим по объему, но характерным членом этой ассоциации являются ферродиориты, которые считаются продуктом дифференциации анортозитов [21]. Очковые гнейсы Амитсок тоже ассоциируются с мелкими телами диоритогнейсов (табл. 4, № 8), которые по химизму сопоставимы с упомянутыми ферродиоритами и даже исландитами. На небольшой группе островов между устьями Амералик-фьорда и Буксе-фьорда породы ассоциации Акилиа интрудированы умеренно известковыми лейкогаббро, превращенными в гнейсы. На соседних островах на поверхность выходят гнейсы Амитсок.

Происхождение гнейсов Амитсок. Гнейсы Амитсок в большинстве своем намного сильнее изменены, чем гнейсы Нук, и их современный облик определяется поздними процессами (надвигообразованием, внедрением гнейсов Нук и т. д.). Первичные структуры и текстуры, форма интрузий, соотношения с более ранними породами и т. п. сохранились лишь местами. Поэтому выводы относительно их происхождения заключают в себе больше неопределенностей, чем в случае гнейсов Нук.

Близкое сходство структур и вариаций состава между менее измененными серыми гнейсами Амитсок и гнейсами Нук означает сходный способ образования обеих серий. Кажется вероятным, что серые гнейсы Амитсок преимущественно являются продуктом частичного плавления базальтовых пород и что расплавы внедрялись в синтектонических условиях, как и в случае гнейсов Нук. Супракрустальные породы Исуа и ассоциация Акилиа могут быть сохранившимися в коре остатками тех преимущественно базальтовых пород, из которых произошли серые гнейсы Амитсок.

Еще неясно, почему серые гнейсы Амитсок отличаются в отношении концентраций Sr, Ba и Rb от соответствующих гнейсов Нук. Возможными причинами могут быть: 1) различия в составе исходных базальтовых пород. Ассоциация Акилиа включает большую долю пород коматиитового состава, тогда как в супракрустальных породах Малене такие породы редки; 2) геотермический градиент ~3700 млн. лет назад, возможно, был круче, чем ~2900 млн. лет назад, и базальтовые породы, служившие источником амитсокских расплавов, могли начинать плавиться на меньших глубинах, где минеральные парагенезисы отличались от тех, которые были в породах, исходных для нукских расплавов.

Понимание генезиса очковых гнейсов и связанных с ними диоритогнейсов (ферродиоритов) — одна из главных проблем геологии района Готхоб. Химизм очковых гнейсов указывает на их образование в результате сравни-

тельно сухого частичного плавления сиалических пород глубоко в мощной коре. Однако полевые соотношения как будто свидетельствуют о том, что эти гнейсы образовались ранее серых гнейсов Амитсок, которые явно были первыми крупными по объему сиалическими породами, образовавшимися в регионе. Некоторые соображения позволяют высказать такое объяснение: гнейсы, интрудирующие очковые гнейсы, представляют собой поздние фазы, связанные с исходными для самих очковых гнейсов породами, а не с главной массой серых гнейсов; очковые гнейсы моложе большинства серых гнейсов и формировались в поздний «аккреционно-дифференциационный» период, когда уже образовалась мощная, состоявшая главным образом из серых гнейсов сиалическая кора, а на глубоких уровнях в ней преобладали условия гранулитовой фации. Очковые гнейсы могут быть по отношению к серым гнейсам Амитсок тем же, чем граниты Иливерталик являются по отношению к гнейсам Нук.

Заключение

В районе Готхоб примечательно сходная последовательность событий дважды повторялась в течение архея (табл. 5). Каждый период коробразования начинался с извержения больших объемов базальтовых вулканитов, причем значительная их часть, если не все, извергалась под водой. Так образовались толщи супракрустальных пород, которые в настоящее время представлены главным образом амфиболитами и включают лишь немного гнейсов, образовавшихся за счет обломочных осадков. В последующие этапы орогенического развития внедрялись и кристаллизовались с образованием протогнейсовидности огромные объемы синтектонических тоналит-гранодиоритовых магм в целом тронд'емитового характера. Химизм этих серых гнейсов согласуется с их происхождением за счет частичного плавления базальтовых пород, но исключает образование за счет повторного плавления сиалических пород.

Таблица 5

Коробразующие периоды в районе Готхоб

3850—3600 млн. лет	3000—2700 млн. лет
Образование супракрустальных толщ с преобладанием базальтовых вулканитов (супракрустальные породы Исуа, ассоциация Акилиа), зеленокаменные пояса (?)	Образование супракрустальных толщ с преобладанием базальтовых вулканитов (супракрустальные породы Малене), океаническое дно (?)
	Внедрение анортозит-лейкогаббрового(ых) расслоенного(ых) комплекса(ов)
	Надвигообразование, перемежаемость базальтовых (Малене) и гранитных (Амитсок) пород
Синтектоническое внедрение очень больших объемов тоналитов — гранодиоритов (серых гнейсов Амитсок)	Синтектоническое внедрение очень больших объемов тоналитов — гранодиоритов (гнейсов Нук)
По крайней мере две фазы деформаций	По крайней мере три фазы складчатости: ранние — лежачие, поздние — прямые
Внедрение роя базитовых даек (дайки Амералик)	
Метаморфизм, местами достигавший гранулитовой фации, локальное внедрение основных кварцевых монцонитов (исходных пород для очковых гнейсов Амитсок) (?)	Метаморфизм, местами достигавший гранулитовой фации; локальное внедрение кварцевых монцонитов (гранитов Иливерталик)

Гнейсы Амитсок и ассоциирующиеся с ними супракрустальные породы — древнейшие из известных земных пород — не дают свидетельств существования первичной гранитной или анортозитовой коры. Континентальная кора в этом районе, видимо, образовалась в ходе двух сложных циклов 3800—3600 млн. лет назад и 3000—2700 млн. лет назад соответственно. Первыми коровыми породами в каждом цикле, очевидно, были базальтовые вулканиты. Они должны были извергаться в огромных объемах, затем затягиваться обратно на глубину и подвергаться частичному плавлению. Возникавшие при этом тоналит-гранодиоритовые расплавы кристаллизовались в синтектонических условиях, давая начало серым гнейсам, которые являются главным компонентом континентальной коры. Мурбат [40, 41, 42] доказывает, что эти главные «аккреционно-дифференциационные» периоды, в течение которых происходил рост континентальной коры из верхней мантии посредством процессов необратимой дифференциации, охватывали промежуток времени всего в 50—100 млн. лет.

Химические данные, на которых базируется эта статья, получены в ходе совместной работы с Бриджуотером. Благодаря его организационным усилиям, поглотившим много времени, были проанализированы образцы и вычерчено большинство рисунков. Без его старания у меня в распоряжении не было бы химических анализов. Идеи, представленные здесь, выкристаллизовались в ходе плодотворных дискуссий со многими друзьями, но особенно с Бриджуотером, Артом и Мурбатом. Я хочу поблагодарить директора Геологической службы Гренландии за разрешение опубликовать этот материал. Я признателен за субсидию из фонда Артура Луиса Дея Национальной академии наук, позволившую мне провести два месяца в Национальном музее науки в Вашингтоне, работая над этой главой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allaart J. H.*, The pre-3780 m.y. old supracrustal rocks of the area, central West Greenland, and the associated occurrence of quartz-banded ironstones, *In* Windley B. F., ed., The early history of the Earth, 177—189, Wiley, London, 1976.
2. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths, Contrib. Miner Pet., 37, 161—174, 1972.
3. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbroiorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas, J. Pet., в печати.
4. *Armstrong R. L., Dick H.J.B.*, A model for the development of thin overthrust sheets of crystalline rock, Geology, 2, 35—40, 1974.
5. *Baadsgaard H.*, U-Th-Pb dates on zircons from the early Precambrian Amitsoq gneisses, Godthaab district, West Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 19, 22—28, 1973.
6. *Baadsgaard H.*, Further U-Pb dates on zircons from the early Precambrian rocks of the Godthaabsfjord area, West Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 33, 261—267, 1976.
7. *Baadsgaard H., Lambert R. St. J., Krupicka J.*, Mineral isotopic age relationships in the polymetamorphic Amitsoq gneisses, Godthaab district, West Greenland, Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 513—527, 1976.
8. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitie liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, Geology, 4, 596—600, 1976.
9. *Barker F., Peterman Z. E.*, Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambriancrust, Precambrian Res., 1, 1—12, 1974.
10. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1.7-to 1.8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: geochemistry and depth of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189—198, 1976.
11. *Bateman P. C., Dodge F.C.W.*, Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada batholith, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 409—420, 1970.
12. *Bateman P. C., Clark L. D., Huber N. K., Moore J. G., Rinehart C. D.*, The Sierra Nevada batholith — synthesis of recent work across the central part, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 414-D, D1-D46, 1963.
13. *Black L. P., Gale N. H., Moorbath S., Pankhurst R. J., McGregor V. R.*, Isotopic dating of very early Precambrian amphibolite facies gneisses from the Godthaab district, West Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 12, 245—259, 1971.

14. *Bridgwater D., Windley B. F.*, Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic shield during the mid-Proterozoic, *In* Lister L. A., ed., Symposium on granites, gneisses and related rocks, Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ., 3, 307—317, 1973.
15. *Bridgwater D., McGregor V. R., Myers J. S.*, A horizontal tectonic regime in the Archean of Greenland and its implications for early crustal thickening, Precambrian Res., 1, 179—197, 1974.
16. *Bridgwater D., Keto L., McGregor V. R., Myers J. S.*, Archean gneiss complex of Greenland, *In*: Watt W. S., Escher A. E., eds., Geology of Greenland, 18—75, Grønlands Geol. Unders., Copenhagen, 1976.
17. *Chadwick B., Coe K.*, A horizontal tectonic regime in the Archean of Greenland and its implications for early crustal thickening — a comment, Precambrian Res., 2, 397—404, 1975.
18. *Chadwick B., Coe K.*, New evidence relating to Archean events in southern West Greenland, *In:* Windley B. F., ed., The early history of the Earth, 203—211, Wiley, London, 1976.
19. *Chadwick B., Coe K, Gibbs A. D., Sharpe M. R., Wells P.R.A.*, Field evidence relating to the origin of 3000 Myr gneisses in southern West Greenland, Nature, 249, 136—137, 1974.
20. *Compton P. M.*, Rare earth evidence for the origin of the Nuk gneisses, West Greenland, Contrib. Mineral. Pet., в печати.
21. *Emslie R. F.*, Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America, Precambrian Res., в печати.
22. *Eschner J. C., Myers J. S.*, New evidence concerning the original relationship of early Precambrian volcanics and anortho- site in the Fiskenaesset region, southern West Greenland, Rapp. Grønlands Geol. Unders., 75, 72—76, 1975.
23. *Gancarz A. J.*, 2,8 AE old anorthosites from West Greenland, Unpublished Ph. D. thesis, California Institute of Technology, 1976.
24. *Gancarz A. J., Wasserburg G. J.*, Initial Pb of the Amitsoq gneiss, West Greenland, and implications for the age of the Earth, Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1283—1301, 1977.
25. *Gastil R. G., Krummenacher D., Doupont J., Bushee J.*, The batholithic belt of southern California and Western Mexico, Pacific Geol., 8, 73—78, 1974.
26. *Hanson G. N., Goldich S. S.*, Early Precambrian rocks in the Saganaga Lake-Northern Light Lake area, Minnesota-Ontario, Pt. 2, Petrogenesis, Geol. Soc. Am. Mem., 135, 179—192, 1972.
27. *Hotz R. E.*, Plutonic rocks of the Klamath Mountains, California and Oregon, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 684-B, 1971.
28. *Kalsbeek F., Myers J. S.*, The geology of the Fiskenaesset region, Rapp. Grønlands Geol. Unders., 51, 5—18, 1973.
29. *Kistler R. W.*, Phanerozoic batholiths in western North America: a summary of some recent work on variations in time, space, chemistry, and isotopic compositions, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 2, 403—418, 1974.
30. *Kistler R. W., Peterman Z. E.*, Variations in Sr, Rb, K, Na and initial Sr^{87}/Sr^{86} in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3489—3512, 1973.
31. *Krupicka J.*, Early Precambrian rocks of granitic composition, Can. J. Earth Sci., 12, 1307—1315, 1975.
32. *Lambert I. B., Wyllie P. J.*, Melting of tonalite and crystallization of andesite liquid with excess water to 30 kilobars, J. Geol., 82, 88—97, 1974.
33. *Lambert R. St. J., Holland J. G.*, Amitsoq gneiss geochemistry, preliminary observations, *In*: Windley B. F., ed., The early history of the Earth, 191—201, Wiley, London, 1976.
34. *Larsen E. S., Jr.*, Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, southern California, Geol. Soc. Am. Mem., 29, 182 pp., 1948.
35. *McGregor V. R.*, Field evidence of very old Precambrian rocks in the Gotdhâb area, West Greenland, Rapp. Grøn'and Geol. Unders., 19, 31—35, 1968.
36. *McGregor V. R.*, The early Precambrian gneisses of the Godthâb district, West Greenland, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A273, 343—358 1973.
37. *McGregor V. R.*, A horizontal tectonic regime in the Archean of Greenland and its implications for early crustal thickening — a reply, Precambrian Res., 2, 400—404, 1975.
38. *McGregor V. R., Mason B.*, Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland, Am. Miner., 62, 887—905, 1977.
39. *McKenzie D. P., Weiss N.*, Speculations on the themnal and tectonic history of the Earth, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 42, 131—174, 1975.
40. *Moorbath S.*, Constraints for the evolution of Precambrian crust from strontium isotopic evidence, Nature, 254, 395—398, 1975.
41. *Moorbath S.*, Age and isotope constraints for the evolution of Archean crust, *In*: Windley B. F., ed., The early history of the Earth, 351—360, Wiley, London, 1976.

42. *Moorbath S.*, Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust, Chem. Geol., 20, 151—187, 1977.
43. *Moorbath S.*, *Pankhurst R. J.*, Further rubidium-strontium age and isotopic evidence for the nature of the late Archean plutonic event in West Greenland, Nature, 262, 124—126, 1976.
44. *Moorbath S.*, *O'Nions R. K.*, *Pankhurst R. J.*, *Gale N. R.*, *McGregor V. R.*, Further rubidium-strontium age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland, Nature Phys. Sci., 240, 78—82, 1972.
45. *Moorbath S.*, *O'Nions R. K.*, *Pankhurst R. J.*, The evolution of early Precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland — geochemical and isotopic evidence, Earth Planet. Sci. Lett., 27, 229—239, 1975.
46. *Moorbath S.*, *Allaart J. H.*, *Bridgwater D.*, *McGregor V. R.*, Rb-Sr ages of early Archean supracrustal rocks and Amitsoq gneisses at Isua, Nature, 270, 43—45, 1977.
47. *Moore J. G.*, The quartz diorite boundary line in the western United States, J. Geol., 39, 198—210, 1959.
48. *Myers J. S.*, Granitoid sheets, thrusting and Archean crustal thickening in West Greenland, Geology, 4, 265—268, 1976.
49. *O'Nions R. K.*, *Pankhurst R. J.*, Rare-earth element distribution in Archean gneisses and anorthosites, Godthåb area, West Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 22, 328—338, 1974.
50. *Pankhurst R. J.*, *Moorbath S.*, *Rex D. C.*, *Turner G.*, Mineral age patterns in ca. 3700 m.y. old rocks from West Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 20, 157—170, 1973.
51. *Roddick J. A.*, *Hutchison W. W.*, Setting of the Coast Plutonic Complex, British Columbia, Pacific Geol., 8, 91—108, 1974.
52. *Taylor S. R.*, Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks, Oregon Dep. Geol. Miner. Ind. Bull., 65, 43—63, 1969.
53. *Wells P.R.A.*, Late Archean metamorphism in the Buksefjorden region, Southwest Greenland, Contrib. Miner. Pet., 56, 229—242, 1976.
54. *Windley B. F.*, *Smith J. V.*, Archean high grade complexes and modern continental margins, Nature, 260, 671—675, 1976.
55. *Wyllie P. J.*, Crustal anatexis: an experimental review, Tectonophys., 43, 41—72, 1977.

Глава 7

Метаморфическая эволюция раннеархейских тоналитовых и трондьемитовых гнейсов района Саглек, Лабрадор

К. Д. Коллерсон и Д. Бриджуотер

Краткое содержание

Раннеархейская континентальная кора северного Лабрадора (образовавшаяся более 3,6 млрд. лет назад) сложена преимущественно либо мигматитами, либо порфирокластическими (очковыми) гнейсами, содержащими включения супракрустальных пород, лейкогаббро и анортозитоь Среди мигматитовых и очковых гнейсов выделены две серии (гнейсы Уйвак I и гнейсы Уйвак II), возраст которых соответствует Rb/Sr-изохроне 3622 млн. лет. Магматическая серия Уйвак I, которая, как считается, образовалась из материнских пород, варьирующих по составу преимущественно от трондьемита до гранодиорита, претерпела сложную структурную и метаморфическую эволюцию, прежде чем произошло внедрение пород, ставших исходными для гнейсовой серии Уйвак II.

В течение раннего периода метаморфической истории рассматриваемой области на разных структурных уровнях произошло образование ассоциаций, соответствующих гранулитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма. Микроструктурные и парагенетические взаимоотношения в серых гнейсах Уйвак I указывают на то, что после возникновения в данной серии плоскопараллельных текстур произошел регрессивный метаморфизм, переместивший эти породы из гранулитовой фации в амфиболитовую. Результатом этого явилось образование биотита и вторичной роговой обманки за счет роговой обманки и ортопироксена из ранних гранулитовых парагенезисов. Одновременно с этим увеличилось количество микроклина и кварца в породах. Авторы интерпретируют эти изменения как результат K- и Rb-метасоматоза, который протекал при внедрении и деформации материнских пород гнейсов Уйвак II. Увеличение содержания Rb определило более низкие K/Rb- и более высокие Rb/Sr-отношения по сравнению с теми, которые обычно характерны для тоналит-трондьемитовых ассоциаций. Предполагается, что возраст, полученный по изохроне, определяет время этого аллохимического метаморфизма.

Считается, что интенсивное фракционирование р. з. э. и различные отношения Ce/Y в гнейсах серии Уйвак I являются следствием либо метаморфических, либо магматических процессов, в ходе которых имеет место перенос р. з. э. и Y в виде растворимых соединений вместе с летучими компонентами, образовавшимися в нижних частях коры или в верхней мантии. Кроме указанных элементов таким образом могли переноситься и другие литофильные элементы с большими ионными радиусами.

Авторы предлагают модель образования трондьемит-тоналитовых материнских пород (протолитов) гнейсов Уйвак I при частичном плавлении меланократового гранулита вследствие высокого геотермического градиента в раннем архее и интенсивной дегазации мантии и нижней коры. Формирование раннеархейской сиалической коры рассматривается как кумулятивный, циклический процесс. Одновременно с частичным плавлением образованного ранее в глубинных частях коры меланократового гранулита проявлялся мафитовый и ультрамафитовый вулканизм. Возникновение гнейсов Уйвак II рассматривается как результат частичного плавления тоналитовых и трондьемитовых гнейсов, метаморфизованных в гранулитовой фации; возможно, при этом некоторое значение имела фракционная кристаллизация образовавшегося расплава.

Введение

Полигенетические серии кварц-полевошпатовых гнейсов (серые гнейсы), как обладающие сложной расслоенностью, так и однородные, сходные по составу с трондьемитами, тоналитами и гранодиоритами, широко развиты

K. D. Collerson, Department of Geology, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, Canada, AIC 5S7. *D. Bridgwater*, The Geological Survey of Greenland, Øster Volgade 10, DK-1350, Copenhagen K, Denmark.

в областях распространения высокометаморфизованных гнейсов [37, 72, 19, 17, 26, гл. 6 в данном сборнике]. Эти гнейсы переслаиваются с супракрустальными породами (метаосадочными и метавулканическими), а также с разнообразно деформированными телами изначально основных и ультраосновных пород (габбро, лейкогаббро, анортозитов и перидотитов). Разновозрастные базитовые дайки, указывающие на существование большого количества различных зон растяжения, обычно имеют интрузивные взаимоотношения с кварц-полевошпатовыми гнейсами и, кроме того, являются хорошими литостратиграфическими маркерами [72, 16].

В некоторых архейских гнейсах, таких, как комплекс древних гнейсов Свазиленд [54, 55, 56, 57] и гнейсы района Уэбб-Каньон, Вайоминг (гл. 1 в данном сборнике), метабазитовые образования, переслаивающиеся с трондьемитовыми и тоналитовыми гнейсами, рассматриваются как составная часть исходной бимодальной серии вулканического происхождения, образованной дацитовыми и базальтовыми лавовыми потоками [11]. Однако в других случаях, например в гнейсовых комплексах Льюис, Шотландия [90], района Саглек, Лабрадор [26, 14, 15], и района Готхоб, Гренландия [72], аналогичные двучленные ассоциации отсутствуют и считается, что существенные различия в составе между преобладающими кислыми серыми гнейсами и подчиненными средними и основными членами серий отражают изменение характера вулканической или интрузивной деятельности.

В таких гнейсовых комплексах часто сохраняются признаки коры раннего архея [79, 78, 77, 76, 6, 7, 8, 58, 51, 12, 107, 40, 108], поэтому изучение петрологического и геохимического развития этих загадочных «гранитных» серий имеет принципиальное значение для познания эволюции коры на ранних этапах истории Земли.

Было предложено множество гипотез для объяснения способа образования и особенностей геохимии (особенно дефицита тяжелых р. з. э.) этих низкокалиевых силикатных пород, являющихся исходными для гнейсовых серий.

1. Ремобилизация первичной сиалической коры [Мак-Грегор, 1951; Хантер, 1957; 97].
2. Частичное плавление граувакк [20, 28].
3. Фракционная кристаллизация водосодержащей базальтовой магмы [41, 52, 3].
4. Частичное плавление океанической коры [39, 38].
5. Частичное плавление эклогита [46, 37, 4, 5, 27].
6. Фракционирование вещества верхней мантии, содержащего гранат и роговую обманку при наличии воды в восстановительных условиях [66].
7. Частичное плавление амфиболита [37, 46, 10].
8. Фракционная кристаллизация граната из магмы основного или среднего состава или частичное плавление основной или средней гранатсодержащей породы [86].
9. Частичное плавление меланократового гранулита под влиянием высокого геотермического градиента и высокой активности CO_2 [25].

В настоящей статье рассматриваются результаты полевых наблюдений, петрологические и геохимические данные, касающиеся образования гнейсов Уйвак, развитых на севере полуострова Лабрадор и имеющих возраст 3,6 млрд. лет. Кроме того, авторы расширяют область применения классических методов магматической петрологии для объяснения генезиса высокометаморфизованных тектонитов трондьемит-тоналитового состава из областей развития раннеархейских гнейсов.

Геологическое положение

На полуострове Лабрадор архейский гнейсовый комплекс распространен в пределах вытянутой прибрежной зоны длиной около 600 км. Эта область расположена на западном фланге Северо-Атлантического кратона [19] в провинции Нейн Канадского щита (рис. 1). На западе распространение ар-

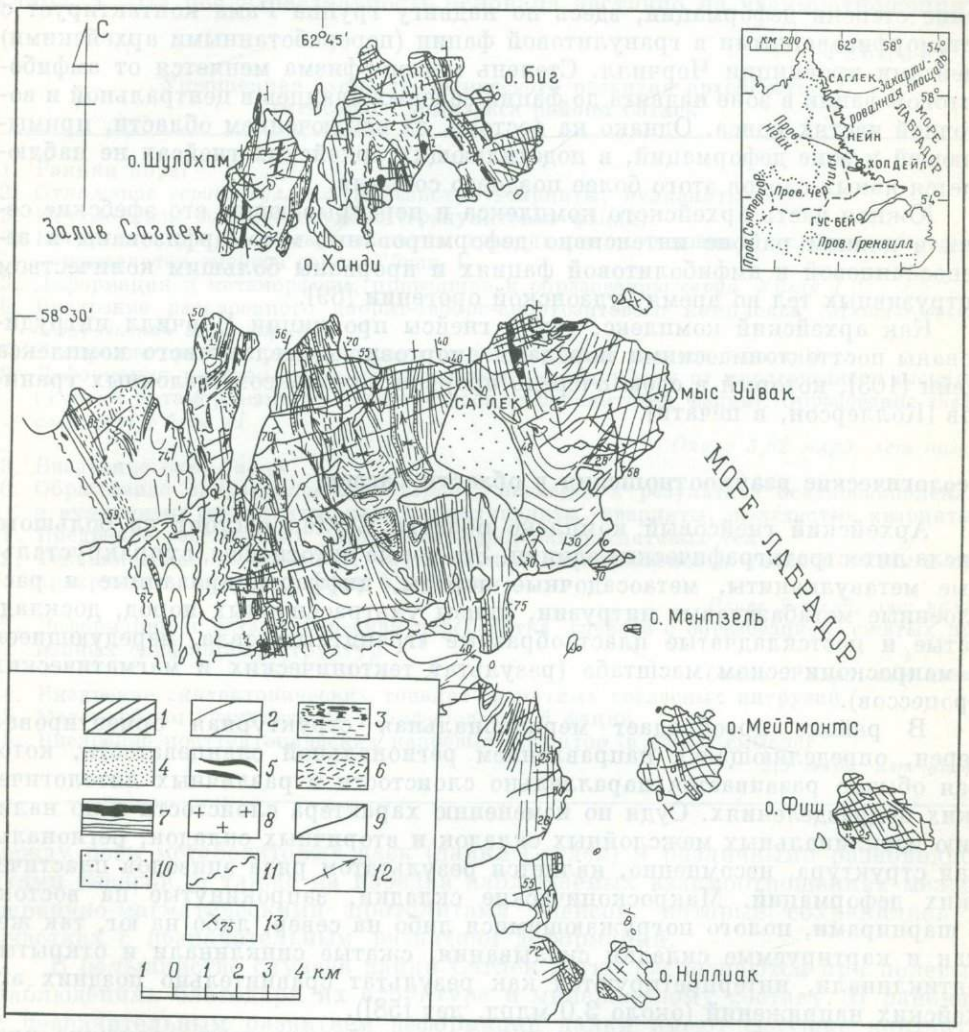


РИС. 1. Геологическая карта района Саглек, северный Лабрадор. *1* — серия Нуллиак; *2* — гнейсы Уйвак; *3—4* — *супракрустальные образования Упернавик*: *3* — метаосадки, *4* — метавулканиты; *5* — тела ультраосновных пород; *6* — агматиты; *7* — гнейсы Итерангнек; *8* — позднe- и посттектонические граниты; *9* — диабазовые дайки; *10* — ледниковые отложения; *11* — разломы; *12* — оси складок; *13* — простирание и падение сланцеватости.

хейских гнейсов ограничено провинцией Черчилл, где гнейсы претерпели интенсивную деформацию и метаморфизм гранулитовой фации во время гудзонской орогении около 1,8 млрд. лет назад [81, 80].

Архейский комплекс с несогласием перекрывают многочисленные раннепротерозойские (эфебские) серии чехла. Эти супракрустальные пояса сло-

жены главным образом обломочными и карбонатно-осадочными породами (группы Рама и Снайдер [62, 94]) или основными вулканическими породами и диабазовыми силлами (группа Магфорд [93]). К западу от Саглека вдоль границы между провинциями Нейн и Черчилл обнажается группа Рама в виде полосы длиной около 100 км и шириной от 8 до 16 км. В этой серии широко развиты сжатые и открытые складки, образовавшиеся во время гудзонской орогении. Вдоль западного края пояса наблюдается заметное увеличение степени деформации, здесь по надвигу группа Рама контактирует с метаморфизованными в гранулитовой фации (переработанными архейскими) гнейсами провинции Черчилл. Степень метаморфизма меняется от амфиболитовой фации в зоне надвига до фации зеленых сланцев в центральной и восточной частях пояса. Однако на востоке, за исключением области, примыкающей к зоне деформаций, в подстилающих архейских гнейсах не наблюдается явных следов этого более позднего события.

Южная часть архейского комплекса и перекрывающие его эфебские серии в данном районе интенсивно деформированы, метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях и прорваны большим количеством интрузивных тел во время гудзонской орогении [69].

Как архейский комплекс, так и гнейсы провинции Черчилл интрудированы посттектоническими породами анортозит-адамеллитового комплекса Нейн [103], который в свою очередь прорван комплексом щелочных гранитов [Коллерсон, в печати].

Геологические взаимоотношения в области Саглек

Архейский гнейсовый комплекс области Саглек состоит из большого числа литостратиграфических единиц. Это серые ортогнейсы, супракрустальные метавулканиты, метаосадочные породы, дифференцированные и расслоенные метабазитовые интрузии, линзы ультраосновных пород, доскладчатые и постскладчатые пластообразные «гранитные» тела, чередующиеся в макроскопическом масштабе (результат тектонических и магматических процессов).

В районе преобладает меридиональная структурная ориентировка зерен, определяющаяся направлением региональной сланцеватости, которая обычно развивается параллельно слоистости в различных литологических подразделениях. Судя по изменению характера слоистости и по наличию изоклинальных межслойных складок и вторичных складок, региональная структура, несомненно, является результатом ряда эпизодов пластических деформаций. Макроскопические складки, запрокинутые на восток, с шарнирами, полого погружающимися либо на север, либо на юг, так же, как и картируемые складки скалывания, сжатые синклинали и открытые антиклинали, интерпретируются как результат сравнительно поздних архейских напряжений (около 3,0 млрд. лет [58]).

Вследствие блокового характера разрывной тектоники, возможно проявившейся во время кульминационных событий раскрытия моря Лабрадор в мезозое [59], гнейсы архейского комплекса обнажаются на разных структурных уровнях. Тем не менее в соседних блоках породы с гранулитовыми парагенезисами обычно находятся рядом. Однако встречаются участки, где среди преимущественно гранулитовых ассоциаций локально развиты породы амфиболитовой фации метаморфизма, указывая на то, что метаморфизм проходил в условиях различного парциального давления воды. В других районах реликтовые парагенезисы, возникшие при более раннем метаморфизме гранулитовой фации (древнее 3,6 млрд. лет), сохраняются в виде включений в серых супракрустальных ортогнейсах, метаморфизованных в амфиболитовой фации.

Деформация комплексов основания кратонов типа Северо-Атлантического кратона является явно неоднородной в макроскопическом масштабе [19, 82]. Одновременно могут образовываться области с интенсивными и сравнительно слабыми деформациями. Таким образом в одном районе можно обнаружить образования, находящиеся на различных стадиях структурно-литологического развития. Относительная последовательность событий при образовании различных гнейсовых комплексов в районе Саглек приведена в табл. 1. Эта последовательность основана частично на взаимоотношениях

Таблица 1

Упрощенная схема геологического развития архейского гнейсового комплекса района Саглек

1. Ранняя кора?
2. Отложение *серии Нуллиак* (железистые кварциты, вулканиты)
3. Метаморфизм высокой ступени (гранулитовая фация)
4. Внедрение трондьемитов, тоналитов, гранодиоритов, основных и средних пород — протолитов гнейсов серии Уйвак I
5. Деформация и метаморфизм, приведшие к образованию *серии Уйвак I*
6. Внедрение расслоенного диорит-габбро-анортозитового комплекса (*Ментзельская интрузивная ассоциация*)
7. Внедрение гранодиоритов и гранитов — протолитов гнейсов Уйвак II
8. Деформация и метаморфизм (регрессивный метаморфизм от парагенезисов высокой ступени метаморфизма до парагенезисов амфиболитовой фации). Образование *гнейсов серии Уйвак II*

Около 3,62 млрд. лет назад

9. Внедрение *даек Саглек*
10. Образование *супракрустальной серии Упернавик* в результате осадконакопления и вулканизма (вулканиты, пелиты, полупелиты, кварциты, железистые кварциты)
11. Внедрение расслоенных ультрабазит-габбро-анортозитовых тел
12. Тектонические деформации, обусловившие перемежаемость гнейсов Уйвак и супракрустальных пород серии Упернавик

Ранее 3 млрд. лет назад

13. Деформация и метаморфическая переработка гнейсов с образованием сжатых линейных синформных структур

Около 3 млрд. лет назад

14. Внедрение синтектонических тоналит-гранитных согласных интрузий
15. Метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций
16. Внедрение посттектонических калиевых гранитов (в узком смысле)

2,5 млрд. лет назад

между роем метабазитовых даек (дайки Саглек) и различными разновидностями гнейсов, а также на изредка наблюдаемых взаимоотношениях между первично-магматическими протолитами гнейсов, которые сохранились в участках с незначительным развитием деформаций.

В большинстве случаев дайки Саглек легко распознаются при полевых наблюдениях благодаря их структуре и минеральному составу. В районах с незначительным развитием деформаций дайки имеют секущие контакты и апофизы во вмещающие гнейсы, которые во всех случаях обладают отчетливо выраженными петроструктурами тектонитов, образовавшимися до внедрения даек. В областях развития интенсивных деформаций вследствие тектонического вращения дайки образуют прерывистые тела, согласные со слоистостью гнейсов. Дайки Саглек не могут являться членами бимодальной серии, включающей гнейсы, исходя из их первичных взаимоотношений с вмещающими породами.

Дайки сложены мелкозернистыми породами, состоящими главным образом из плагиоклаза An_{34}, роговой обманки и реже клинопироксена, которые ориентированы под прямым углом к направлению гранобластовых микроструктур. В дайках присутствуют неправильной формы скопления

мегакристаллов плагиоклаза размером до 2 см или ксенолиты анортозита размером до 10 см (возможно, родственного скоплениям плагиоклазовых мегакристаллов). Некоторые из полевых шпатов имеют реликтовые ядра, представленные битовнитом (An_{77}), которые окружены каемками мелкозернистого гранобластового перекристаллизованного андезина (An_{33-36}), по-видимому находящегося в равновесии с плагиоклазом метаморфизованной основной массы породы. Наличие мегакристаллов позволяет установить большое количество деформаций растяжения во время последнего этапа складчатости и перекристаллизации.

Мощность отдельных даек обычно меняется от 10 см до 10 м. Самые мощные дайки, обнаруженные на острове Ментзель (рис. 1), имеют тонкозернистые метаморфизованные закаленные контакты, в которых содержится большое количество порфирокластов плагиоклаза; центральные части даек сложены крупнозернистыми бластогаббровыми породами.

Использование даек позволяет расчленить гнейсовый комплекс на две «стратиграфические» группы: 1 — породы, образовавшиеся до внедрения даек, и 2 — породы, образовавшиеся из протолитов, внедрившихся или отложившихся и тектонически переработанных после становления даек (табл. 1). Последовательность, представленная в табл. 1, сходна с установленной Мак-Грегором ([72] и гл. 6 в данном сборнике) в области Готхоб, западная Гренландия, хотя детальные изотопные исследования, по данным Баадсгаарда (в печати), вносят в эту схему ряд существенных ограничений.

Последующее изложение касается той части гнейсового комплекса, формирование которой предшествовало образованию даек Саглек. Как предполагается, ее возраст древнее 3,6 млрд. лет. Особенности геологического развития данного комплекса в более позднее время освещены в литературе [26, 17] и не рассматриваются в настоящей статье.

Метаплутонические породы: гнейсы Уйвак

Гнейсы Уйвак (*уйвак* на языке индейцев — самое отдаленное место) — сложная группа ортогнейсов, она является самым древним и наиболее распространенным литологическим подразделением в районе Саглек. Геологические и геохимические данные позволяют выделить среди гнейсов Уйвак две отдельные серии, получившие название *гнейсы Уйвак* I и *гнейсы Уйвак* II. Возраст обеих серий составляет 3622 ± 72 млрд. лет (определен по Pb/Sr-изохроне для пород), первичное отношение изотопов стронция составляет $0{,}7014 \pm 0{,}0008$ [58]. При сравнении с гренландскими гнейсами Амитсок, имеющими возраст около 3,6 млрд. лет ([72] и гл. 6 в данном сборнике), выясняется, что гнейсы Уйвак I в общем коррелируются с серыми гнейсами Амитсок (относящимися к низкокалиевой серии по Ламберту и Холланду [66]), а гнейсы Уйвак II напоминают «очковые» гнейсы Амитсок по Мак-Грегору («нормальная» серия Ламберта и Холланда).

В описываемом районе площадь выходов пород, имеющих возраст 3600 млн. лет, на 80% сложена гнейсами Уйвак I. Это сложная по составу полифазная серия, представляющая собой чередование мелко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых «серых» гнейсов и мигматитов. В отполированных льдами прибрежных обнажениях в них выделяются светлые и темные прослои (цвет которых определяется соотношением фельзитических и мафических минералов). В различной степени проявлена сланцеватость. Среди гнейсов отчетливо выделяются макро- и микроскопические, конкордантные и дискордантные жилы пегматитов, обогащенных калиевым полевым шпатом (рис. 2). Однородные участки гнейсов сложены породами трондьемит-тоналит-гранодиоритового состава, для которых характерен парагенезис: кварц + олигоклаз + микроклин + биотит + роговая обманка, и пере-

слаиваются с лейкократовыми гнейсами, содержащими микроклин. Более основные образования серии Уйвак I встречаются в подчиненных количе-



РИС. 2. Тоналитовые гнейсы Уйвак I с большим количеством пегматитовых жил. Видны также будинированные тела метагаббро. Близ мыса Уйвак, Саглек.

ствах. Они представлены пластообразными телами меланократовых рогово-обманковых или обогащенных биотитом гнейсов, по составу отвечающих

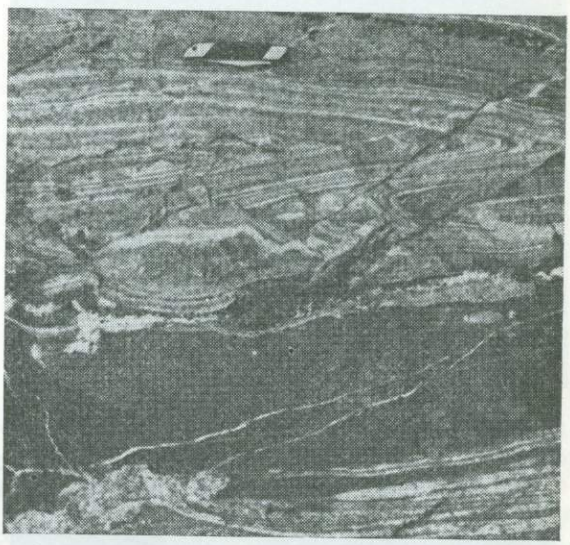


РИС. 3. Серые гнейсы Уйвак I, подвергшиеся изоклинальной складчатости нескольких генераций и прорванные дайкой Саглек. Примерно в 6 км юго-восточнее Саглека.

габбро, диориту и монциниту, мощностью до 1 м. Обычно это более однородные породы по сравнению с кварц-полевошпатовыми гнейсами, которые пронизаны пегматитами.

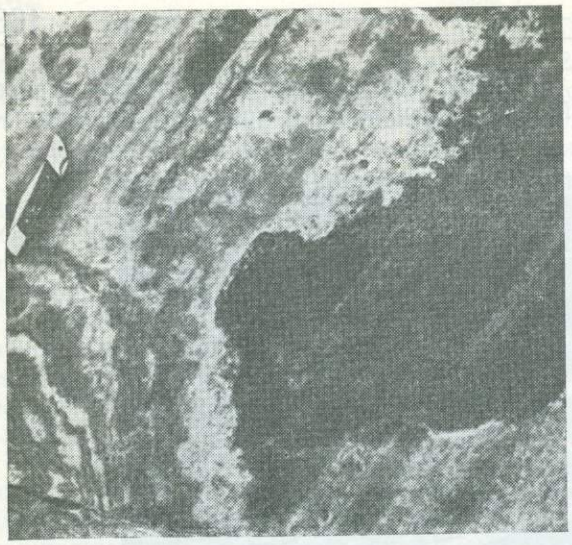


РИС. 4. Отчетливо выраженная линейность в серых гнейсах Уйвак I. Примерно в 6 км юго-восточнее Саглека.

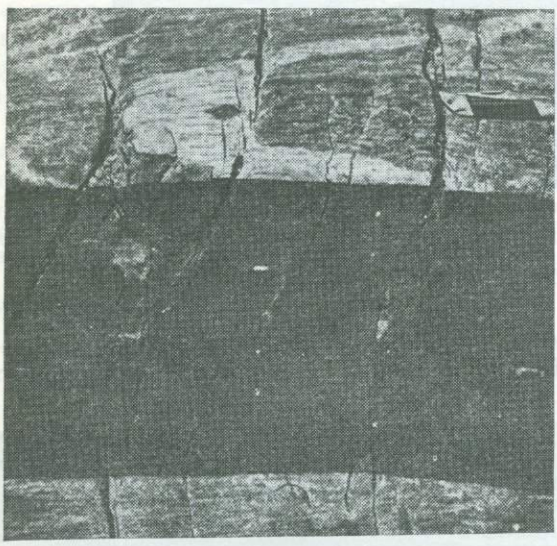


РИС. 5А. Межслойная складка в гнейсах Уйвак I; четко выражено рассланцевание пород, параллельное осевой плоскости. Гнейсы прорваны дайкой Саглек, содержащей деформированные мегакристаллы плагиоклаза. Литл-Айленд, близ бухты Саглек.

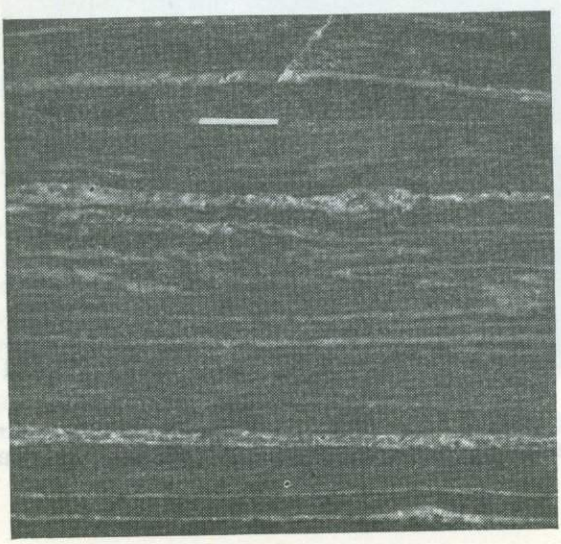


РИС. 5Б. Серые гнейсы Уйвак I с бескорневыми межслоевыми складками, образовавшимися при развитии сланцеватости. Гавань Сент-Джонс, Саглек.

Полевые наблюдения в участках небольших конечных деформаций, например в шарнирах поздних антиформных макроскопических складок, указывают на то, что гнейсы претерпели сложную структурную эволюцию еще до внедрения пород, ставших протолитами для гнейсов Уйвак II. В таких участках серии Уйвак I хорошо сохраняются гнейсовидные текстуры.

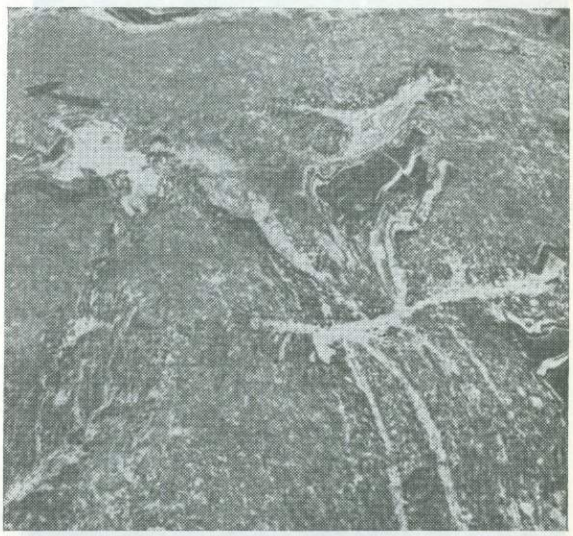


РИС. 6. Ксенолиты супракрустальных образований Нуллиак в очковых гнейсах Уйвак II. Побережье напротив острова Нуллиак.

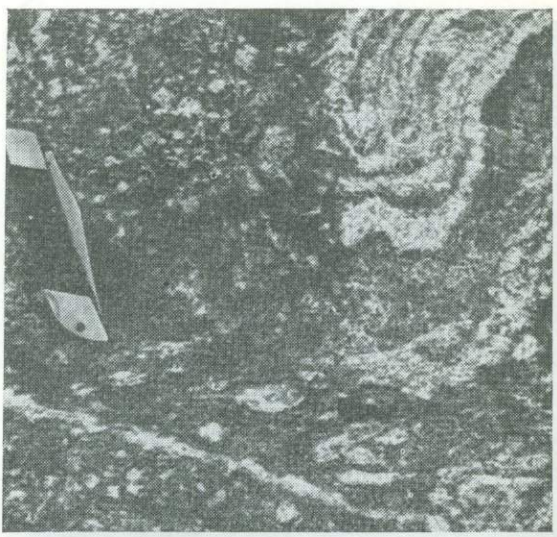


РИС. 7. Ксенолит серых гнейсов Уйвак I в очковых гнейсах. Побережье напротив острова Нуллиак.

Полосчатость гнейсов и параллельная ориентировка минералов обычно нарушены изоклинальными складками нескольких генераций, каждая из которых характеризуется рассланцованностью, параллельной осевой плоскости, в зонах шарниров (рис. 3) и линейностью, параллельной осям складок (рис. 4). В участках интенсивных конечных деформаций ранние изоклинальные складки выглядят как бескорневые межслойные клинья (рис. 5А и 5Б).

Хотя главные различия в составе отдельных частей гнейсовой серии Уйвак I, скорее всего, связаны с разным составом магматических пород,

из которых они впоследствии образовались, авторы считают, что лейкократовые жилы и прослои главным образом имеют вторичную природу и связаны с анатексисом и метаморфизмом высокой ступени и метаморфической дифференциацией. Образовалась ли эта слоистость при внедрении исходных

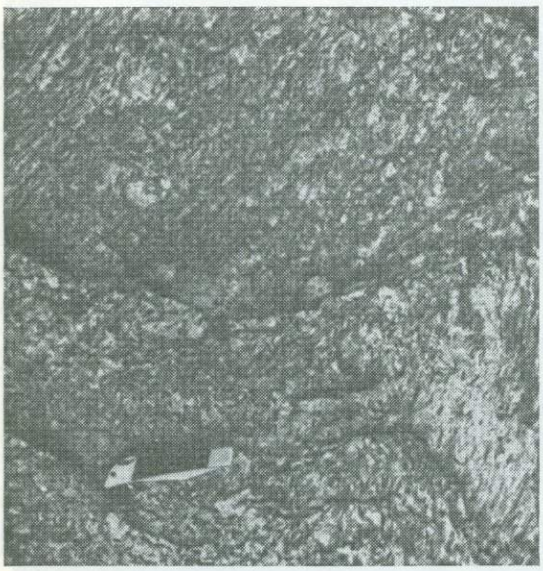


РИС. 8. Деформированные очковые гнейсы с линейно-плоскостной структурой и порфирокласты микроклина. Остров Ментзель, Саглек.

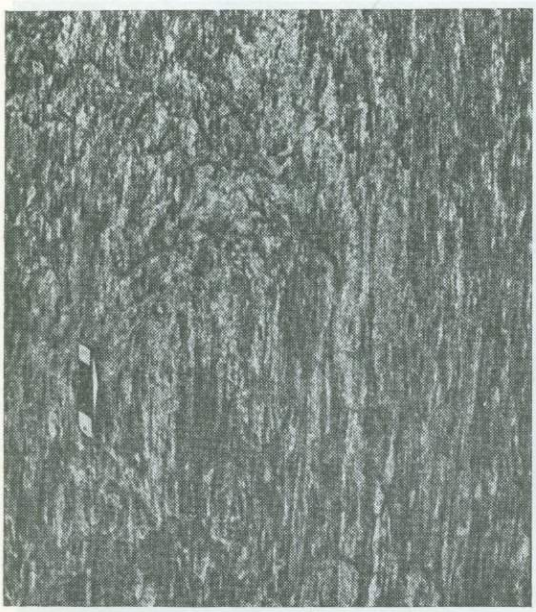


РИС. 9. Линейность в очковых гнейсах, обусловленная ориентированным расположением вытянутых вследствие деформации порфиробластов. Остров Ментзель.

пород или она является результатом последующей деформации и метаморфизма — этот вопрос до сих пор является предметом дискуссий.

Гнейсы Уйвак II являются средне- и крупнозернистыми породами, обычно они представлены калиевыми разностями и обладают более высокими содержаниями железа и магния по сравнению с гнейсами Уйвак I при одина-

ковом содержании кремнезема. Магматические, интрузивные взаимоотношения между супракрустальными образованиями комплекса Нуллиак и гнейсами серии Уйвак I сохраняются в областях с незначительным развитием складчатых деформаций (рис. 6 и 7). По площади распространения гнейсы серии Уйвак II составляют менее 10% от площади всего гнейсового комплек-



РИС. 10. Небольшие шевронные складки, нарушающие линейно-плоскостную структуру в гнейсах Уйвак II.



РИС. 11. Зона интенсивных конечных деформаций в очковых гнейсах, характеризующаяся сетчато-прожилковой милонитовой структурой. Побережье напротив острова Нуллиак.

са и встречаются преимущественно в пределах пояса неправильной формы, протягивающегося от района Уайт-Пойнт через острова Ментзель и Мейдмонтс до района побережья, расположенного напротив острова Нуллиак. Кроме того, они хорошо обнажены вдоль южного берега залива Саглек, примерно в 2 км к востоку от Саглека (рис. 1). В этих районах, характеризующихся меньшей степенью деформаций, ширина выходов данных пород достигает 1 км. В других районах гнейсы Уйвак II обнажаются в виде узких

полос шириной 4—5 м и имеют интрузивные или тектонические контакты с мигматитами серии Уйвак I.

Для гнейсов характерны отчетливо выраженные линейно-плоскостные и линейные структуры. Сланцеватость огибает удлиненные порфирокласты микроклина размером 1 × 2 см (рис. 8). Вследствие сильной вытянутости порфирокластов образуется четкая структура в плоскости рассланцевания, при этом размеры мегакристаллов в трех измерениях соотносятся как 30 : 3 : 1 (рис. 9). В некоторых местах линейно-плоскостные структуры деформированы с образованием шевронных складок (рис. 10). В зонах интенсивных

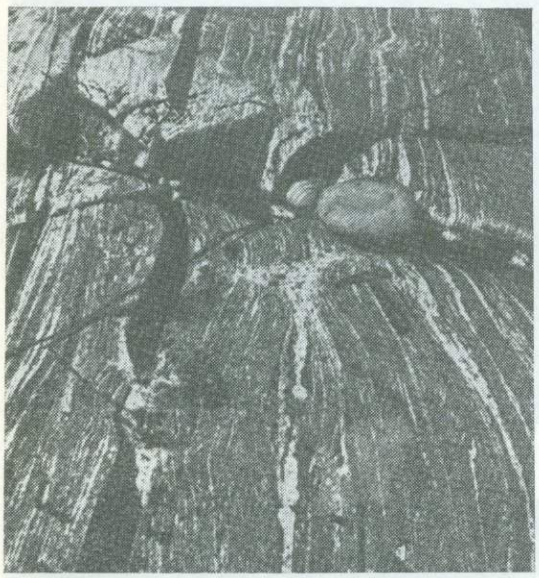


РИС. 12. Сильно деформированные очковые гнейсы; видно образование новой слоистости. Побережье напротив острова Нуллиак.

конечных деформаций эти складки структурно образуют новую слоистость, вместе с этим происходит уменьшение размера зерен вследствие динамометаморфической перекристаллизации и развития сетчатой милонитовой микротекстуры (рис. 11). Даже в сравнительно слабо деформированных участках, где в гнейсах еще видны мегакристаллы, в результате локальной неоднородности в распределении деформаций образуются зоны полосчатых гнейсов. Там, где этот процесс проявлен в масштабах обнажения (рис. 12), исключительно трудно отличить интенсивно деформированные гнейсы Уйвак II от серых гнейсов Уйвак I на основе структурных признаков, хотя минералогические и химические различия сохраняются.

Мегаксенолиты (размером 20 × 5 м), образовавшиеся в результате разрушения расслоенной метагаббро-лейкогаббро-анортозит-диоритовой интрузии (Ментзельская интрузивная ассоциация), возможно представляющей собой раннюю фазу протолитов гнейсовой серии, обнаружены в нескольких местах среди гнейсов Уйвак II.

Супракрустальные породы

Супракрустальные породы (серии Нуллиак) среди гнейсов Уйвак I образуют прослои, а среди гнейсов Уйвак II встречаются в виде ксенолитов. Они представлены тонкослоистыми лейкократовыми и меланократовыми метавулканитами; горнблендитами, содержащими зеленый клинопироксен (возможно, первоначально это были пироксениты или коматиитовые вул-

каниты); полосчатыми железистыми кварцитами; карбонатными породами и небольшим количеством пелитовых сланцев. Эти образования обнажаются как в виде протяженных горизонтов, прослеживающихся на расстояние до 2 км при ширине 50—100 м, так и в виде небольших (3—0,5 м) тектонических блоков, сильно развальцованных фрагментов и будин в гнейсах Уйвак I. Некоторые породы основного состава превращены в мономинеральные биотитовые образования в результате метасоматических реакций с вмещающими гнейсами.

Железистые кварциты обычно характеризуются парагенезисами гранулитовой фации метаморфизма (феррогиперстен + ортоферросилит + геденбергит + магнетит + кварц). Однако другие породы претерпели регрессивный метаморфизм до амфиболитовой фации и находятся в относительном равновесии с вмещающими гнейсами. Присутствие этих частично или полностью регрессивно метаморфизованных пород указывает на то, что образования серии Нуллиак раннеархейского возраста испытали гранулитовый метаморфизм более 3,6 млрд. лет назад. Это могло произойти до или после внедрения пород, ставших исходным для гнейсов Уйвак I.

По своим геологическим и петрографическим особенностям эти раннеархейские супракрустальные породы сходны с ассоциацией Акилиа, изученной Мак-Грегором и Мейсоном [73] в районе Готхоб, западная Гренландия.

Петрология

Гнейсы Уйвак I

По петрографическому составу гнейсы Уйвак I сравнительно просты. Для кислых и средних разностей из однородных участков расслоенных серых гнейсов характерны следующие парагенезисы:

кварц + биотит + олигоклаз,
кварц + биотит + роговая обманка + олигоклаз,
кварц + биотит + олигоклаз + микроклин,
кварц + биотит + роговая обманка + олигоклаз + микроклин.

Парагенезис более основных пород серии:

андезин + лабрадор + роговая обманка + клинопироксен + биотит.

В гнейсах как кислого, так и основного состава довольно обычны мирмекитовые прорастания вдоль границ плагиоклаза и микроклина. Акцессорные фазы представлены Fe-Ti-окислами, апатитом, цирконом, эпидотом и сфеном. В биотите и амфиболе встречаются плеохроичные дворики вокруг метамиктных зерен ортита и циркона.

Для микроструктур почти всех разновидностей серых гнейсов характерно присутствие мелких и средних ксенобластов кварца, плагиоклаза и микролина, которые образуют неравномерно- и равномерно-зернистые агрегаты. Границы между этими фазами прямолинейные, искривленные, амебообразные или зубчатые. В некоторых шлифах отчетливо видно, что в результате прокаливания порода достигла микроструктурного равновесия, о чем свидетельствует характер участков тройных сочленений (рис. 13). Субидиобластические и идиобластические чешуйки или крестообразные сростки биотита (средний размер которых 1 × 0,25 мм, а самые крупные зерна достигают 7 мм в длину), а также субидиобластические зерна зеленой роговой обманки размером 3 × 0,5 мм ориентированы преимущественно параллельно слоистости. Кроме того, характер структуры определяется присутствием волнистых линзочек длиной до 1 см, сложенных гранобластовыми агрегатами кварца [24].

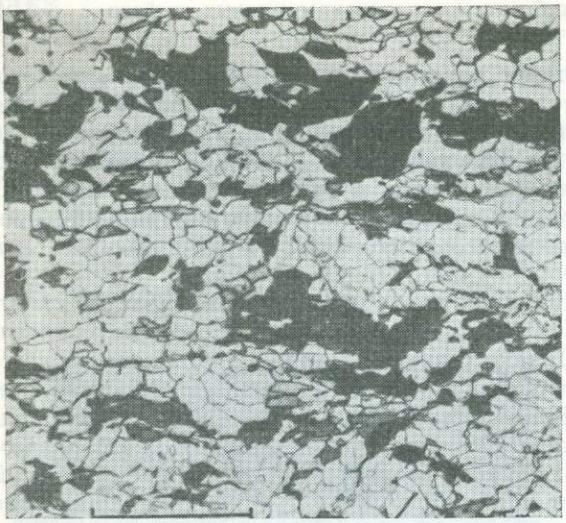


РИС. 13А. Гнейсы Уйвак I с минеральной ассоциацией гранулитовой фации метаморфизма (ортопироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз и кварц); структура средне- и мелкозернистая гранобластовая. Длина масштабной линейки 0,5 см.

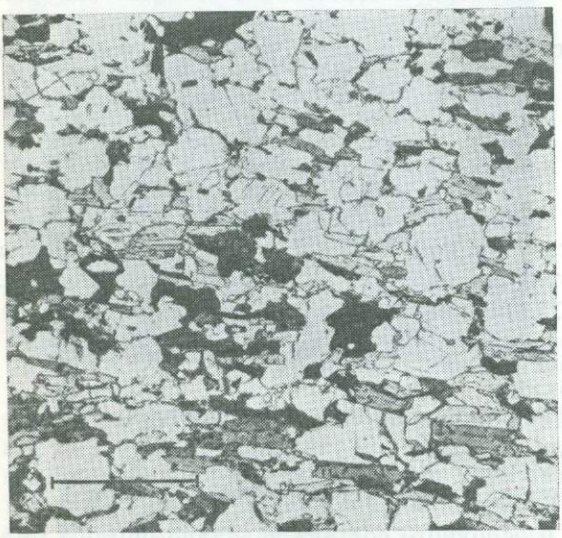


РИС. 13Б. Гнейсы Уйвак I с минеральной ассоциацией амфиболитовой фации метаморфизма (роговая обманка, биотит, микроклин, плагиоклаз и кварц); структура среднезернистая гранобластовая. Длина масштабной линейки 1 см.

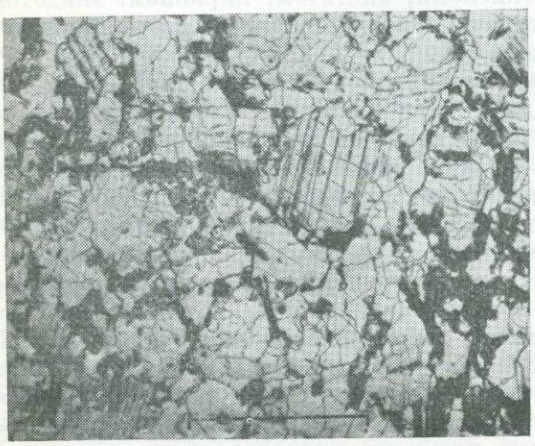


РИС. 13В. Гнейсы Уйвак I, метаморфизованные в амфиболитовой фации с неравномерно-зернистой гранобластовой структурой. Следует обратить внимание на изменение размера зерен кварца и полевого шпата от рис. 13А к рис. 13Б и 13В. Длина масштабной линейки 1 см.

Для более основных пород серии Уйвак I типичны равномернозернистые гранобластовые микроструктуры. Границы зерен между плагиоклазом и железомагнезиальными фазами либо прямолинейные, либо несколько искривленные, а между биотитом и амфиболом наблюдаются как правильные, так и неправильные границы раздела.

В большинстве пород основного состава из нижних частей разреза серии сохраняются следы замещения клино- и ортопироксена зеленой роговой обманкой. Во всех случаях замещения роговой обманкой характер микроструктуры породы не меняется.

В трондьемитовых и гранодиоритовых серых гнейсах Уйвак I взаимоотношения между роговой обманкой и биотитом указывают на то, что биотит,

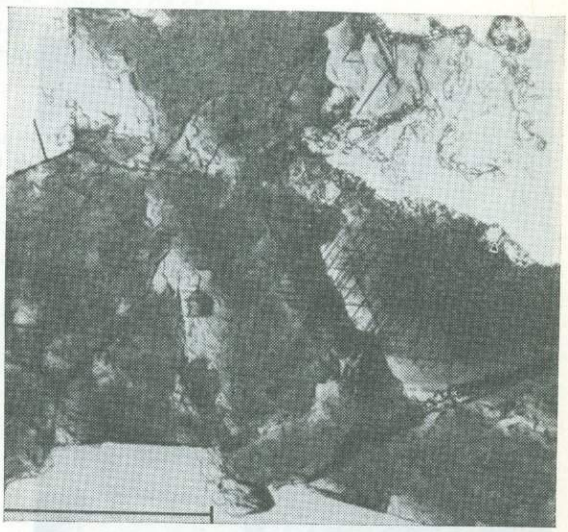


РИС. 14. Биотит, ориентированный в плоскости шлифа с включениями рутила вдоль плоскостей 110 и 010. Обратите внимание на замещение роговой обманки биотитом и на оторочки, образованные гранулированным эпидотом. Длина масштабной линейки 1 мм.

который определяет структуру породы, частично образовался при статическом, гомоаксиальном замещении роговой обманки. В шлифах такой биотит отчетливо плеохроирует по следующей схеме: N_p — от бесцветного до бледно-желтого, $N_m = N_g$ — от оливково-зеленого до оранжево-коричневого, красно-коричневого или зеленовато-коричневого. Разные цвета плеохроизма, вероятно, отражают различия в составе отдельных минералов. В разрезах, перпендикулярных (100), биотит имеет переменные отношения длины к ширине и образует скрещенные сростки из субидиобластических чешуек, обладающих резкими прямолинейными контактами с амфиболом более поздней генерации (см. ниже). Тонкозернистые агрегаты пластинчатых или округлых зерен эпидота образуют включения, расположенные в базальной плоскости биотита, или выделяются по границам его зерен. В разрезах, наклонных и перпендикулярных к этой плоскости, агрегаты эпидота, очевидно, были деформированы при сдвиге вдоль (001), в результате чего образовались шевронные микроскладки.

Биотит характеризуется также сагенитовой микроструктурой, т. е. в нем содержится большое количество кристаллографически ориентированных игольчатых включений рутила, расположенных в плоскостях 110 и 010 (рис. 14, 15). Существует несколько возможных способов интерпретации этих прорастаний. Они могут быть результатом субсолидусного выделения рутила из обогащенного титаном биотита в таких физических условиях, при которых титан в структуре биотита стал подвижным. Или наоборот, рутил мог образоваться одновременно с замещением роговой обманки биотитом (см. выше).

В этом случае появление рутила также свидетельствует о нестабильности обогащенного титаном биотита в определенных физических условиях.

С целью выяснения способа образования сагенитовой решетки в биотите и замещения роговой обманки было проведено петрографическое изучение большого количества серых гнейсов Уйвак I из нижних структурных уровней, где сохраняются парагенезисы гранулитовой фации. Эти гнейсы практически лишены калиевого полевого шпата и состоят из средне- и мелкозернистых равномерно-зернистых гранобластовых агрегатов кварца и кальциевого плагиоклаза. Они обладают сравнительно хорошо выраженной структурой, которая определяется присутствием одинаково ориентированных субидиобластовых зерен орто- и клинопироксена, а также удлиненных ксенобластовых зерен отчетливо плеохроирующей зеленовато-коричневой роговой

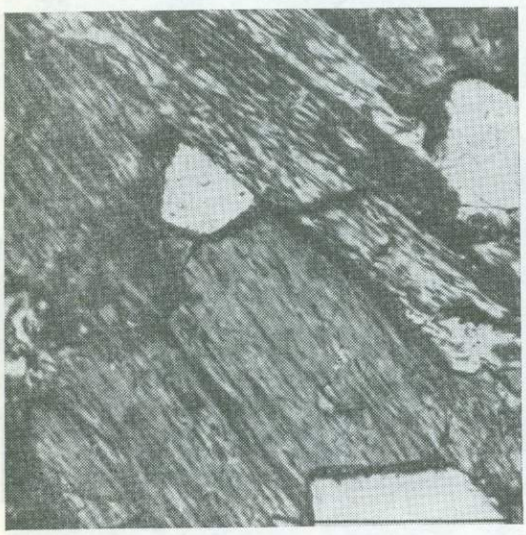


РИС. 15. Биотит, ориентированный косо по отношению к плоскости 001; виден эффект кристаллографической ориентировки сагенитовых включений рутила. Длина масштабной линейки 1 мм.

обманки и идиобластовых чешуек красно-коричневого биотита, судя по микроструктурным признакам, находящегося в равновесии с пироксеном и амфиболом (рис. 13,А). В амфиболе имеется большое количество включений очень тонкозернистых агрегатов ильменита и оливково-зеленой шпинели.

При изучении микроструктурных взаимоотношений в гнейсах, в которых проявлены следы регрессивного метаморфизма, были выявлены все стадии замещения гранулитовых парагенезисов амфиболитовыми (табл. 2, рис. 13). На рис. 13 видно, что средний размер зерен в частично измененных породах (рис. 13А) меньше, чем в гнейсах, где широко развиты амфиболитовые ассоциации (рис. 13Б и 13В, см. ниже). По своим петрографическим особенностям, форме и структурной ориентации сагенитовый биотит очень сходен с ксенобластовой роговой обманкой гранулитовых парагенезисов. Кроме того, для парагенезисов амфиболитовой фации метаморфизма характерны следующие особенности: 1) увеличение содержания калиевого полевого шпата и кварца в модальном составе; 2) замещение ортопироксена магнезиальным амфиболом (антофиллит-куммингтонитом) и клинопироксена актинолитом на ранних стадиях изменения и затем в результате увеличения содержания Al происходит реакция с образованием вторичной зеленой роговой обманки; 3) частичное или полное замещение вторичного амфибола биотитом третьей генерации; оторочки такого биотита развиваются вокруг сагенитового биотита и 4) увеличение количества калиевого полевого шпата, сопровождающееся увеличением количества мирмекитовых сростков.

Парагенетическая эволюция кварц-полевошпатовых гнейсов Уйвак I *Таблица 2*

Реликтовый парагенезис

Кварц ——— *Увеличение содержания кварца*

Кальциевый олигоклаз/щелочной полевой шпат ——— *Уменьшение содержания плагиоклаза*

Ортопироксен ——— *Mg-амфибол* ——— *Несагенитовый биотит*

Клинопироксен ——— *Актинолит* ——— *Роговая обманка-2* ——— *Несагенитовый биотит*

Биотит ——— *Сагенитовый биотит* ——— *Несагенитовый биотит*

Роговая обманка, *Ильменит*, *Шпинель* — *Сагенитовый биотит + эпидот* ——— *Несагенитовый биотит*

Вторичный парагенезис

Кварц + микроклин + олигоклаз + мирмекит + сагенитовый биотит + роговая обманка-2 + биотит-3 + эпидот + циркон + ортит + сфен

Таблица 3

Микрозондовые анализы сагенитового биотита, первичного несагенитового биотита и роговой обманки из гнейсов Уйвак I

	KC (74) 32Y	KC (75) 67a	KC (75) 67a
SiO_2	35,6	38,0	42,9
TiO_2	2,7	3,8	1,6
Al_2O_3	16,5	16,0	12,1
Cr_2O_3	—	0,1	0,1
FeO	24,9	17,2	16,0
MnO	0,2	0,1	0,2
NiO	—	0,1	0,1
MgO	7,3	12,8	11,2
CaO	—	—	11,9
Na_2O	—	—	1,4
K_2O	8,1	8,6	1,1
	95,3	96,6	98,6
Si	5,53	5,60	6,37
Al^{IV}	2,47	2,40	1,63
Al^{VI}	0,55	0,39	0,49
Ti	0,32	0,42	0,17
Cr	—	0,01	0,01
Fe^{2+}	3,24	2,12	1,99
Mn	0,02	0,01	0,02
Ni	—	—	0,01
Mg	1,68	2,82	2,47
Ca	—	—	1,89
Na	0,01	—	0,41
K	1,61	1,61	0,21
Число атомов O	22	22	23
mg	0,34	0,57	0,56

Аналитик Коллерсон. Автоматический микрозонд JEOL JXA 50A. Мемориальный университет.

Предварительные результаты микрозондовых анализов сагенитового биотита, первичного (гранулитового) амфибола и биотита, находящегося в равновесии с этим амфиболом из гнейсов района Саглек, приведены в табл. 3. Поскольку анализ сагенитового биотита сделан в точке, свободной от включений рутила, содержание TiO_2 (2,7%) является минимальным для этого минерала. Учитывая дополнительное количество титана, вычисленное, исходя из количества рутиловых включений (0,5—2,0%), а также то, что замещение в принципе сопровождается привносом калия, исходный амфибол должен был содержать от 3,2 до 4,7% TiO_2. Это значительно больше, чем содержание TiO_2 в амфиболе гранулитовой фации (1,6%). Однако, если учесть включения ильменита и глиноземистой шпинели в амфиболе гранулитовой фации, можно рассчитать баланс масс при образовании биотита, эпидота и рутила из роговой обманки; железо, входящее в структуру биотита, вместе с титаном и кальцием (высвобождающимся при распаде роговой обманки) реагирует с глиноземистой шпинелью с образованием эпидота.

Однако остается нерешенным вопрос о том, почему титанистый биотит стал нестабильным, когда биотит гнейсов гранулитовой фации из того же района содержит до 3,8% TiO_2, а в других районах — до 5,5% [67]. Данные об образовании сагенитового биотита отрывочны, однако Хетч и др. [50] предположили, что оно связано с пневматолитовой деятельностью. Если это верно, то очень важно датировать это событие в районе Саглека. Предварительно авторами было высказано предположение о том, что образование сагенитового биотита в данной области развития архейских гнейсов связано с притоком летучих (диффузией) одновременно с привносом калия (и других литофильных элементов с большими ионными радиусами) в породы, ранее обедненные этими компонентами (см. работы Бриджуотера и Коллерсона [14, 15] и дальнейший текст).

Гнейсы Уйвак II

Серия Уйвак II образована очковыми гнейсами среднего и кислого состава, обладающими более высокими содержаниями ферромагнезиальных модальных минералов (биотит, роговая обманка) по сравнению с гнейсами Уйвак I и примерно равными с ними содержаниями кварца и полевого шпата. Для этих гнейсов типичны средне- и крупнозернистые, неравномерно- и равномерно-зернистые гранобластовые линейные микроструктуры.

Наиболее типичный парагенезис — кварц + олигоклаз + микроклин + биотит ± роговая обманка + Fe-Ti-окислы. Содержание микроклина обычно составляет 5—30%. В нем часто присутствуют пертитовые вростки, проявлено решетчатое двойникование. Он образует либо крупные «пойкилитовые» удлиненные порфирокласты размером 2,5 × 1 см и гранобластовые агрегаты, сформировавшиеся из этих мегакристаллов при перекристаллизации, либо ксенобластовые зерна такого же размера, как зерна основной массы породы. Кроме того, микроклин обычно тесно ассоциируется с мирмекитовыми сростками. В интенсивно деформированных гнейсах трудно различить калиевый полевой шпат из порфирокластов и основной массы. Считается, что наличие мегакристаллов является первичной особенностью пород этой серии и связано с вариациями размеров зерен в протолитах гнейсов. Однако, неясно, образовались ли они магматическим путем или при метасоматических процессах, таких, как это предполагает Менерт [74] для фенокристаллов калиевого полевого шпата в гранитах. Тем не менее они, несомненно, являются дотектоническими по отношению к тем деформациям, которые определили текстуру гнейсов.

Кварц и олигоклаз образуют средне- и тонкозернистые неравномерно-зернистые агрегаты. Границы зерен округлые, волнистые или зубчатые.

Предполагается, что двойникование плагиоклаза по альбитовому и периклиновому законам является следствием деформаций. Сравнительно крупные удлиненные зерна кварца размером 0,75 × 0,25 см обычно ориентированы согласно с общей линейностью породы. Кварц явно деформирован; для него характерно пятнисто-волнистое угасание или наличие одновременно гаснущих полосок с четкими границами, показывающих, что единое зерно превратилось в серию более мелких зерен [105]. В некоторых разрезах эти полоски могут принимать участие в тройных сочленениях как с собственно кварцем, так и с другими фазами. Считается, что микроструктуры такого типа указывают на упругую деформацию в условиях сравнительно высоких температур и низких скоростей деформаций [105, 104].

Биотит является главной ферромагнезиальной фазой гнейсов Уйвак II и плеохроирует по следующей схеме : N_p — бледно-желтый, $N_g = N_m$ — красновато-коричневый, зелено-коричневый, зелено-черный. Он относится к сагенитовым разностям и содержит большое количество мелкозернистых включений эпидота. Характерны крестообразные взаимопрорастания ксенобластовых сильно удлиненных чешуек (размеры до 3,0 × 0,3 мм), которые имеют неровные неправильные границы с плагиоклазом и слабо волнистые приблизительно параллельные (001) границы с кварцем. Встречаются идиобластовые и субидиобластовые включения циркона или метамиктного ортита, окруженные плеохроичными дворниками [8]. Хотя условия образования сагенитового биотита в гнейсах Уйвак II не так ясны, как в гнейсах Уйвак I, тем не менее структурное сходство позволяет интерпретировать их как возможные псевдоморфозы по роговой обманке.

Обогащенная железом роговая обманка хорошо заметна в некоторых образцах гнейсов Уйвак II, особенно в тех из них, которые содержат небольшое количество кварца и полевого шпата. Она обладает плеохроизмом (N_p — желтый, N_m — зеленый, N_g — темный оливково-зеленый), образует субидиобластовые до ксенобластовых зерна размером 6 × 1 мм и, очевидно, находится в равновесии с сагенитовым биотитом. Обычно наблюдается начинающееся замещение роговой обманки мелкими чешуйками бледно-зеленого биотита, особенно хорошо это видно вдоль зон кливажа.

Акцессорные минералы представлены небольшим количеством идиобластовых зерен циркона, монацита, апатита, ортита (окруженного эпидотом) и сфена.

Главные петрографические особенности. Учитывая широкое распространение сравнительно простых ассоциаций амфиболитовой фации метаморфизма в районе Саглек, можно было бы предположить, что серии Уйвак I и Уйвак II являются продуктом прогрессивного метаморфизма различных материнских магматических пород, варьирующих по составу от габбро до трондьемитов, тоналитов и гранитов. Такая концепция была предложена Мак-Грегором для объяснения генезиса гнейсов Амитсок в Гренландии ([72] и гл. 6 в данном сборнике).

Однако геологические и петрологические взаимоотношения в гнейсовых сериях Уйвак I и Уйвак II явно свидетельствуют о том, что структурно-метаморфическая эволюция района их распространения была очень сложна.

Микроструктурные взаимоотношения как в древних гнейсах Уйвак I, так и в относительно более молодых очковых гнейсах Уйвак II указывают на то, что метаморфические или магматические протолиты содержали роговую обманку, и, по крайней мере местами, протолиты гнейсов Уйвак I содержали пироксен. Это следует из того, что роговая обманка, очевидно, гомоаксиально замещена биотитом, а пироксен — вторичной роговой обманкой. Предполагается, что в гнейсах Уйвак I замещение происходило «статически» или после того, как породы серии подверглись интенсивному рассланцева-

нию, поскольку как биотит, так и вторичная роговая обманка находятся в равновесии с гранобластовыми и линейно-гранобластовыми структурами.

В ранних публикациях [15] авторами данной статьи было высказано предположение, что породы серии Уйвак I испытали метасоматические превращения, обусловленные привносом большого количества литофильных элементов с большими ионными радиусами, таких, как K и Rb, поскольку гнейсы обладают низкими K/Rb- и высокими Rb/Sr-отношениями, которые нетипичны для предполагаемых материнских пород (см. ниже). Поскольку

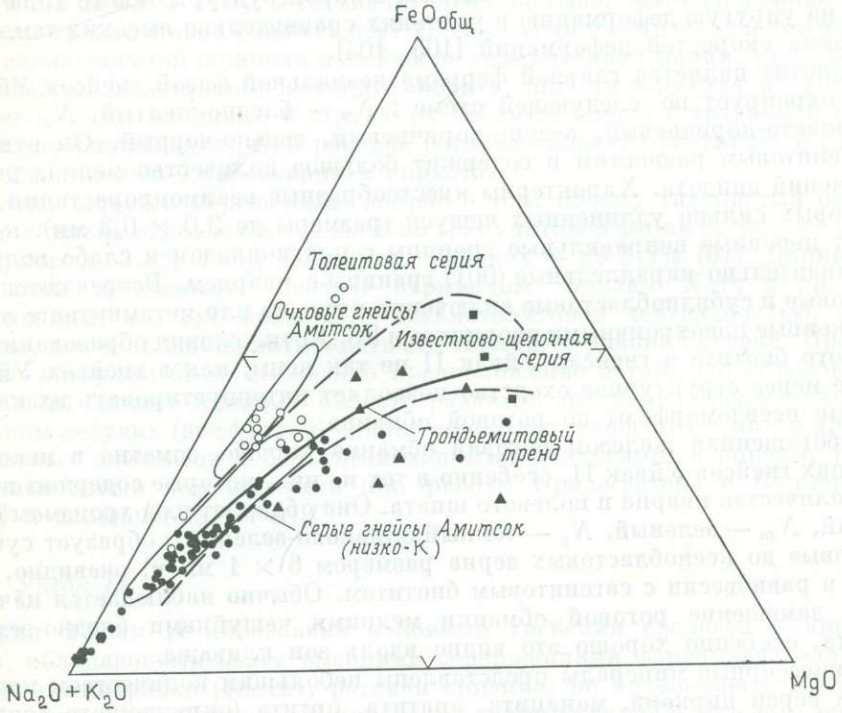


РИС. 16. Тройная диаграмма AFM для гнейсов Уйвак I и Уйвак II. Черные кружки — гнейсы Уйвак I с содержанием SiO_2 более 60%, черные треугольники — гнейсы Уйвак II с содержанием SiO_2 50—60%, черные квадратики — гнейсы Уйвак I с содержанием SiO_2 менее 50%, черные шестиугольники — пегматиты, образовавшиеся до внедрения даек Саглек, светлые кружки — очковые гнейсы Уйвак II. Для сравнения показаны также поля очковых и серых гнейсов Амитсок [71], тренды толеитовой и известково-щелочных серий по Баркеру и Арту [9].

возраст гнейсов Уйвак I и Уйвак II, явно относящихся к различным структурно-литологическим сериям, определяется одной и той же Rb/Sr- изохроной [58], авторы считают, что он соответствует времени калиевого и рубидиевого метасоматоза. Очевидно, этот процесс протекал одновременно с внедрением и деформацией магматических протолитов очковых гнейсов [см. гл. 6 в данном сборнике].

Диффузия щелочей в таком большом масштабе, по-видимому, была обусловлена и физическими условиями, о которых свидетельствуют микроструктуры гнейсов, а именно высокими температурами и небольшой скоростью деформаций. Существование этих условий во время синтектонического внедрения протолитов гнейсов Уйвак II могло вызвать упругие деформации. Этому также могло способствовать присутствие летучей фазы, наличие которой должно было снижать энергии активации, тем самым поддерживая диффузию и способствуя ее более широкому проявлению.

Геохимия

Химические анализы и соотношения отдельных элементов, определенные в представительных образцах гнейсов Уйвак I, метаморфизованных в амфиболитовой и гранулитовой фациях, и гнейсов Уйвак II, метаморфизованных в амфиболитовой фации, приведены соответственно в табл. 4, 5 и 6. Средние составы различных членов отдельных серий и анализы, взятые для сравнения, приведены в табл. 7. Значимые различия химических составов гнейсов Уйвак I и II иллюстрируют рис. 16—29.

Содержания породообразующих элементов определены методом рентгеновской флуоресцентной спектрометрии (с использованием тетрабората лития

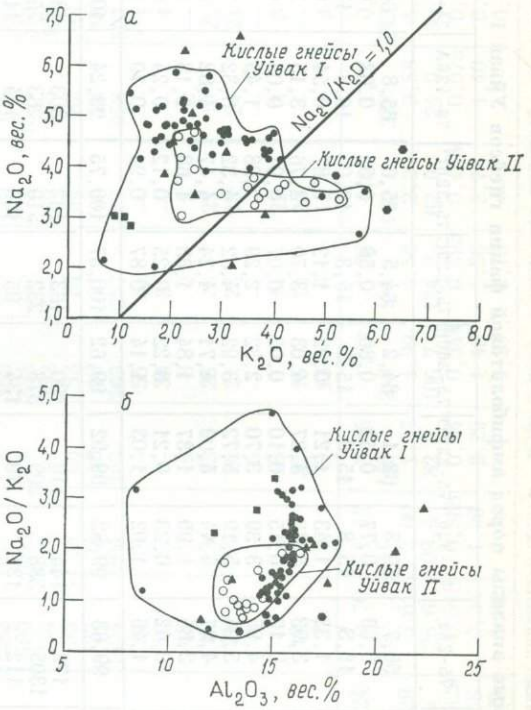


Рис. 17. *а* — диаграмма Na_2O — K_2O для гнейсов Уйвак I. Обозначения те же, что и на рис. 16. *б* — вариационная диаграмма, показывающая взаимоотношения между величиной отношения Na_2O/K_2O и содержанием глинозема. Обозначения те же, что и на рис. 16.

для излучения) и методом атомно-абсорбционной спектрометрии. Содержания элементов-примесей были определены методом рентгеновской флуоресценции с использованием прессованных шариков. Статистические данные по содержанию элементов-примесей во многих международных стандартах, анализ которых был проведен одновременно с изучением гнейсов Уйвак, приведены в табл. 9. Предварительные данные по содержанию р. з. э. были получены методом рентгеновской спектрометрии с использованием метода Фрайера [34], результаты приведены в табл. 10.

Серия Уйвак I

Петрогенные элементы. В серии Уйвак I преобладают кислые породы, представленные серыми гнейсами, которые в широком смысле сходны по составу с архейскими гнейсами из других районов (табл. 4, 5, 7 и 8). Присутствие в серии пород среднего и основного состава указывает на ее бимодальный характер [11, 57]. На диаграмме AFM точки состава пород этой серии образуют линейный тренд (рис. 16), сходный с трендами известково-щелочных серий и серых гнейсов Амитсок.

Таблица 4

Представительные анализы пород амфиболитовой фации гнейсов Уйвак I

	75-297B	75-248C	76-331B	75-263	75-28z	75-320	75-229D	75-260β	75-229C	75-320/1	76-426A	74-161A	75-260Bγ	75-28Vβ	75-28Xβ
SiO_2	48,7	53,6	55,7	56,4	56,7	59,8	62,1	64,2	64,5	65,6	65,8	66,3	67,6	68,6	69,4
TiO_2	0,84	1,24	0,48	0,52	0,66	0,77	0,52	0,60	0,58	0,52	0,62	0,44	0,45	0,35	0,34
Al_2O_3	14,0	17,4	12,8	22,0	16,8	15,8	15,6	15,7	16,3	16,0	16,3	17,3	15,9	15,7	15,8
Fe_2O_3	4,69	1,62	1,43	0,75	1,33	1,43	1,21	0,92	1,12	0,87	0,54	0,68	0,49	0,34	0,35
FeO	7,36	7,82	4,51	3,14	3,93	5,63	4,27	4,03	3,70	3,76	3,15	2,33	2,98	2,19	1,81
MnO	0,22	0,12	0,12	0,06	0,12	0,15	0,10	0,02	0,07	0,07	0,03	0,05	0,07	0,06	0,05
MgO	7,95	3,40	10,14	2,38	4,95	3,39	3,70	2,32	2,29	2,38	1,45	1,30	1,39	1,36	0,83
CaO	10,18	5,22	6,46	4,78	5,94	5,19	5,72	3,92	4,82	4,32	3,32	3,06	3,28	2,78	2,77
Na_2O	2,94	4,21	3,38	6,20	4,97	4,44	4,09	4,71	4,24	4,47	4,82	5,78	4,45	5,04	5,20
K_2O	1,06	3,01	2,40	2,18	2,35	1,99	1,37	1,84	1,63	1,68	2,18	2,03	2,31	2,17	2,18
P_2O_5	0,29	0,68	0,39	0,17	0,42	0,23	0,21	0,22	0,25	0,12	0,24	0,16	0,20	0,20	0,16
П. п. п.	2,35	1,86	1,63	0,99	1,46	1,02	1,03	1,14	0,87	0,96	0,79	0,87	0,83	0,84	0,46
Сумма	100,58	100,18	99,44	99,58	99,63	99,82	99,92	99,62	100,37	100,75	99,24	100,30	99,95	99,63	99,35
Zr	69	336	121	227	179	144	116	190	163	162	303	185	135	170	167
Sr	226	713	865	431	1305	388	209	378	232	510	263	756	423	630	524
Rb	38	211	139	157	112	131	79	134	95	106	144	116	120	117	126
Zn	125	98	83	71	159	184	68	144	56	85	74	58	141	129	147
Cu	41	76	24	9	48	25	8	12	27	42	20	7	23	29	12
Ba	116	934	572	192	680	180	125	69	263	238	1084	159	372	298	222
Ce	—	270	220	24	183	101	19	84	34	66	90	43	61	82	40
La	—	140	93	18	111	53	14	42	13	38	56	33	32	51	21
Nb	—	—	5	—	9	9	8	8	7	2	10	6	9	16	13
Ga	19	26	19	25	24	29	22	28	23	25	20	22	25	23	24
Pb	12	10	14	15	17	17	11	16	11	17	20	14	12	20	23
Ni	117	20	266	19	120	42	64	36	25	22	9	7	4	9	—
Cr	277	—	350	36	117	114	72	72	35	57	21	14	43	37	14
V	245	—	111	75	107	103	76	66	76	91	57	33	47	30	20
Y	19	46	20	4	18	20	20	15	19	20	3	11	9	12	9
Na_2O/K_2O	2,77	1,40	1,41	2,84	2,12	2,23	2,99	2,56	2,60	2,66	2,21	2,85	1,93	2,32	2,39
K/Rb	232	118	143	115	174	126	144	114	143	132	126	145	160	154	144
Ba/Rb	3,05	4,43	4,12	1,22	6,07	1,37	1,58	0,52	2,77	2,25	7,53	1,37	3,10	2,55	1,76
K/Ba	75,9	26,8	34,8	94,3	28,7	9,18	90,9	221,4	51,5	58,6	16,7	106,0	51,6	60,5	81,5
Rb/Sr	0,168	0,296	0,161	0,364	0,086	0,338	0,378	0,354	0,409	0,208	0,548	0,153	0,284	0,186	0,240
Sr/Ba	1,95	0,76	1,51	2,25	1,92	2,16	1,67	5,48	0,88	2,14	0,24	4,76	1,14	2,11	2,36
Ce/Y	—	7,22	11,00	6,00	10,17	5,05	0,95	5,60	1,79	3,30	30,00	3,91	6,78	6,83	4,44

Продолжение табл. 4

	74-46J	75-32P	75-32Y	76-334A	75-291F	75-252E	75-296A	74-40A	75-298	75-295A	74-32X	75-28Yα	75-183B	75-28Vα	75-260Bα	76-421A
SiO_2	69,7	70,4	70,5	70,7	70,7	71,2	71,4	71,8	72,2	72,2	72,3	73,2	73,9	74,0	74,2	76,4
TiO_2	0,54	0,38	0,40	0,26	0,22	0,36	0,32	0,33	0,08	0,50	0,31	0,03	0,00	0,06	0,07	0,12
Al_2O_3	8,30	16,1	14,9	15,7	15,6	15,1	15,5	15,3	15,0	14,8	14,9	15,4	14,7	13,3	14,3	11,8
Fe_2O_3	1,34	0,49	0,06	0,58	0,74	0,55	0,29	0,30	0,34	0,31	0,60	0,00	0,10	0,17	0,00	0,53
FeO	4,30	1,72	2,11	1,37	1,21	1,27	1,10	1,90	1,23	1,31	1,30	0,20	0,20	0,52	0,59	0,77
MnO	0,17	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,11	0,02
MgO	5,98	0,89	0,73	0,87	0,87	0,89	0,51	0,94	0,48	0,50	0,65	0,09	0,05	0,19	0,22	0,24
CaO	5,50	2,66	2,10	2,46	2,80	1,58	1,68	2,91	1,62	1,56	3,04	2,05	1,9	1,13	2,16	0,36
Na_2O	2,11	5,08	4,37	4,90	4,56	3,42	4,28	5,10	4,48	4,10	5,40	5,11	3,79	3,13	3,91	2,66
K_2O	0,67	1,28	2,89	2,64	2,04	4,90	3,84	1,62	3,38	3,86	1,16	2,87	5,09	6,10	3,50	5,60
P_2O_5	0,19	0,14	0,14	0,14	0,13	0,11	0,09	0,11	0,10	0,10	0,10	0,08	0,06	0,05	0,09	0,04
П. п. п.	1,02	0,59	0,61	0,66	0,54	0,79	0,47	0,50	0,52	0,58	0,70	0,38	0,26	0,74	0,72	0,20
Сумма	99,82	99,77	98,83	100,30	99,43	100,19	99,49	100,84	99,45	99,84	100,48	99,40	99,23	99,42	99,89	98,74
Zr	74	157	207	136	123	282	157	126	160	156	170	128	64	74	128	126
Sr	124	391	509	468	356	490	400	373	384	333	423	1337	318	469	509	33
Rb	24	102	119	110	117	254	147	92	132	165	69	100	127	147	110	285
Zn	57	70	58	50	46	55	35	65	53	34	54	89	23	96	105	27
Cu	12	18	24	7	63	27	33	19	19	21	13	28	16	22	25	8
Ba	66	39	354	462	619	1424	294	163	263	257	153	958	527	1042	606	317
Ce	19	40	140	19	44	27	44	—	55	54	—	—	1	16	28	69
La	13	21	70	—	23	19	27	—	30	31	—	—	1	9	17	28
Nb	5	6	5	4	2	45	2	6	3	2	5	12	—	13	15	11
Ga	14	20	22	24	20	15	24	23	26	26	25	19	21	14	16	19
Pb	6	19	19	18	25	21	24	14	21	23	15	24	21	29	14	22
Ni	211	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	4
Cr	821	12	8	12	15	9	13	18	7	14	22	3	3	7	2	11
V	57	29	26	28	18	18	12	32	15	12	26	—	—	—	—	4
Y	12	12	17	7	9	7	6	9	13	8	11	5	3	2	7	13
Na_2O/K_2O	3,15	3,97	1,51	1,86	2,24	0,70	1,12	3,15	1,33	1,06	4,66	1,78	0,75	0,51	0,12	0,48
K/Rb	232	104	202	199	145	160	217	146	213	194	140	238	333	345	264	163
Ba/Rb	2,75	0,38	2,98	4,20	5,29	5,61	2,00	1,77	1,99	1,56	2,22	9,58	4,15	7,09	5,51	1,11
K/Ba	84,3	272,5	67,8	47,4	27,4	28,6	108,4	82,5	106,7	124,7	62,9	24,9	80,2	48,6	47,9	146,7
Rb/Sr	0,194	0,261	0,234	0,235	0,329	0,518	0,368	0,247	0,344	0,495	0,163	0,075	0,399	0,313	0,216	8,636
Sr/Ba	1,88	10,03	1,43	1,01	0,58	0,34	1,36	2,29	1,46	1,30	2,77	1,40	0,60	0,45	0,84	0,10
Ce/Y	1,58	3,33	8,24	2,71	4,89	3,86	7,33	—	4,23	6,75	—	—	0,33	8,00	4,00	5,31

Аналитики Коллерсон, Пресс и Эндрюс. Содержание главных окислов — в процентах, а элементов-примесей — в частях на миллион.

Таблица 5

Представительные анализы пород гранулитовой фации гнейсов Уйвак

	75-238B	75-238A	76-348	75-216B	74-122A
SiO_2	64,0	64,6	69,2	69,3	70,0
TiO_2	0,34	0,50	0,32	0,42	0,44
Al_2O_3	15,8	16,4	15,7	14,3	15,2
Fe_2O_3	0,56	0,96	0,31	0,24	0,26
FeO	3,38	3,52	1,79	2,64	1,92
MnO	0,07	0,06	0,04	0,04	0,02
MgO	2,97	2,51	1,08	1,61	0,84
CaO	4,58	4,60	2,86	2,74	2,72
Na_2O	4,48	4,76	5,03	3,81	4,14
K_2O	1,71	1,48	2,15	2,60	2,72
P_2O_5	0,25	0,21	0,20	0,15	0,10
П. п. п.	0,70	0,76	0,52	0,84	0,71
Сумма	98,84	100,36	99,20	98,69	99,07
Zr	103	99	115	202	112
Sr	600	473	631	306	393
Rb	45	30	68	87	73
Zn	61	65	55	51	44
Cu	20	9	457	51	12
Ba	368	320	54	624	767
Ce	31	47	54	43	27
La	30	33	6	27	19
Nb	5	6	6	3	5
Ga	22	24	23	21	19
Pb	8	14	6	12	11
Ni	47	27	9	45	5
Cr	88	44	21	42	11
V	71	80	43	46	36
Y	10	11	10	9	6
Na_2O/K_2O	2,62	3,22	2,34	1,47	1,52
K/Rb	316,0	410,0	263,0	248,0	309,0
Ba/Rb	8,12	10,7	0,79	7,17	10,5
K/Ba	38,6	38,4	330,5	34,6	29,4
Rb/Sr	0,075	0,063	0,108	0,284	0,186
Sr/Ba	1,63	1,48	11,7	0,49	0,51
Ce/Y	3,10	4,27	5,40	4,78	4,50

Аналитики Коллерсон, Пресс и Эндрюс. Содержание главных окислов — в процентах, а элементов-примесей — в частях на миллион.

Таблица 6

Представительные анализы пород амфиболитовой фации гнейсов Уйвак II

	74-161G	76-431B	75-287	74-42A	75-291	75-291D	76-448D	75-291E	75-277A	74-45B
SiO_2	62,5	66,6	66,7	66,7	67,8	68,3	68,5	69,5	69,7	72,7
TiO_2	1,29	0,88	0,70	0,58	0,81	0,78	0,80	0,84	0,50	0,44
Al_2O_3	12,6	13,2	14,4	13,5	13,6	14,0	13,5	13,1	15,4	12,7
Fe_2O_3	3,43	1,33	1,42	1,64	0,78	0,10	1,14	0,61	0,30	0,10
FeO	7,28	4,69	3,88	4,11	4,54	4,18	3,82	3,92	2,15	2,80
MnO	0,11	0,10	0,09	0,08	0,23	0,07	0,08	0,07	0,06	0,04
MgO	1,49	1,38	1,02	0,92	1,97	1,43	0,98	1,02	1,27	0,47
CaO	4,14	3,32	2,94	2,72	2,10	2,34	2,60	2,02	2,56	1,57
Na_2O	3,63	3,44	3,68	3,44	3,31	3,80	3,26	3,16	4,58	3,60
K_2O	2,09	3,73	3,54	4,01	3,67	2,40	4,55	3,54	2,40	4,73
P_2O_5	0,34	0,29	0,24	0,19	0,21	0,22	0,10	0,17	0,26	0,13
П. п. п.	0,79	0,61	0,61	0,69	0,89	0,95	0,52	0,79	0,96	0,20
Сумма	99,69	99,57	99,22	98,58	99,91	98,57	99,85	98,74	100,14	99,48
Zr	231	301	285	264	288	313	249	297	210	274
Sr	185	319	314	248	164	166	263	183	994	165
Rb	101	116	140	147	252	207	167	183	168	178
Zn	51	76	80	98	159	85	66	82	62	67
Cu	34	32	44	12	28	23	24	18	50	12
Ba	562	1240	1375	985	1067	590	1246	801	1687	901
Ce	105	114	102	135	97	120	104	157	147	—
La	44	61	56	66	24	23	40	68	82	—
Nb	4	9	7	5	15	8	11	9	3	11
Ga	18	20	18	20	21	19	19	18	21	16
Pb	1	23	20	13	21	19	25	25	39	17
Ni	10	11	—	9	9	3	8	—	—	11
Cr	17	10	29	2	41	27	16	48	51	21
V	55	77	80	50	58	74	51	49	46	21
Y	26	38	24	27	20	23	26	25	15	24
Na_2O/K_2O	1,74	0,92	1,04	0,86	0,90	1,58	0,72	0,89	1,91	0,76
K/Rb	172,0	267,0	210,0	227,0	121,0	96,3	226,0	161,0	119,0	221,0
Ba/Rb	5,56	10,69	9,82	6,70	4,23	2,85	7,46	4,38	10,0	5,06
K/Ba	30,9	25,0	21,4	33,8	28,6	33,8	30,3	36,7	11,8	43,6
Rb/Sr	0,546	0,364	0,446	0,593	1,537	1,247	0,635	1,000	0,169	1,079
Sr/Ba	0,33	0,26	0,23	0,25	0,15	0,28	0,21	0,23	0,59	0,18
Ce/Y	4,04	3,00	4,25	5,00	4,85	5,22	4,00	6,28	9,80	—

Аналитики Коллерсон, Пресс и Эндрюс. Содержание главных окислов — в процентах, а элементов-примесей — в частях на миллион.

Таблица 7

Средний состав раннеархейских гнейсов из района Саглек

	1 ($n=3$)		2 ($n=9$)		3 ($n=6$)		4 ($n=12$)		5 ($n=6$)		6 ($n=24$)		7 ($n=3$)		8 ($n=5$)		9 ($n=18$)	
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s
SiO_2	48,2	(0,8)	57,0	(2,6)	63,6	(1,3)	67,7	(1,8)	71,2	(0,8)	71,9	(1,4)	72,2	(3,0)	66,7	(3,2)	67,71	(3,0)
TiO_2	0,99	(0,4)	0,68	(0,2)	0,56	(0,1)	0,44	(0,1)	0,28	(0,1)	0,24	(0,1)	0,02	(0,03)	0,37	(0,1)	0,77	(0,3)
Al_2O_3	13,6	(1,5)	16,5	(3,4)	16,6	(0,9)	15,4	(2,3)	15,5	(0,4)	14,7	(1,5)	15,1	(2,0)	15,7	(0,6)	13,7	(1,2)
Fe_2O_3	3,54	(1,1)	1,42	(0,9)	1,14	(0,3)	0,63	(0,3)	0,55	(0,2)	0,41	(0,2)	0,13	(0,1)	0,67	(0,4)	1,18	(1,0)
FeO	8,75	(2,3)	5,43	(2,1)	3,63	(0,7)	2,65	(1,1)	1,49	(0,3)	1,37	(0,7)	0,32	(0,2)	2,63	(1,0)	4,12	(1,4)
MnO	0,24	(0,1)	0,12	(0,1)	0,06	(0,03)	0,07	(0,04)	0,03	(0,01)	0,03	(0,03)	0,02	(0,01)	0,05	(0,02)	0,09	(0,04)
MgO	8,25	(0,9)	4,80	(2,7)	2,39	(0,9)	1,81	(1,4)	0,89	(0,2)	0,70	(0,9)	0,14	(0,1)	1,94	(1,1)	1,18	(0,4)
CaO	10,3	(0,4)	5,35	(1,2)	4,20	(1,1)	3,33	(0,9)	2,72	(0,3)	1,95	(0,8)	1,16	(0,1)	3,86	(1,0)	2,74	(0,9)
Na_2O	2,89	(0,1)	4,29	(1,5)	4,76	(0,7)	4,74	(0,9)	4,94	(0,3)	4,18	(0,7)	3,77	(0,6)	4,52	(0,4)	3,67	(0,5)
K_2O	1,04	(0,2)	2,65	(0,7)	2,02	(0,5)	1,90	(0,5)	1,74	(0,5)	3,52	(0,9)	5,87	(0,7)	1,8	(0,3)	3,29	(1,0)
P_2O_5	0,33	(0,04)	0,30	(0,2)	0,19	(0,1)	0,18	(0,1)	0,13	(0,03)	0,11	(0,03)	0,06	(0,01)	0,20	(0,1)	0,22	(0,1)
П. п. п.	2,01	(0,4)	1,37	(0,4)	1,02	(0,2)	0,83	(0,1)	0,58	(0,1)	0,58	(0,2)	0,52	(0,2)	0,71	(0,2)	0,73	(0,3)
Zr	70	(22)	178	(71)	165	(39)	168	(58)	137	(21)	166	(42)	70	(6)	108	(20)	267	(45)
Sr	156	(61)	549	(356)	52	(287)	478	(169)	392	(69)	434	(225)	398	(76)	510	(120)	299	(241)
Rb	29	(9)	138	(42)	110	(28)	113	(33)	101	(18)	138	(48)	147	(20)	49	(20)	155	(52)
Zn	142	(18)	118	(37)	82	(33)	91	(35)	57	(9)	59	(27)	47	(43)	58	(8)	89	(35)
Cu	57	(38)	36	(30)	36	(9)	29	(24)	23	(20)	23	(17)	18	(4)	103	(198)	31	(15)
Ba	84	(34)	445	(244)	233	(119)	303	(261)	305	(252)	564	(390)	791	(258)	323	(188)	866	(369)
Ce	22	(17)	117	(103)	47	(24)	52	(26)	41	(13)	44	(22)	10	(8)	37	(7)	125	(26)
La	17	(10)	73	(68)	25	(12)	(32)	(17)	23	(8)	24	(13)	6	(4)	23	(10)	57	(22)
Nd	6	(6)	5	(4)	5	(3)	8	(5)	5	(2)	7	(11)	4	(6)	5	(1)	8	(4)
Ga	21	(7)	24	(4)	25	(2)	22	(3)	22	(2)	22	(4)	20	(6)	23	(1)	20	(2)
Pb	18	(6)	13	(5)	14	(2)	18	(6)	19	(4)	23	(8)	22	(7)	10	(4)	19	(10)
Ni	147	(35)	111	(110)	31	(21)	32	(59)	10	(8)	6	(28)	0	(0)	24	(18)	6	(2)
Cr	240	(61)	181	(207)	46	(32)	99	(228)	19	(8)	35	(115)	4	(3)	44	(31)	24	(15)
V	233	(23)	88	(42)	65	(16)	44	(24)	26	(9)	16	(11)	0	(0)	59	(28)	56	(22)
									11	(2)	9	(3)	4	(2)	10	(2)	23	(7)
Na_2O/K_2O	2,78		1,63		2,36		2,49		2,84		1,19		0,64		2,51		1,12	
K/Rb	298		159		153		140		143		212		332		305		176	
Ba/Rb	2,90		3,22		2,12		2,68		3,02		4,09		5,38		6,59		5,59	
K/Ba	102,8		49,4		71,9		52,1		47,4		51,8		61,6		46,3		31,5	
Rb/Sr	0,19		0,25		0,22		0,24		0,26		0,32		0,37		0,10		0,52	
Sr/Ba	1,86		1,23		2,15		1,58		1,29		0,77		0,50		1,58		0,35	

1 — гнейсы Уйвак I состава габбро (SiO_2 47,2–48,7 вес.%). *2* — диорит-монцонитовые гнейсы Уйвак I. *3* — тоналит-трондьемитовые гнейсы Уйвак I ($Na_2O/K_2O > 2$; SiO_2 61,0–65,0 вес.%). *4* — тоналит-трондьемитовые гнейсы Уйвак I ($Na_2O/K_2O > 2$; SiO_2 65,0–70,0 вес.%). *5* — тоналит-трондьемитовые гнейсы Уйвак I ($Na_2O/K_2O > 2$; SiO_2 70,0–75,0 вес.%). *6* — гранодиорит-гранитные гнейсы Уйвак I ($Na_2O/K_2O < 2$; SiO_2 70,0–76,0 вес.%). *7* — пегматитовые жилы в гнейсах Уйвак I. *8* — тоналит-трондьемитовые гнейсы Уйвак I из района развития ассоциаций гранулитовой фации. *9* — очковые гнейсы Уйвак II. Содержание главных окислов — в процентах, а элементов-примесей — в частях на миллион.

Таблица 8

Сравнение архейских серых гнейсов из других районов с возможными составами их материнских пород

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	66,7	71,0	72,7	55,1	65,7	71,0	74,1	57,3	68,6	69,9	71,0	69,1	67,3	70,6	68,9
TiO_2	0,47	0,29	0,18	2,20	0,99	0,31	0,12	0,30	0,39	0,20	0,23	0,20	0,22	0,24	0,30
Al_2O_3	16,0	15,3	14,6	13,0	14,5	15,4	13,9	17,8	13,7	16,2	15,7	17,0	17,3	15,0	17,3
Fe_2O_3	3,60	2,10	1,40	13,2	5,80	0,50	0,23	0,89	4,49	0,30	0,40	0,69	0,84	0,39	0,76
FeO						2,11	0,97	4,65		1,40	1,20	1,12	1,14	1,26	1,58
MnO	0,06	0,04	0,03	0,19	0,09	0,04	0,04	0,13	0,03	0,02	0,00	0,03	0,04	0,03	0,03
MgO	1,50	0,80	0,40	2,80	1,10	0,85	0,23	4,21	1,00	0,88	0,59	0,69	1,39	1,06	1,22
CaO	3,90	2,90	1,90	6,90	3,60	3,13	1,00	8,47	1,76	2,70	2,40	3,60	3,45	2,37	3,69
Na_2O	4,60	4,90	4,10	3,20	3,50	4,82	3,85	4,11	4,50	5,12	4,06	5,69	6,05	5,37	5,16
K_2O	1,50	1,50	3,70	1,30	3,40	1,22	4,87	0,60	1,38	1,60	2,40	1,31	1,08	1,55	0,62
P_2O_5	0,14	0,09	0,07	0,50	0,31	0,10	0,03	0,05		0,07	0,06	0,21	0,13	0,06	0,09
Zr	144	120	136	218	380	—	—	—	182	110	140	—	—	55	55
Sr	343	380	252	279	220	314	130	276	464	744	443	661	1002	573	627
Rb	71	69	122	17	86	70	231	63	84	20	39	26,7	16,1	42,1	16,8
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	49	—	—	—	—	47	46
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	8
Ba	298	232	607	469	750	163	—	—	651	530	1810	489	604	290	146
Ce	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	37	108	11,4	25	15
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,4	18	—	—	13	17
Nb	6	7	4	10	13	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2
Ga	—	—	—	—	—	—	—	—	23	—	—	—	—	—	—
Pb	18	21	29	—	18	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—
Ni	13	5	3	20	6	—	—	—	19	—	—	—	—	21	13
Cr	39	23	23	60	23	—	—	—	25	12	9,3	—	—	15	24
V	—	—	—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	24	36
Y	7	4	2	40	39	—	—	—	17	—	—	—	—	53	34
Na_2O/K_2O	3,07	3,27	1,11	2,46	1,03	3,95	0,79	6,85	3,26	3,20	1,69	4,34	5,60	3,46	8,32
K/Rb	175	180	252	635	328	145	175	79	136	664	510	407	557	306	306
Ba/Rb	4,2	3,4	5,0	27,6	8,7	2,3	—	—	7,8	26,5	46,4	18,3	37,5	6,9	8,7
K/Ba	41,8	53,7	50,6	23,0	37,6	62,1	—	—	17,6	25,1	11,0	22,2	14,8	44,4	35,3
Rb/Sr	0,21	0,18	0,48	0,06	0,39	0,22	1,78	0,23	0,18	0,03	0,09	0,04	0,02	0,07	0,03
Sr/Ba	1,2	1,6	0,4	0,6	0,3	1,9	—	—	0,7	1,4	0,2	1,4	1,7	2,0	4,3

Продолжение табл. 8

	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO_2	73,4	67,5	71,3	61,3	73,3	69,4	65,1	68,4
TiO_2	0,21	0,50	0,22	0,68	0,25	0,56	0,60	0,42
Al_2O_3	14,0	16,0	13,6	17,6	13,5	14,0	14,1	14,7
Fe_2O_3	0,47	0,86	0,77	1,65	2,18	3,20		
FeO	1,26	2,44	2,11	2,52	1,37	2,90	7,80	4,78
MnO	0,03	0,05	0,07	0,04	0,07	0,06	0,20	
MgO	1,23	1,11	0,98	1,84	0,32	0,54	1,50	2,23
CaO	0,55	3,03	2,13	3,49	1,29	4,60	5,90	2,89
Na_2O	7,09	5,39	5,02	8,65	6,35	3,80	3,00	2,68
K_2O	0,20	1,56	0,77	0,04	0,32	0,07	1,10	3,17
P_2O_5	0,05	0,19	0,05	0,25	0,01	0,15	—	—
Zr	170	170	58	159	256	70	47	195
Sr	129	707	136	93	111	135	300	190
Rb	4,5	26,6	11,5	1	2	< 1	16	121
Zn	40	100	45	30	42	—	—	—
Cu	5	10	11	12	10	—	27	22

	16	17	18	19	20	21	22	23
Ba	69	540	78	131	154	20	280	500
Ce	31	63	—	—	—	—	—	—
La	18	36	—	—	—	—	—	—
Nb	9	9	6	8	7	—	—	—
Ga	—	—	13	20	21	—	—	20
Pb	—	—	3	—	—	—	4	29
Ni	19	7	0,5	7	3	15	—	15
Cr	13	10	8	—	5	—	4	34
V	20	52	44	43	12	—	93	65
Y	12	9	21	58	61	30	—	37
Na_2O/K_2O	35,5	3,46	6,52	216	19,8	54,3	2,73	0,85
K/Rb	369	487	511	332	1328	> 581	571	218
Ba/Rb	15,3	20,3	6,3	131	77,0	> 20	17,5	4,1
K/Ba	24,1	23,9	81,6	2,53	17,3	29,1	32,1	52,6
Rb/Sr	0,03	0,04	0,09	0,01	0,02	< 0,01	0,05	0,64
Sr/Ba	1,9	1,3	1,74	0,71	0,72	6,75	1,07	0,38

1 — средний состав тоналитовых гнейсов Амитсок ($n = 25$), гл. 6 в данном сборнике. 2 — средний состав трондьемитовых гнейсов ($n = 16$), гл. 6 в данном сборнике. 3 — средний состав гранодиоритовых гнейсов ($n = 19$), гл. 6 в данном сборнике. 4 — средний состав диоритовых гнейсов Амитсок ($n = 6$), гл. 6 в данном сборнике. 5 — средний состав очковых гнейсов Амитсок ($n = 12$), гл. 6 в данном сборнике. 6 — средний состав кислых низкокалиевых гнейсов древнего гнейсового комплекса Свазиленд ($n = 3$) [57]. 7 — состав кварц-монцонитового гнейса из древнего гнейсового комплекса Свазиленд [57]. 8 — состав диоритового гнейса из древнего гнейсового комплекса Свазиленд [57]. 9 — средний состав биотит-кварц-олигоклазового гнейса ($n = 18$), Венесуэльский щит [28]. 10 — состав трондьемитого гнейса из района Уилсон-Крик, Вайоминг, гл. 13 в данном сборнике. 11 — состав трондьемитового гнейса из района Уилсон-Крик, Вайоминг, гл. 13 в данном сборнике. 12 — состав трондьемитового гнейса из района Нортерн-Лайт, залив Тандер, Онтарио [5]. 13 — состав тоналита Саганага, залив Тандер, Онтарио [5]. 14 — состав тоналита Тиспруит из района Барбертон, ЮАР [36]. 15 — состав тоналита Нелшугте из района Барбертон, ЮАР [36]. 16 — состав порфирита Тиспруит, Барбертон, ЮАР [36]. 17 — состав порфирита Мидл-Маркер, Барбертон, ЮАР [36]. 18 — средний состав трондьемита из комплекса Литл-Порт ($n = 14$), гл. 15 в данном сборнике. 19 — состав трондьемита комплекса Бей-оф-Айлендс (обр. № 31), гл. 15 в данном сборнике. 20 — состав трондьемита из комплекса Бей-оф-Айлендс (обр. № 41), гл. 15 в данном сборнике. 21 — состав плагиогранита с острова Кипр (обр. № Су 55С), Колман и Питерман [22]. 22 — состав дацита с островов Тонга [32]. 23 — средний состав гранодиорита ($n = 20$), Колб и Тейлор [63]. n — число анализов. Содержание главных окислов — в процентах, а элементов-примесей — в частях на миллион.

Таблица 9

Анализы стандартов USGS, выполненные в Мемориальном университете в 1977 г. (в млн$^{-1}$)

		Zr	Sr	Rb	Zn	Cu	Ba	Ce	La	Nb	Ga	Pb	Ni	Cr	V	Y
G2	$\bar{X}$	290	469	164	85	14	1890	157	92	10	23	29	5	13	43	10
	S	(4)	(8)	(4)	(2)	(1)	(24)			(1)	(2)	(3)	(1)	(3)	(3)	(2)
GSP	$\bar{X}$		229	256	114						21	29				(25)
	S		(1)	(1)	(2)						(1)	(1)				(1)
AGV-1	$\bar{X}$	229	653	68	84	63	1231	78	49	13	21	35	15	16	127	22
	S	(2)	(10)	(2)	(2)	(2)	(25)			(1)	(2)	(5)	(3)	(3)	(3)	(1)
W-1	$\bar{X}$	96	188	21	85	115	167	27		9	18	5	73	90	239	24
	S	(1)	(2)	(2)	(2)	(4)	(10)			(1)	(3)	(4)	(2)	(9)	(6)	(1)
BCR-1	$\bar{X}$	186	329	47	119	27	753			12	22	15	13	23	400	36
	S	(2)	(4)	(3)	(3)	(1)	(20)			(1)	(2)	(3)	(3)	(5)	(6)	(3)

Таблица 10

Предварительные анализы гнейсов Уйвак и стандарта BCR-1 на содержания р. з. э. (в млн$^{-1}$)

	75-297B	75-248C	75-331B	75-320/1	75-295A	75-32P	75-32Y	74-32X	76-431B	75-291D	75-291E	75-183B	BCR-1	Хондрит
La	4,40	138,5	85,7	25,2	31,0	29,8	73,5	33,16	59,7	32,6	69,4	3,05	27,1	0,315
Ce	9,73	269,9	212,7	55,2	54,2	51,9	144,4	60,79	119,2	117,2	164,1	5,67	49,7	0,813
Pr	—	32,5	24,7	5,84	5,71	4,10	14,94	6,52	13,15	7,01	15,46	—	—	0,116
Nd	6,98	119,1	98,7	28,5	24,6	19,5	65,4	25,80	53,78	27,45	59,31	1,68	26,8	0,597
Sm	2,03	20,68	13,3	5,01	4,34	3,44	11,99	4,31	9,63	5,68	9,33	0,10	6,82	0,192
Eu	0,88	2,91	2,46	1,25	1,02	1,23	2,35	0,80	1,83	1,33	1,47	—	2,11	0,072
Gd	2,16	14,25	7,10	2,96	2,73	2,45	7,34	2,45	6,83	3,77	5,99	—	6,48	0,259
Dy	2,57	5,55	2,44	4,41	1,20	1,15	2,02	1,24	4,36	2,57	4,04	—	5,81	0,325
Ho	—	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,073
Er	1,05	1,02	—	—	—	—	—	—	1,26	0,86	1,10	—	3,25	0,213
$\sum$ р. з. э.	29,8	604,4	447,2	128,3	124,8	113,5	321,9	135,1	270,0	198,4	330,2	10,5	128,1	
Y	18,7	46,6	20,0	19,5	8,0	12,0	17,0	11,0	38,2	23,3	25,7	2,4	25	1,960

Точность определений составляет ±10% [34].

Содержание SiO_2 в серых гнейсах варьирует от 62,0 до 76,4%, Al_2O_3 — от 8,3 до 17,3%, при этом большая часть пород содержит около 15% Al_2O_3. Между содержаниями глинозема и щелочей не выявляется определенной закономерности (рис. 17, *б*). Содержания Na_2O варьируют от 2,11 до 5,40%, K_2O — от 0,67 до 5,60% (рис. 17, *а*); отношения Na_2O/K_2O имеют значения от 0,48 до 4,66. Для облегчения сравнения аналитических данных гнейсы

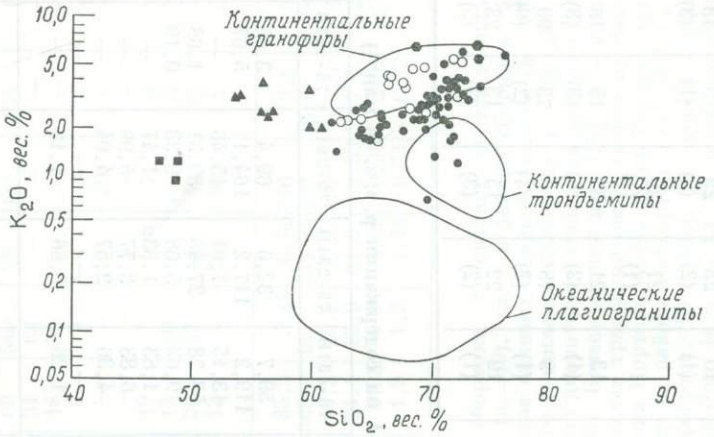


РИС. 18. Содержания K_2O и SiO_2 в гнейсах Уйвак. Обозначения те же, что и на рис. 16. Поля других пород нанесены по Колману и Питерману [22].

с отношением Na_2O/K_2O менее 2,0 по примеру Конди и Хантера [27] отнесены нами к «гранитным» или «гранодиоритовым», а с отношением более 2,0— к «трондьемитовым» или «тоналитовым».

В трондьемит-тоналитовых серых гнейсах содержание MgO меняется от 5,98 до 0,65% при средних значениях 2,39 и 0,89% для самых основных и самых кислых разностей соответственно. Калиевые члены содержат меньше окиси магния — от 1,39 до 0,16% при среднем содержании 0,70%. Содержание CaO изменяется от 5,78 до 1,98% при средних значениях 4,2 и 2,72% для самых основных и самых кислых гнейсов соответственно. Для калиевых гнейсов эти значения меняются от 3,88 до 0,36%, в среднем составляя 1,95%. Средние содержания окиси титана варьируют от высоких — 0,56% в натровых гнейсах до низких — 0,24% в гранодиорит-гранитовых гнейсах.

Основные и средние породы серии Уйвак I обладают гораздо более высокими содержаниями титана, суммарного железа, окиси магния и кальция по сравнению с кислыми разностями. Однако содержание щелочей в них варьирует в значительных пределах, и отношение Na_2O/K_2O в гнейсах среднего состава меняется от 2,84 до 0,65 (содержание Na_2O 2,0—6,49% и K_2O 1,86—3,78%). Все основные гнейсы характеризуются отношением Na_2O/K_2O более 2,0 (средние содержания Na_2O — 2,89% и K_2O — 1,04%).

Судя по отношению SiO_2/K_2O (рис. 18), гнейсы Уйвак I обнаруживают тенденцию к увеличению содержания K_2O при увеличении содержания SiO_2. Поле кислых гнейсов частично перекрывает поле континентальных трондьемитов и гранофиров, хотя составы некоторых разностей гнейсов образуют почти линейный вертикальный тренд увеличения содержания калия при содержаниях SiO_2 около 70,0%.

На тройной диаграмме K — Na — Ca (рис. 19) поле гнейсов серии Уйвак I частично перекрывает тренд габбро-трондьемитовой серии юго-западной Финляндии [9] и явно смещено в сторону калиевой вершины треугольника. В некоторых гнейсах повышение содержания калия сопровождается одновременным уменьшением отношения Ca/Na, однако наиболее

заметное увеличение содержания калия наблюдается в гнейсах, в которых отношение Ca/Na остается почти постоянным.

На диаграмме нормативных составов An — Ab — Or серые гнейсы Уйвак I попадают в поля составов трондьемитов, тоналитов, гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, выделенные О'Коннором [85]; поле гнейсов Уйвак I

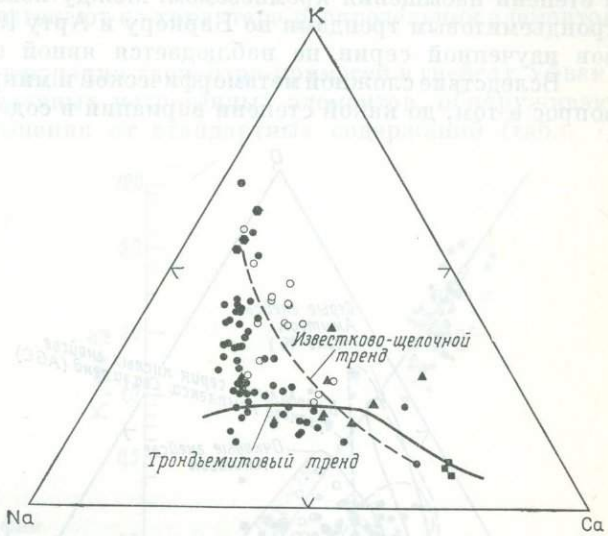


РИС. 19. Тройная диаграмма K — Na — Ca для гнейсов Уйвак. Показаны тренды известково-щелочной и толеитовой серий [9].

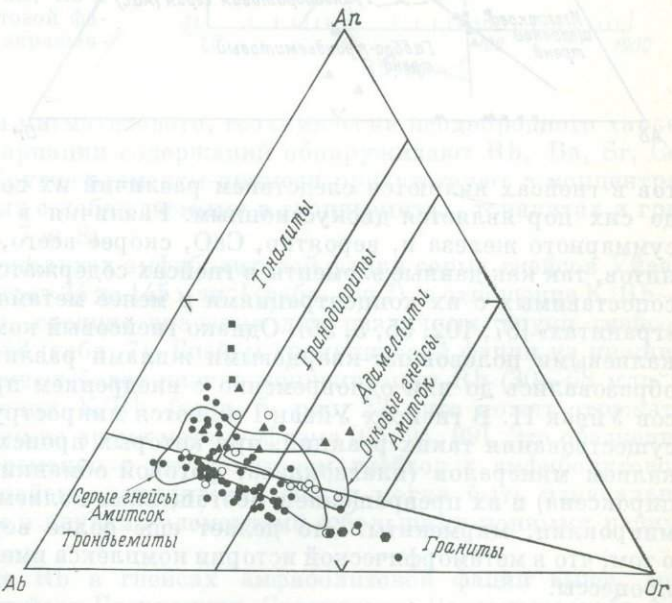


РИС. 20. Тройная диаграмма нормативных An — — Ab — Or для гнейсов Уйвак. Обозначения те же, что и на рис. 16. Поля гнейсов Амитсок — по Мак-Грегору [71], классификационные границы — по О'Коннору [85].

на этой диаграмме совпадает с полем гнейсов Амитсок (рис. 20). На диаграмме Q — Or — Ab (рис. 21) отражены нормативные составы гнейсов Уйвак I, а также поля составов серых гнейсов Амитсок и гнейсов бимодальной гранодиоритовой серии древнего архейского комплекса Свазиленд. Большинство тоналит-трондьемитовых гнейсов Уйвак I занимает сравнительно узкую область, удаленную от ортоклазовой вершины треугольника и вытянутую вдоль направления Q — Ab, что связано с вариациями содержания нормативного

кварца. Большинство обогащенных калием пегматитов и пронизанных пегматитами гнейсов Уйвак расположены ближе к ортоклазовой вершине, приближаясь к области низкотемпературных расплавов. Средние и основные члены серии расположены вдоль или недалеко от линии Or — Ab, в области, отражающей колебания в соотношениях нормативных Ab и Or, а также в степени насыщения кремнеземом. Между известково-щелочными и габбро-трондьемитовым трендами по Баркеру и Арту [9] и полями различных составов изученной серии не наблюдается явной связи.

Вследствие сложной метаморфической и микроструктурной истории серии вопрос о том, до какой степени вариации в содержании петрогенных элемен-

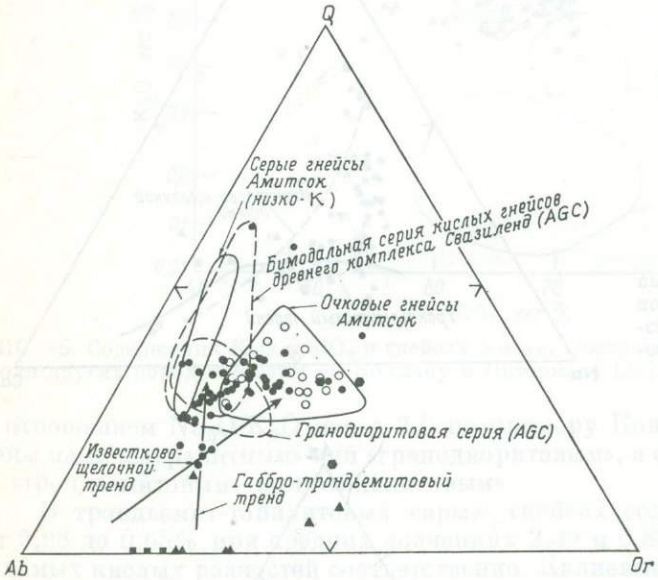


РИС. 21. Тройная диаграмма Q — Or — Ab для гнейсов Уйвак. Обозначения те же, что и на рис. 16. Поле гнейсов Амитсок — по Ламберту и Холланду [66], древних гнейсов комплекса Свазиленд — по Хантеру и др. [57], известково-щелочной и трондьемитовый тренды — по Баркеру и Арту [9].

тов в гнейсах являются следствием различий их содержаний в протолитах, до сих пор является дискуссионным. Различия в содержании SiO_2, TiO_2, суммарного железа и, вероятно, CaO, скорее всего, унаследованы от протолитов, так как данные элементы в гнейсах содержатся в количествах, хорошо сопоставимых с их концентрациями в менее метаморфизованных архейских «гранитах» [37, 102, 55, 5, 36]. Однако гнейсовый комплекс Уйвак I пронизан калиевыми полевошпат-кварцевыми жилами различных размеров, которые образовались до или одновременно с внедрением протолитов очковых гнейсов Уйвак II. В гнейсах Уйвак I имеются микроструктурные доказательства существования таких реакций, при которых происходило изменение бедных калием минералов (плагиоклаза, роговой обманки, ортопироксена, клинопироксена) и их превращение в обогащенные калием фазы, такие, как биотит, микроклин, мирмекиты. Это делает еще более вероятным предположение о том, что в метаморфической истории комплекса имели место аллохимические процессы.

Тем не менее по аналогии с менее деформированными и метаморфизованными архейскими гранитными серями возможно, что протолиты гнейсов серии Уйвак I и особенно серые гнейсы имели преимущественно тоналит-трондьемитовые составы. Кроме того, гнейсы среднего и кислого состава с отношением Na_2O/K_2O менее 2,0 могут быть не изохимически метаморфизованными монцонитами и гранитами, а представлять собой измененные породы, в которых отношение щелочей было понижено в результате метасоматических процессов.

Тенденция рассматривать содержания главных петрогенных элементов как неизменные, «первичные», при изучении архейских гнейсов может привести к неправильным выводам, поскольку во время метаморфической эволюции отдельных комплексов могут наблюдаться существенные химические изменения, особенно в содержаниях определенных литофильных элементов с большими ионными радиусами. Дополнительные доказательства в подтверждение этого предположения вытекают из характера распределения элементов-примесей в серии Уйвак I.

Элементы-примеси. Концентрации элементов-примесей в гнейсах Уйвак I так же, как и содержания главных петрогенных элементов, обнаруживают сравнительно большие отклонения от стандартных содержаний (табл. 7).

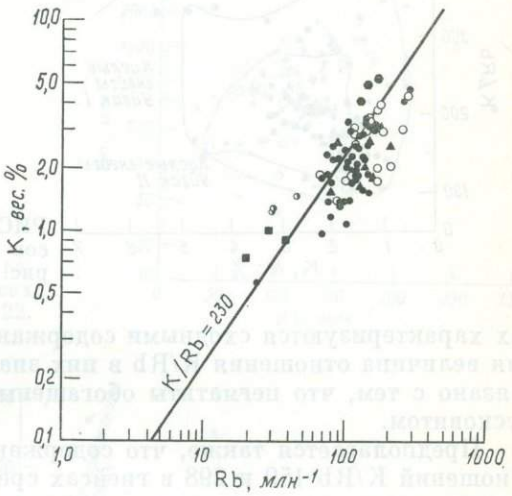


РИС. 22. Логарифмический график зависимости содержания K от содержания Rb. Обозначения те же, что и на рис. 16, гнейсы гранулитовой фации показаны наполовину закрашенными кружками.

Это является следствием мигматитового, геохимически неоднородного характера серии. Основные вариации содержаний обнаруживают Rb, Ba, Sr, Ce, тяжелые р. з. э. и Y. Другие элементы-примеси присутствуют в концентрациях, в основном сходных с наблюдаемыми в трондьемитах, тоналитах и гранодиоритах (табл. 4, 5, 7 и 8).

В трондьемитах и тоналитах амфиболитовой фации серых гнейсов Уйвак содержание Rb варьирует от 24 до 145 млн$^{-1}$ (табл. 4 и 7), а отношение K/Rb — от 104 до 232 (рис. 22), средние значения для различных групп гнейсов составляют 140, 143 и 153 (табл. 7). Гнейсы гранулитовой фации из нижних структурных уровней имеют более низкие концентрации Rb (30—68 млн$^{-1}$) и более высокие отношения K/Rb (табл. 5, рис. 22), что может отражать обеднение пород рубидием во время метаморфизма [65, 91, 99]. Это обеднение могло произойти одновременно с метасоматозом гнейсов в амфиболитовой фации или наоборот, гнейсы гранулитовой фации могли быть изначально бедны калием, рубидием и другими элементами с большими ионными радиусами.

Среднее содержание Rb в гнейсах амфиболитовой фации выше, чем в исходных архейских гнейсах Гренландии, Свазиленда, Венесуэлы (табл. 8), хотя отдельные анализы вполне сопоставимы с опубликованными средними содержаниями Rb в этих районах. Отношения K/Rb в серых гнейсах Уйвак обычно ниже, чем среднее значение этого отношения в гнейсах Амитсок (гл. 6 в данном сборнике), но сходны с этими отношениями для Венесуэльского щита и древнего гнейсового комплекса Свазиленд (табл. 8). Содержания Rb и отношения K/Rb в других низкокалиевых силикатных архейских гнейсах, гранитах и порфиритах (4,5—42 млн$^{-1}$ и 306—664) и в фанерозойских

трондьемитах, плагиогранитах и дацитах (1—16 млн$^{-1}$ и 332—1328) всегда выше или ниже.

В гранодиоритовых и гранитных гнейсах минимальное содержание Rb составляет 138 млн$^{-1}$, а отношение K/Rb — 212 (табл. 7, рис. 22). Приведенные значения довольно хорошо сопоставимы со значениями для гранодиоритовых гнейсов Амитсок и средними значениями для посттектонических гранодиоритов по Колбу и Тейлору [63]. Однако, имея в виду мобильность Rb, это сходство не имеет генетического значения. Пегматитовые жилы в гней-

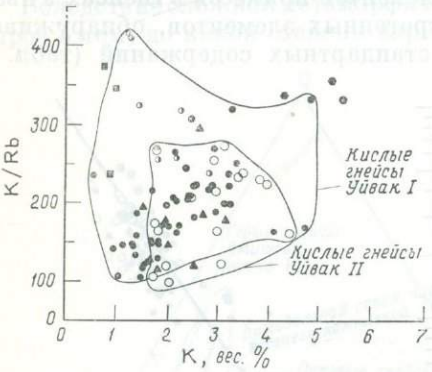


РИС. 23. Диаграмма K/Rb — K для гнейсов Уйвак. Обозначения те же, что и на рис. 22.

сах характеризуются сходными содержаниями Rb (147 млн$^{-1}$), однако средняя величина отношения K/Rb в них значительно выше (332). Это различие связано с тем, что пегматиты обогащены микроклином, а не биотитом или мусковитом.

Предполагается также, что содержания Rb 138 и 29 млн$^{-1}$ и значения отношений K/Rb 159 и 298 в гнейсах среднего и основного состава соответственно являются результатом миграции K и Rb во время метаморфизма.

На диаграмме K/Rb — K (рис. 23) анализы гнейсов Уйвак I обнаруживают существенный разброс. В распределении точек, отвечающих составам гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма, наблюдается слабый положительный наклон, а гнейсам гранулитовой фации свойственно резкое отрицательное распределение. Это различие — следствие минералогического контроля величины отношения K/Rb [89, 91]. Приняв, что серия Уйвак образовалась из различных по генезису магматических протолитов, отсутствие отрицательной корреляции между K и K/Rb указывает на то, что изменения в относительном распределении K и Rb должны были произойти после магматической кристаллизации протолитов. Отрицательную корреляцию, которую обнаруживают гнейсы гранулитовой фации, связывают с фракционированием этих элементов во время метаморфизма.

Содержание Ba в серых гнейсах варьирует в широких пределах (30—1084 млн$^{-1}$). Средние значения для различных групп гнейсов составляют 233, 303 и 305 (табл. 4 и 7). Хотя эти концентрации сравнимы с содержаниями Ba в гнейсах Амитсок (гл. 6 данного сборника) и сходны с величинами, установленными для комплекса древних гнейсов Свазиленд [27 и 57], они ниже, чем в некоторых других областях развития архейских гнейсов (табл. 8; от 489 до 1810 млн$^{-1}$). Однако в остальных натровых архейских породах так же, как в фанерозойских трондьемитах и плагиогранитах и дацитах, содержание бария ниже (290—20 млн$^{-1}$, табл. 8), что является следствием небольшого количества калиевого полевого шпата.

В гнейсах гранодиоритового и гранитного состава концентрации Ba также сильно меняются (109—1424 млн$^{-1}$). Выборочные и средние концентрации Ba для гнейсов среднего и основного состава даны в табл. 4 и 7 соответ-

ственно. В области Саглек не наблюдается существенных различий по содержанию Ba между гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (табл. 4 и 5).

Отражая распределение K и Ba в серых гнейсах, отношение K/Ba меняется от 16,7 до 272,5 (средние значения 71,9; 52,1 и 47,4, табл. 7). Эти величины сходны со значениями данного отношения для более калиевых гнейсов: 25,2—270. Из рис. 24 ясно, что во всей серии Уйвак нет очевидной связи между Ba и Rb, которую следовало бы ожидать, если бы вариации концентраций этих элементов были бы связаны с фракционной кристаллизацией, равновесной кристаллизацией или частичным плавлением [70]. Нет

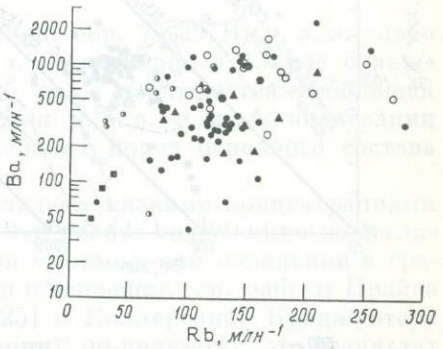


РИС. 24. Диаграмма, иллюстрирующая вариации содержаний Ba и Rb в гнейсах Уйвак. Обозначения те же, что и на рис. 22.

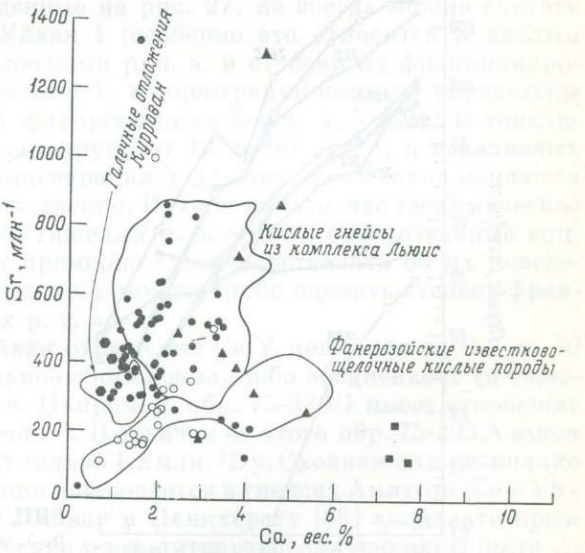


РИС. 25. Вариационная диаграмма, иллюстрирующая связь концентраций Sr и Ca в гнейсах Уйвак. Обозначения те же, что и на рис. 16. Для сравнения показаны другие серии [37].

очевидной связи и между концентрациями Sr и петрогенных элементов, особенно Ca (рис. 25), которая должна бы существовать, если магматические протолиты были метаморфизованы изохимически. Концентрации стронция варьируют от 124 до 834 млн$^{-1}$ в низкокалиевых гнейсах и от 33 до 1337 млн$^{-1}$ в гранодиорито- и гранитогнейсах (табл. 4 и 5). Отношение Rb/Sr в гнейсах амфиболитовой фации меняется от 0,075 до 8,636 (со средними значениями между 0,22 и 0,32, табл. 4 и 7). Они ниже, чем отношения Rb/Sr в серых гнейсах гранулитовой фации (0,063—0,28; среднее 0,10; табл. 5—7). На рис. 26 гнейсы амфиболитовой фации занимают область, примерно соответствующую области кислых гнейсов бимодальной серии Свазиленд. Отно-

шения Rb/Sr для трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Лабрадора также сходны с этими отношениями гнейсов области Готхоб (0,157—0,561 по Мак-Грегору, гл. 6 данного сборника) приблизительно такого же состава, а также со средними значениями для гнейсов Свазиленда и Венесуэлы (табл. 8). Однако эти отношения выше, чем таковые для низкокалиевых кислых образований других архейских толщ и для пород сходного состава из современных геологических обстановок (0,01—0,09, табл. 8). Авторы считают, что

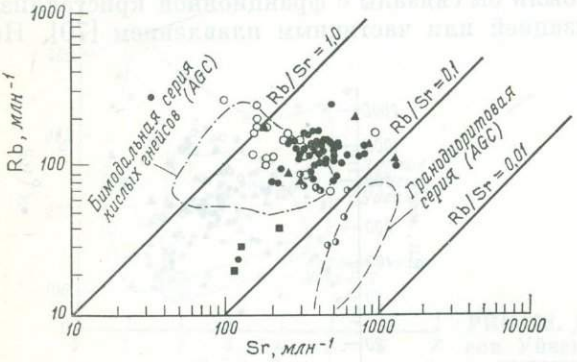


РИС. 26. Отношения Rb/Sr в гнейсах Уйвак. Обозначения те же, что и на рис. 16. Поля гнейсов комплекса Амитсок по Хантеру и др. [57].

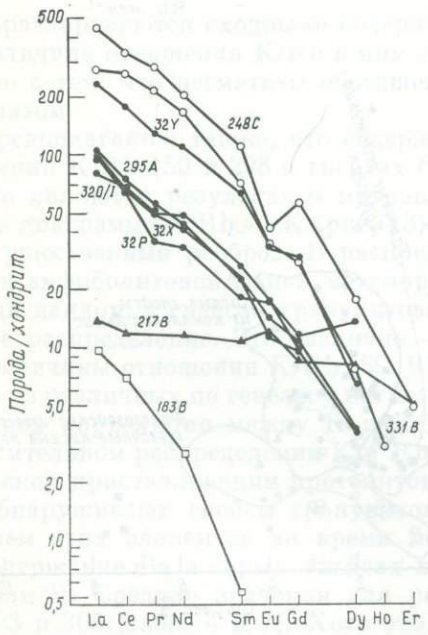


РИС. 27. Графики распределения р. з. э. в гнейсах Уйвак I.

эти различия являются результатом миграции Rb во время метаморфических преобразований некоторых трондьемитовых и тоналитовых протолитов в гнейсы. Эти процессы могут быть тесно связаны с коровым фракционированием и перераспределением определенных элементов между нижними и верхними уровнями континентальной коры.

В серии Уйвак I наблюдается отчетливое фракционирование тяжелых р. з. э. (табл. 10, рис. 27). Наиболее существенное различие в степени фракционирования тяжелых и легких р. з. э. наблюдается в двух гнейсах среднего состава (75-248C и 76-331B). Высокая степень обогащения легкими р. з. э.

согласуется с обогащением р. з. э. фаз среднего состава габбро-диорит-трондьемитовой серии Финляндии, установленной Артом и др. [3]. За исключением образца 75-248С, который обладает значительной Eu-аномалией, предположительно связанной либо с аккумуляцией плагиоклаза в первоначальном источнике, либо с подвижностью Eu [96], большинство кислых членов серии обладают незначительными Eu-аномалиями. Графики распределения р. з. э. сходны по форме и содержаниям компонентов (между La и Dy) с графиками, представленными Хантером и др. [57] для калиевых кислых гнейсов Южной Африки, а также с графиками для трондьемитовых гнейсов Нортерн-Лайт [4, 5], кварц-полевошпатовых гнейсов Уилсон-Крик, Вайоминг (гл. 13 данного сборника), гранодиорита Кронке и гранодиорита Питтс-Мидо [10].

В амфиболите серии Уйвак I (метагаббро; обр. 75-297В) р. з. э. слабо фракционированы (содержание легких р. з. э. примерно в 15 раз больше хондритовых, а тяжелых — примерно в 5 раз), наблюдается небольшая Eu-аномалия. Форма графика распределения р. з. э. и их концентрации сопоставимы с таковыми для других архейских пород основного состава [61, 4, 9].

Жилы пегматитов в гнейсах Уйвак обладают низкими концентрациями р. з. э. и явно обеднены тяжелыми р. з. э. Эти низкие содержания не согласуются с концентрациями, ожидаемыми при минимальном плавлении в гранитной системе, и требуют альтернативного объяснения (см. работы Прайса и Тейлора [88], Коллерсона и Фрайера [25] и Коллерсона, Бриджуотера и Фрайера, последняя готовится к публикации); по-видимому, это результат выноса р. з. э. в летучем состоянии из системы.

Поскольку графики, приведенные на рис. 27, не всегда можно считать представительными для серии Уйвак I (особенно это относится к кислым гнейсам), и оценка обогащения легкими р. з. э. и степени их фракционирования может быть произведена по Ce и Y, концентрации которых определены обычным методом рентгеновской флуоресценции (табл. 4, 5 и 7). В тоналитовых гнейсах содержание Ce варьирует от 19 до 90 млн$^{-1}$, а в калиевых гнейсах — от 15 до 90 млн$^{-1}$. Концентрации Y для тех же составов меняются от 3 до 20 и от 5 до 13 млн$^{-1}$ соответственно. Исходя из того, что геохимическое поведение Y сходно с поведением тяжелых р. з. э. [98], относительные концентрации этого элемента будут примерно свидетельствовать об их поведении. Таким образом по отношению Ce/Y можно грубо оценить степень фракционирования тяжелых и легких р. з. э.

В кислых гнейсах серии Уйвак отношения Ce/Y меняются от 0,2 до 30 (рис. 28), что отражает либо сильное обогащение, либо обеднение Y (и тяжелыми р. з. э.) по отношению к Ce. Например, обр. 75-320/1 имеет отношение Ce/Y = 2,8 и содержание Dy 4,4 млн$^{-1}$. В отличие от этого обр. 75-295 А имеет отношение Ce/Y = 6,78 и содержит только 1,2 млн$^{-1}$ Dy. Сходная или несколько бóльшая степень фракционирования наблюдается в гнейсах Амитсок (Ce_N/Yb_N от 2,5 до 500), что позволило О'Нионсу и Панкхерсту [86] высказать предположение о том, что «магматические протолиты гнейсов... должны были ... формироваться под воздействием множества различных процессов... из химически различных источников».

Такая различная степень фракционирования р. з. э. в архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсах приписывается главным образом влиянию граната и роговой обманки, присутствовавших в источнике вещества гнейсовых протолитов [5, 2, 57], поскольку эти минералы обладают коэффициентами распределения, которые способствуют удержанию в них тяжелых р. з. э. Альтернативная гипотеза заключается в том, что тяжелые р. з. э. образуют комплексные соединения с летучими компонентами, которые, как известно, присутствуют в нижней коре (CO_2, CO, SO_2, галогены [100, 49]),

как это предполагали Костерин [64] и Коллерсон и Фрайер [25]. Следовательно, обеднение могло быть вызвано метаморфическими процессами во время образования раннеархейских гнейсовых комплексов или, наоборот,

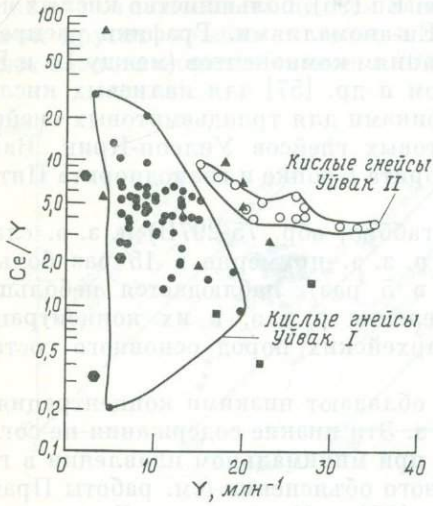


РИС. 28. Диаграмма Ce/Y — Y для гнейсов Уйвак, иллюстрирующая степень фракционирования р. з. э. в различных сериях.

могло быть связано с переносом в летучем состоянии во время внедрения магматических протолитов в земную кору [53, 34].

Гнейсы Уйвак II

Петрогенные элементы. Очковые гнейсы Уйвак II образуют сравнительно когерентную в петрологическом и геохимическом отношении серию. По своему характеру они до некоторой степени сходны с кислыми плутоническими породами, образовавшимися в анорогенных условиях, которые обычно ассоциируются с габбро и анортозитами [14, 31]. Содержания K_2O и Na_2O в гнейсах сходны с концентрациями этих компонентов в гранодиорит-гранитных гнейсах Уйвак I (рис. 17,*а*), при этом отношение Na_2O/K_2O варьирует от 0,72 до 1,91 (табл. 6 и 7). Однако они явно менее глиноземистые, чем большинство серых гнейсов Уйвак (рис. 17,*б*), в которых среднее содержание Al_2O_3 13,7% (табл. 7) и меняется от 12,48 до 16,30%. На диаграмме SiO_2 — K_2O (рис. 18) они образуют слабо выраженный линейный тренд с положительным наклоном, расположенный в области континентальных гранофиров [22]. Кроме того, очковые гнейсы богаче TiO_2 и суммарным FeO (0,77 и 5,17% соответственно), чем гнейсы Уйвак I при примерно равных концентрациях SiO_2 и щелочей.

На диаграмме AFM гнейсы занимают отчетливо выделяющееся поле (рис. 16), расположенное над полем гнейсов Уйвак I, с трендом, свидетельствующим об обогащении железом и свойственным толеитовым, а не известково-щелочным сериям. Этот тренд сходен с трендом очковых гнейсов Амитсок ([14, 66] и гл. 6 данного сборника), что еще раз подтверждает вывод о петрологическом сходстве этих двух серий. В координатах K—Na — Ca породы серии образуют тренд, сходный с трендом известково-щелочных пород (рис. 19).

На рис. 20, на тройной диаграмме нормативных An — Ab — Or, поле этих гнейсов расположено выше термального трога и имеет в общих чертах удлиненную линейную форму; оно протягивается от ортоклазовой вершины

к линии Ab — An. Если такое положение точек на диаграмме обусловлено магматическими процессами, то оно может указывать на то, что в процессе образования серии имело место фракционирование плагиоклаза. Однако наблюдается метаморфическое перераспределение кальция, щелочей и глинозема; это значит, что возникшие соотношения являются случайными. Аналогичные рассуждения применимы и к рис. 21, где очковые гнейсы Уйвак образуют поле составов минимальных выплавок, в которых Ab/An = ∞ и которое в общем совпадает с полем очковых гнейсов Амитсок.

Элементы-примеси. Очковые гнейсы обладают значительно более высокими концентрациями Zr, Rb, La, Ce и Y и более низкими концентрациями Sr, чем кислые гнейсы из серии Уйвак I (табл. 6 и 7). Отношения K/Rb меняются от 96,3 до 267 (рис. 22), что отражает вариации в содержании модальных роговой обманки и биотита. В породах рассматриваемой серии не наблюдается очевидной связи между содержанием калия и отношением K/Rb (рис. 23), которую можно было бы ожидать, если бы распределение K и Rb было связано с магматическим фракционированием [89]. Таким образом, распределение этих элементов интерпретируется как результат других процессов, т. е. оно является следствием син- или постмагматических процессов во время деформации и метаморфизма. Вариации отношений K/Ba и Ba/Rb (11,8 —43,7 и 2,85—10,69 соответственно, рис. 24) интерпретируются как результат различных соотношений биотита и калишпата.

Кроме одного образца, содержащего 998 млн$^{-1}$ Sr, в большинстве серых гнейсов концентрации этого элемента составляют от 100 до 496 млн$^{-1}$ при среднем содержании 299 млн$^{-1}$ (табл. 7). В гнейсах наблюдается отчетливая положительная линейная зависимость между концентрациями Sr и Ca (рис. 25), поле их составов четко отделяется от поля гнейов Уйвак I. Эти взаимоотношения указывают на замещение кальция стронцием в плагиоклазе (главной фазе, содержащей Ca). Вопрос о том, является ли это результатом магматических или метасоматических процессов, до сих пор остается дискуссионным. Разумеется, такой характер графика мог быть следствием фракционной кристаллизации магмы; однако возможность сохранения такого распределения Sr и Ca во время деформации и перекристаллизации пород зависит от стабильности магматического плагиоклаза.

Отношение Rb/Sr в породах данной серии выше, чем в кислых гнейсах Уйвак I, и меняется от 0,169 до 1,537 (табл. 6) при среднем значении 0,52 (табл. 7). На рис. 26 отчетливо виден отрицательный тренд, отличный от тренда серых гнейсов Уйвак. Подобная связь между Rb и Sr могла бы интерпретироваться как свидетельство магматического генезиса, однако, как явствует из поведения Rb в породах данной серии, это маловероятно.

Отношения Sr/Ba меняются от 0,15 до 2,33 (табл. 6 и 7). Считается, что это — следствие непостоянных низких содержаний Sr и неравномерного распределения Ba. Вариации этого отношения отражают содержания модальных плагиоклаза и калиевого полевого шпата в породах серии.

Как правило, гнейсы Уйвак II обогащены р. з. э. по сравнению с кислыми гнейсами Уйвак I (табл. 6, 7 и 10), что облегчает распознавание этих пород в зонах интенсивных деформаций. Графики распределения нормализованных по хондритам содержаний р. з. э. линейные. Наблюдаются обеднение Eu в различной степени и меньшая фракционированность р. з. э. по сравнению с гнейсами Уйвак I. Все это приводит к тому, что графики распределения прямые, а не вогнутые (рис. 29), они сходны с графиками для большинства архейских гранодиоритов и кварцевых монцонитов, например гранодиорита Далмейн [27] и батолита Джайентс-Рейндж [5], которые рассматриваются как свидетельство образования пород при частичном плавлении кислых гранулитов или граувакк, существовавших в течение короткого интервала времени.

На графиках распределения р. з. э. в очковых гнейсах Амитсок, представленных Ламбертом и Холландом [66], обнаруживается еще большее обогащение р. з. э. (примерно в 50—150 раз выше хондритовых) и видна различная степень их фракционирования. В противоположность этому по анализам О'Нионса и Панкхерста [86] одна из составляющих этой серии характеризуется значительно меньшей степенью фракционирования. Это тем

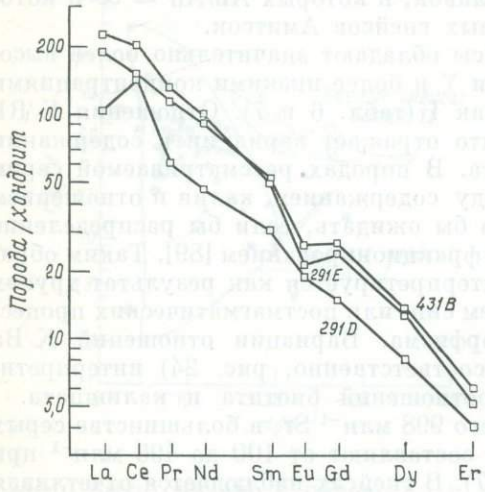


РИС. 29. Графики распределения р. з. э. в очковых гнейсах Уйвак II.

более удивительно, поскольку анализировались породы одной и той же серии, в которых концентрации редкоземельных элементов контролируются минеральным составом магматических протолитов.

Интервал изменения отношения Ce/Y (от 3 до 9,8) в очковых гнейсах Уйвак значительно у́же, чем в серых гнейсах. Это означает, что очковые гнейсы по степени обеднения тяжелыми р. з. э. более однородны, чем серые гнейсы, что не согласуется с установленным в настоящее время характером поведения этих элементов в очковых гнейсах Амитсок.

Обсуждение результатов и происхождение гнейсов Уйвак

Из полевых наблюдений и по аналогии с другими районами развития архейских гнейсов ([57] и гл. 6 данного сборника) можно сделать вывод о том, что гнейсы Уйвак являются ортогнейсами, которые образовались из таких протолитов, как габбро, трондьемиты, диориты, тоналиты, гранодиориты и граниты. Микроструктурная эволюция гнейсов и их химический состав явно указывают на то, что в процессах их метаморфического преобразования имели место аллохимические процессы. Такие процессы, как правило, сопровождаются миграцией K, Rb и Sr. Кроме того, возможно, произошло изменение содержаний элементов, которые обычно считаются неподвижными во время метаморфизма, например Y и тяжелых р. з. э.

Таким образом, обсуждение петрогенезиса химически измененных гнейсов только в рамках магматических процессов необходимо проводить довольно осторожно. Характер химических изменений достаточно очевиден. Эти изменения хорошо отражают особенности процессов, происходивших в земной коре в течение раннего архея, одновременно или несколько позднее магматических событий, в результате которых образовались трондьемит-гранитные протолиты гнейсов.

При моделировании процессов образования и метаморфического изменения плутонических пород в континентальной коре с возрастом свыше 3,6 млрд. лет следует учитывать следующие положения:

1. Геотермические градиенты в земной коре во время первого миллиарда лет земной истории, возможно, были высокими [13, 47]; скорее всего, они превышали 100 °С/км (Файф, 1973).

2. С этими высокими градиентами связано широкое распространение пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, что привело к образованию коры мощностью около 12 км (мощность определялась по пересечению предполагаемых геотерм с областями солидуса безводных гранитных или базальтовых составов). Такая кора должна была состоять из разнообразных пород гранулитовой фации и перекрываться более насыщенными водой образованиями меньшей мощности.

3. Фракционирование петрогенных элементов и элементов-примесей во время метаморфизма гранулитовой фации осуществлялось благодаря миграции флюидов (таких, как углеродные флюиды, богатые окисленной серой и галогенами) сквозь кору. Такие флюиды были способны к образованию комплексов с некоторыми несовместимыми элементами (Th, U, Y, K, Rb, тяжелыми р. з. э. и в некоторых случаях Ba и Sr) и переносу их из нижних частей коры в верхние.

Если существовали указанные выше условия, то они играли важную роль в магматических процессах, имевших место в первичной земной коре, особенно в отношении «гранитного» петрогенезиса. Например, эклогит не должен был образоваться [44] и стать причиной обеднения тяжелыми р. з. э. многих архейских трондьемит-гранитных серий [4, 5]. Более того, под влиянием высоких геотермических градиентов (>60°С/км) не должно было происходить частичного плавления амфиболитов, так как при PT-условиях, в которых было бы возможно плавление, существовали бы метаморфические парагенезисы гранулитовой фации [25]. Частичное плавление пород амфиболитовой фации не должно было происходить до тех пор, пока геотермический градиент не уменьшился примерно до 60°С/км [109].

Как отмечалось выше, гипотезы образования архейских тоналито- и трондьемитогнейсов или их протолитов многочисленны и разнообразны. Тем не менее они могут быть объединены в четыре модели:

1. Частичное плавление пород толеитового состава на мантийных глубинах с образованием эклогитового рестита (гранат + клинопироксен) [49, 4].

2. Частичное плавление или фракционная кристаллизация водосодержащего базальта или амфиболита [41, 2, 3].

3. Фракционная кристаллизация базальта [22, 21].

4. Плавление сиалической (или) симатической коры, первично обедненной несовместимыми элементами [97, 18, 25]; для каждого из этих составов должны были существовать особые условия.

Однако с точки зрения рассмотренных выше ограничений для коровых процессов первые две модели не могут быть применены для объяснения эволюции коры в *раннем* архее. Аналогично объемы «гранитного» материала, который мог бы образовываться (по аналогии с современными районами проявления базитового вулканизма и высоких геотермических градиентов), по-видимому, были бы слишком малы, что маловероятно для архейского времени (модель 3).

Под влиянием высоких раннеархейских геотермических градиентов частичное плавление пород базальтового состава и геохимическое поведение некоторых элементов должны были контролироваться физическими условиями и процессами, характерными для обстановок гранулитовой фации метаморфизма. Плавление основного гранулита (пириболита) должно было происходить, по-видимому, при температурах около 1100 °С с образованием при этом трондьемитовых и тоналитовых магм [109, 110]. Частичное плавление пород основного состава в пределах коры должно было облегчаться присутствием в коре коматиитовых ультраосновных и основных магм мантий-

ного происхождения с температурами ликвидуса выше 1200 °С [45]. Деформация коры (контролируемая пространственным распространением конвекционных ячеек в мантии и скоростью конвекции) должна была произойти одновременно с проявлением магматической активности. Одновременное плавление существовавшего ранее корового материала основного состава должно было привести к образованию натровых гранитных пород. Они должны были внедряться в верхние коровые уровни во время или после деформации либо в виде пластообразных интрузий [83], либо в виде позднесинтектонических или посттектонических плутонов. Расплавы, образовавшиеся таким способом, должны были иметь «сходные с мантийными» содержания изотопов, характерные для истощенных нижних частей земной коры [95, 43].

Флюиды нижней коры, обогащенные CO_2, CO, окисленной серой и галогенами, могли образовать комплексные или растворимые соединения с Y, Rb, Th, U, K и тяжелыми р. з. э. Их движение из нижней коры в верхнюю могло происходить в результате действия механизма диффузии в объеме породы, по границам зерен или в магмах [53]. Миграция летучих позволяет объяснить обеднение перечисленными элементами нижней континентальной коры, а это объясняет необычную геохимию и частично микроструктурную историю гнейсов Уйвак и других раннеархейских тоналитовых гнейсов (гл. 6 данного сборника и [108]).

Образование минералов, способных к избирательному извлечению определенных элементов из летучей фазы, должно контролировать химизм гнейсов, через которые проходили флюиды. Например, микроструктурный анализ показывает, что биотит в гнейсах Уйвак I образовался при замещении роговой обманки. В связи с этим в породах, как уже говорилось, наблюдаются более низкие отношения K/Rb. Отсутствие значительного повышения содержания других элементов-примесей в гнейсах Уйвак, на что обратил внимание Мурбат [76], возможно, обусловлено тем, что эти элементы переносились в виде более устойчивых соединений. Например, низкие содержания урана в архейских гнейсах, по данным Сигинолфи и Сакаи [92], могут быть связаны с тем, что уран вступал в реакцию с CO_2 или CO, образуя хорошо растворимый уранил-карбонат [84]. Под влиянием градиента химического потенциала летучая фаза, содержащая это соединение, вероятно, должна была мигрировать на более высокие структурные уровни прежде, чем произошло ее отложение. Аналогично различная степень обеднения тяжелыми р. з. э. и изменение отношения Ce/Y в серии Уйвак и других гнейсах Северо-Атлантического кратона могли быть следствием дифференцированного участия в комплексообразовании и удаления тяжелых р.з.э. с летучей фазой, или, наоборот, это могло быть результатом различных масштабов осаждения тяжелых р. з. э. из флюида.

Происхождение более калиевых членов серии Уйвак объясняется по-разному. Составы некоторых пород серии Уйвак I могут быть обусловлены интенсивным метасоматическим привносом K и Rb в кору из более глубоких уровней. Однако считается, что другие породы, особенно очковые гнейсы Уйвак II, сформировались при частичном плавлении тоналита и трондьемита в условиях метаморфизма гранулитовой фации, возможно с последующим участием процессов фракционной кристаллизации. Расплавы, образованные таким образом, должны были обладать различной степенью фракционирования тяжелых р. з. э. Это должно было зависеть от их концентрации в исходном расплаве, состава флюида и от того, в какой степени кристаллизовавшаяся магма удерживала летучую фазу. Расплавы, генерируемые при таком процессе, должны были содержать меньше Sr и больше Th, U, Rb и Pb и иметь более высокие отношения Rb/Sr, чем исходные породы, вследствие того, что эти элементы могли избирательно выноситься в летучей фазе, суще-

ствовавшей при плавлении. Кроме того, на концентрацию элементов могли влиять метаморфические процессы. Предполагается, что небольшие количества остаточных анортозитов и лейкогаббро могут образовываться как кумулятный остаток во время или после удаления калиевого расплава [33]. В районе Саглек интрузивная ассоциация Ментзель может быть отнесена к такому типу.

Архейская эволюция коры в свете имеющихся данных

Существующие в настоящее время данные указывают на то, что значительная часть континентальной коры образовалась за счет мантии — литосферы около 2800 ± 20 млн. лет назад [87, 1, 60]. Мурбат [75, 76] считает, что рост коры происходит эпизодически и выделяет несколько событий в геологической истории, во время которых «необратимая химическая дифференциация... верхней мантии... образовывала новую континентальную кору». Одно из этих событий, имевшее место в интервале 2900—2600 млн. лет назад, он рассматривает как, «несомненно, один из главных периодов породообразования в земной истории».

Учитывая то, что скорость сепарации сиаля зависит от общей энергии системы (как тепловой, так и гравитационной [30]), более быстрой мантийной конвекции следует ожидать в многочисленных небольших ячейках, с которыми связано более быстрое и эффективное образование континентальной коры.

Если с процессами, приведшими 2800 млн. лет назад к образованию сиаля, образование нового корового материала связано в большей степени, чем с переработкой уже существовавшей коры, то становится еще более вероятным существование загадочного периода термальной активности спустя примерно 1800 млн. лет после аккреции Земли, который облегчил образование сиалической коры данного объема. Если же предположить, что кратоны стабилизировались в течение периода 2800—2500 млн. лет, преимущественно в результате уменьшения геотермических градиентов и прекращения процессов конвекции в мантии, то существование такого периода термальной активности становится маловероятным.

Альтернативным является предположение о том, что континентальная кора образовалась постепенно в течение архейского периода. Однако скорость ее сепарации уменьшалась с понижением геотермических градиентов.

Данное исследование финансировалось Национальным советом научных исследований Канады (субсидия А8694 для Коллерсона) в течение 1974—1977 гг. и Департаментом по делам Индии и Севера в 1977 г. Бриджуотер получил субсидию для полевых исследований в 1974—1975 гг. от Геологической службы Канады.

Авторы благодарны Калону, Фрайеру и Малпасу за ценные замечания, сделанные ими при чтении рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Armstrong R. L.*, A model for Sr and Pb isotope evolution in a dynamic earth, Rev. Geophys., 6, 175—199, 1968.
2. *Arth J. G., Barker F.*, Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implication for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas, Geology, 4, 534—536, 1976.
3. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondjemite suite of southewest Finland and its implications for the origin of trondhjemitic-tonalitic magmas, J. Pet., в печати.
4. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz diorites derive by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths, Contrib. Miner. Pet., 37, 161—174, 1972.

5. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325-362, 1975.
6. *Baadsgaard H.*, U-Th-Pb dates on zircons from the very early Precambrian Amitsoq gneisses, Godthaab district, West Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 19, 22—28, 1973.
7. *Baadsgaard H.*, Further U-Pb dates on zircons from the early Precambrian rocks of the Godthaabsfjord area, West Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 33, 261—267, 1976.
8. *Baadsgaard H., Lambert R. St. J., Krupicka J.*, Mineral isotopic age relationships in the polymetamorphic Amitsoq gneisses, Godthaab District, West Greenland, Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 513—527, 1976.
9. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondjemite-basalt suits, Geology, 4, 596—600, 1976.
10. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1.7-to 1.8- b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189—198, 1976.
11. *Barker F., Peterman Z. E.*, Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust, Precambrian Res., 1, 1—12, 1974.
12. *Barton J. M., Jr., Fripp R.E.P., Ryan B.*, Rb/Sr ages and geological setting of ancient dykes in the Sand River area, Limpopo Mobile Belt, South Africa, Nature, 267, 487—490, 1977.
13. *Birch F.*, Speculations on the Earth's thermal history, Geol. Soc. Am. Bull., 76, 133—154, 1965.
14. *Bridgwater D., Collerson K. D.*, The major petrological and geochemical characters of the 3600 m.y. Uivak gneisses from Labrador, Contrib. Minerl Pet., 54, 43—59, 1976.
15. *Bridgwater D., Collerson K. D.*, On the origin of early Archean gneisses: a reply, Contrib. Miner. Pet., 62, 179—191, 1977.
16. *Bridgwater D., Collerson K. D., Hurst R. W., Jesseau C. W.*, Field characters of the early Precambrian rocks from Saglek, coast of Labrador, Pap. Geol. Surv. Canada, 74-1a, 287—296, 1975.
17. *Bridgwater D., Collerson K. D., Myers J. S.*, The development of the Archean Gneiss complex of the North Atlantic region, *In*: D. H. Tarling, ed., Evolution of the Earth's Crust, pp. 19—69, London Academic Press, в печати.
18. *Bridgwater D., Fyfe W. S.*, The pre-3 b.y. crust: fact-fiction-fantasy, Geoscience Canada, 1, 7—11, 1974.
19. *Bridgwater D., Watson J., Windley B. F.*, The Archean craton of the North Atlantic region, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A273, 493—512, 1973.
20. *Cheney E. C., Stewart R. J.*, Subducted graywacke in the Olympic Mountains, USA-implications for the origin of Archaean sodic gneisses, Nature, 258, 60—61, 1975.
21. *Coleman R. G.*, Ophiolites Ancient Oceanic Lithosphere? Berlin, Springer-Verlag, pp. 229, 1977.
22. *Coleman R. G., Peterman Z. E.*, Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099—1108, 1975.
23. *Collerson K. D.*, Contrasting patterns of K/Rb distribution in Precambrian high grade metamorphic rocks from central Australia, J. Geol. Soc. Aust., 22, 145—158, 1975.
24. *Collerson K. D.*, Descriptive microstructural terminology for high-grade metamorphic tectonites, Geol. Mag., 111, 313—318, 1974.
25. *Collerson K. D., Fryer B. J.*, Role of fluids in the formation and subsequent development of the early Continental crust, Contrib. Miner. Pet., 1978.
26. *Collerson K. D., Jesseau C. W., Brigwater D.*, Crustal development of the Archean gneiss complex: estern Labrador, *In* B. F. Windley, ed., The Early History of the Earth, pp. 237—253, New York, Wiley, 1976.
27. *Condie K. C., Hunter D. R.*, Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa, Earth Planet. Sci. Lett., 29, 389—400, 1976.
28. *Dougan T. W.*, Origin of trondjemitic biotite-quartz-olioclas gneisses from the Venezuelan Guyana Shield, Precambrian Res., 3, 317—342, 1976.
29. *Drury S. A.*, The geochemistry of Precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Chem. Geol., 11, 167—188, 1973.
30. *Elder J. W.*, Thermal convection, J. Geol. Soc. Lond., 133, 293—309, 1977.
31. *Emslie R. F.*, Anorthosite mossifs, rapikivi granites and late Proterozoic rifting of North America, Precambrian Res., в печати.
32. *Ewart A., Bryan W. B.*, The petrology and geochemistry of the Tongan Islands, *In* P. J. Coleman, ed., the Western Pacific Island arcs, marginal seas, geochemistry, Perth, Univ. Western Australia Press, pp. 503—522, 1973.
33. *Frith R. A., Currie K. L.*, A model for the origin of the Lac St. Jean anorthosite massif, Can. J. Earth Sci., 13, 389—399, 1976.
34. *Fryer B. J.*, Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states, Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 361—367, 1977.
35. *Glikson A. Y., Sheraton J. W.*, Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3323—3344, 1972.
36. *Glikson A. Y.*, Trace element geochemistry and origin of early Precambrian acid igneous

series, Barberton Mountainland, Transvaal, Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1261—1280, 1976.
37. *Glikson A. Y., Sheraton J. W.*, Early Precambrian trondjemitic suites in Western Australia and northwestern Scotland, and the geochemical evolution of shields, Earth Planet. Sci. Lett., 17, 227—242, 1972.
38. *Glikson A. Y.*, Primitive Archaean element distribution patterns: chemical evidence geotectonic significance, Earth and Planetary Sci. Letters, 12, 309—320, 1971.
39. *Glikson A. Y.*, Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early Precambrian systems, Tectonophysics, 9, 397—433, 1970.
40. *Goldich S. S., Hedge C. E.*, 3800 Myr granitic gneiss in southwestern Minnesota, Nature, 252, 467—468, 1974.
41. *Goldschmidt V. M.*, Stammestypen der eruptivgesteine, Vid. Skr. 1. Ma., 10, 3—12, 1922.
42. *Goldsmith J. R.*, Scapolites, granulites and volatiles in the lower crust, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 161—168, 1976.
43. *Gray C. M., Oversby V. M.*, The behaviour of lead isotopes during granulite facies metamorphism, Geochim. Cosmochim. Acta, 26, 939—952, 1972.
44. *Green D. H.*, Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics, Geology, 3, 15—18, 1975.
45. *Green D. H., Nicholls I. A., Viljoen M., Viljoen R.*, Experimental demonstration of the existence of periodotitic liquids in earliest Archean magmatism, Geology, 3, 11—14, 1975.
46. *Green T. H., Ringwood A. E.*, Genesis of the calc alkaline igneous rock suite, Contrib. Miner. Pet., 18, 105—162, 1968.
47. *Hanks T. C., Anderson D. L.*, The early thermal history of the Earth, Phys. Chem. Earth Planetary Int., 2, 19—29, 1969.
48. *Hanson G. N.*, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition, Earth Planet. Sci. Lett., 38, 26—43, 1978.
49. *Hanson G. N., Goldich S. S.*, Early Precambrian rocks in the Saganaga Lake-Northern Light area, Minnesota-Ontario, Part II: petrogenesis, Geol. Soc. Am. Mem., 135, 179—192, 1972.
50. *Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K.*, Petrology of the igneous rocks, Murby, London, 1972.
51. *Hawkesworth C. J., Moorbath S., O'Nions R. K., Wilson J. F.*, Age relationships between greenstone belts and "granites" in the Rhodesian Archean craton, Earth Planet. Sci. Lett., 25, 251—262, 1975.
52. *Hietanen A.*, Über das grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlich, Bull. Comm. Geol. Finlande, 130, 105 pp., 1943.
53. *Holoway J. R.*, Fluids in the evolution of granitic magmas: consequences of finite CO_2 solubility, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1513—1518, 1976.
54. *Hunter D. R.*, Crustal development in the Kaapvaal craton, 1. The Archean, Precambrian Res., 1, 259—294, 1974.
55. *Hunter D. R.*, The granitic rocks of the Precambrian of Swaziland, Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 3, 131—147, 1973.
56. *Hunter D. R.*, The Ancient Gneiss Complex in Swaziland, Trans. Geol. Soc. S. Afr., 73, 107—150, 1970.
57. *Hunter D. R., Barker F., Millard H. T., Jr.*, The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and granodiorite suite, Swaziland: a preliminary study, Precambrian Res., в печати.
58. *Hurst R. W., Bridgwater D., Collerson K. D., Wetherill G. N.*, 3,600 m.y. Rb-Sr ages from very early Archean gneisses from Saglek Bay, Labrador, Earth Planet. Sci Lett., 27, 393—403, 1975.
59. *Hyndman R. D.*, Evolution of the Labrador Sea, Can. J. Earth Sci., 10, 673—644, 1973.
60. *Jahn B. M., Nyquist L. E.*, Crustal evolution in the Early Earth-Moon system: constraints from Rb-Sr studies, *In* B. F. Windley, Ed., The Early History of the Earth, Wiley, London, pp. 55—76, 1976.
61. *Jakes P., Gill J.*, Rare earth elements and the island arc tholeiite series, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17—28, 1970.
62. *Knight I., Morgan W. C.*, Stratigraphic subdivision of the Aphebian Ramah Group, Northern Labrador, Geol. Surv. Can. Pap., 77—15, 31 pp., 1976.
63. *Kolbe P., Taylor S. R.*, Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa, Contrib. Miner. Pet., 12, 202—222, 1966.
64. *Kosterin A. V.*, The possible modes of transport of the rare earths by hydrothermal solutions, Geochem. 4, 381—387, 1959.
65. *Lambert I. B., Heier K. S.*, Geochemical investigations of deep-seated rocks in the Australian shield, Lithos, 1, 30—53, 1968.
66. *Lambert R. St. J., Holland J. G.*, Amitsoq gneiss geochemistry: preliminary observations. *In* B. F. Windley, ed., The Early History of the Earth, pp. 191—201, New York, Wiley, 1976.

67. *Leelanandam C.*, Chemical mineralogy of hornblendes and biotites from the charnockitic rocks of Kondapalli, India, J. Pet., 11, 475—505, 1970.
68. *MacGregor A. M.*, Some milestones in the Precambrian of southern Rhodesia, Geol. Soc. S. Africa Proc., 54, XXVII — LXXI, 1951.
69. *Marten B.*, The relationship between the Aillik Group and the Hopedale Complex Kaipokok Bay, Labrador, Ph. D. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's. Nfld., Canada, 1977.
70. *McCarthy T. S. Hasty R. A.*, Trace element distribution patterns with reference to the crystallization of granitic melts, Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1351—1358, 1976.
71. *McGregor V. P.*, The earliest granites: evidence from the Godthaab district, West Greenland, *In*: The Early History of the Earth, Nato Advanced Studies Institute, Progr. with Abstr., 1975.
72. *McGregor V. R.*, The early Precambrian gneisses of the Godthaab district, West Greenland, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A273, 343—358, 1973.
73. *McGregor V. R., Mason B.*, Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metsedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland, Am. Miner., 62, 887—904, 1977.
74. *Mehnert K. R.*, Migmatites and the origin of granitic rocks, Elsevier, Amsterdam, 393 pp., 1968.
75. *Moorbath S.*, The geological signifcance of early Precambrian rocks, Proc. Geol. Assoc., 86, 259—279, 1975.
76. *Moorbath S.*, Ages, isotopes and evolution of Precambrian continental crust, Chem. Geol., 20, 151—187, 1977.
77. *Moorbath S., Allaart J. H., Bridgwater D., McGregor V. R.*, Rb-Sr ages of early Archaean supracrustal rocks and Amitsoq gneisses at Usua, Nature, 270, 43—45, 1977a.
78. *Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J.*, The evolution of early Precambrian crustal rocks at. Isua, West Greenland — geochemical and isotopic evidence, Earth Planet. Sci. Lett., 27, 229—239, 1975.
79. *Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. J., Gale N. H., McGregor V. R.*, Further rubidium-strontium age determinations on very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland, Nature Phys. Scik., 240, 78—82, 1972.
80. *Morgan W. C.*, Geology of the Precambrian Ramah Group and basement rocks in the Nachvak Fiord-Saglek Fiord area, North Labrador, Geol. Surv. Can. Pap., 74—54, 42 pp., 1975.
81. *Morgan W. C.*, The Nain-Churchill boundary in the Torngat Mountains, northern Labrador: an Archean-Proterozoic structural province contact in the Canadian Precambrian shield, Geol. Soc. Am. Abstr., 6, 876—877, 1974.
82. *Myers J. S.*, Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks, Tectonophysics, 6, 43—64, 1978.
83. *Myers J. S.*, Granitoid sheets, thrusting, and Archean crustal thickening in West Greenland, Geology, 4, 265—268, 1976.
84. *Naumov G. B.*, Transportation of uranium in hydrothermal solutions as a carbonate, Geochem., 4, 5—20, 1959.
85. *O'Connor J. I.*, A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525B, 1965.
86. *O'Nions R. K., Pankhurst R. J.*, Rare-earth element distribution in Archaean gneisses and anorthosites, Godthaab area, west Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 22, 328—338, 1974.
87. *Patterson C., Tatsumoto M.*, The significance of lead isotopes in detrital feldspar with respect to chemical differentiation of the Earth's mantle, Geochim. Cosmochim. Acta, 28, 1—22, 1964.
88. *Price R. C., Taylro S. R.*, The rare earth geochemistry of granite, gneiss and migmatite from the Western Metamorphic Belt of South-Eastern Australia, Contrib. Miner. Pet., 62, 249—263, 1977.
89. *Shaw D. M.*, A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis, Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 573—601, 1968.
90. *Sheraton J. W., Skiner A. C., Tarney J.*, The geochemistry of the Scourian gneisses of the Assynt district, *In*: R.G. Park and J. Tarney, eds., The Early Precambrian of Scotland and related rocks of Greenland, Univ. Keele, pp. 13—30, 1973.
91. *Sighinolf F. P.*, Investigations into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism, Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 1005—1021, 1971.
92. *Sighinolfi G. P., Sakai T.*, Uranium and thorium in Archaean granulite facies terrains of Bahia (Brazil), Geochim. J., 11, 33—39, 1977.
93. *Smyth W. R.*, Geology of the Mugford Group, Northern Labrador, Nfld. Dept. Mines and Energy, Min. Dev. Div. Report of Activities for 1975, 72—79, 1976.
94. *Speer J. A.*, The stratigraphy and depositional environment of the Aphebian, Snyder Group, Labrador, Can. J. Earth Sci., 15, 52—68, 1978.

95. *Spooner C. M., Fairbairn H. W.*, Strontium 87/Strontium 86 initial ratios in pyroxene granulite terrains, J. Geophys. Res., 75, 6706—6713, 1970.
96. *Sun S. S., Nesbitt R. W.*, Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements, Contrib. Miner. Pet., 65, 301—325, 1978.
97. *Sutton J.*, Stages in the evolution of the granitic crust, Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ., 3, 1—6, 1973.
98. *Tarney J.*, Geochemistry of Archaean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. *In*: B. F. Windley, ed., The Early History of the Earth, pp. 405—417, New York, Wiley, 1976.
99. *Tarney J., Windley B. F.*, Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust, J. Geol. Soc. Lond., 134, 153—172, 1977.
100. *Touret J.*, Facies granulite et inclusions carboniques, *In*: J. Belliere and J. C. Duchesne, eds., Geologie des Domaines Cristallins: Leige, Ann. Soc. Geol. Belgique, Vol. Spec. P. Michot, pp. 267—287, 1974.
101. *Vance J. A.*, Plagioclase twins in some mafic gneisses from Broken Hill, Australia, Min. Mag., 35, 488—507, 1961.
102. *Viljoen M. J., Viljoen R. P.*, The geochemical evolution of the granitic rocks of the Barberton region, Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ., 2, 189—220, 1969.
103. *Wheeler R. P.*, Anorthosite-adamellite complex of Nain, Labrador, Geol. Soc. Am. Bull., 71, 1755—1762, 1960.
104. *White S.*, Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz, Tectonophysics, 39, 143—170, 1977.
105. *White S.*, The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzite, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A282: 69—86, 1976.
106. *White S.*, The dislocation structures responsible for the optical effects in some naturally-deformed quartzes, J. Materials Sci., 8, 490—499, 1973.
107. *Wilson J. F., Bickle M. J., Hawkesworth C. J., Martin A., Nisbet E. G., Orpen J. L.*, Granite-greenstone terrains of the Rhodesian Archaean craton, Nature, 271, 23—27, 1978.
108. *Wooden J. L., Goldich S. S., Ankenbauer G. N.*, 3,600-m.y. old tonalitic gneiss near Delhi, Minnesota, Geol. Soc. Am. Abstr., p. 1322, 1975.
109. *Wyllie P. J.*, Crustal anataexis: an experimental review, Tectonophys., 43, 41—71, 1977a.
110. *Wyllie P. J.*, Effects of H_2O abd CO_2 on magma genesis in the crust and mantle, J. Geol. Soc. Lond., 134, 215—234, 1977b.

Глава 8

Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и восточной Гренландии

Дж. Тарни, Б. Уивер и С. А. Друри

Краткое содержание

Среди глубокометаморфизованных пород, развитых в Шотландии и восточной Гренландии, преобладают гнейсы с высоким отношением Na/K. По составу они варьируют от ультрабазитов до трондьемитов; вместе с тем наблюдается бимодальное распределение составов, что особенно заметно в районах, где преобладают породы амфиболитовой фации метаморфизма. Тоналитовые гнейсы обладают умеренными содержаниями Al_2O_3 (менее 15%) и высокими содержаниями CaO, при этом концентрации SiO_2 в большинстве случаев менее 70%, за исключением небольших трондьемитовых тел и жил. Для этих пород характерны высокие содержания Ba и Sr, а содержания Sr остаются высокими даже в кислых гнейсах.

Устанавливается отчетливая отрицательная корреляция между содержаниями Y и SiO_2 и TiO_2 и SiO_2. Отношение Ce_N/Y_N увеличивается с увеличением содержания SiO_2 и может превышать 100, возможно, это является результатом явного обеднения тяжелыми р. з. э. гнейсов, обогащенных кремнеземом. Тем не менее общее содержание р. з. э. в них и отношения Ce/Yb ниже, чем в некоторых трондьемитовых породах. Большинство кислых гнейсов обладает отчетливо выраженными Eu-аномалиями, хотя это обогащение Eu сравнимо с общим содержанием р. з. э., а для некоторых трондьемитовых пород наблюдается отрицательная Eu-аномалия.

Геохимические характеристики явно указывают на то, что если вариации составов гнейсов обусловлены процессами фракционной кристаллизации, то роговая обманка являлась главным минералом, определявшим петрохимию ассоциации, а валовой состав гнейсового комплекса, вероятно, находился в зависимости от парциального давления H_2O в глубинных частях земной коры. Тем не менее представляется, что модели частичного плавления амфиболита, особенно гранатового амфиболита как исходного вещества, лучше всего объясняют наблюдаемые петролого-геохимические особенности и полевые взаимоотношения пород. Глубинные части гнейсового комплекса превращены в сухие гранулиты, это произошло во время или сразу после периода корообразования в результате смены флюидного режима (обогащение CO_2). Удаление водных флюидов сопровождалось потерей K, Rb, Th, U; таким образом формировались характерные черты гнейсовой ассоциации.

Введение

Области развития архейских гнейсов Шотландии и восточной Гренландии по многим признакам сходны с другими областями, сложенными гнейсами, метаморфизованными в гранулитовой фации метаморфизма. В таких регионах имеются участки, сложенные породами как с гранулитовыми, так и амфиболитовыми парагенезисами, однако эти образования в различной степени изменены позже, в протерозойское время. Результаты различных изотопных исследований гнейсов Льюис в Шотландии (обобщенные Мурбатом [28]) позволяют считать, что бóльшая их часть образовалась около 2,9 млрд. лет назад.

J. Tarney, Department of Geological Sciences, The University of Birmingham, Birmingham B15 2TT, U.K. *B. L. Weaver*, Department of Geological Sciences, The University of Birmingham, Birmingham B15, 211, U.K.; *S. A. Drury*, Department of Earth Sciences, The Open University, Milton Keynes, U.K.

Главным типом пород являются серые тоналитогнейсы, состоящие из кварца, плагиоклаза, роговой обманки и биотита, при переменном количестве двух последних минералов. Для аналогичных пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, характерен парагенезис: кварц + плагиоклаз + гиперстен, в небольших количествах присутствует клинопироксен. В гнейсах, метаморфизованных в амфиболитовой фации, может присутствовать небольшое количество микроклина; однако калиевый полевой шпат не характерен для гранулитов (даже для регрессивно метаморфизованных), в то же время он встречается в виде антипертитовой составляющей плагиоклаза и в небольших поздних пегматоидных жилах трондьемитового состава.

На всей площади распространения гнейсов породы интенсивно деформированы и неоднородность строения наблюдается в пределах нескольких метров. Большая часть гнейсов обладает хорошо выраженной полосчатостью, так что первичные интрузивные (или вулканические?) признаки в большинстве случаев отсутствуют. Период интенсивной деформации, возможно, совпадал с временем внедрения пород, но явно предшествовал гранулитовому метаморфизму (около 2,8 млрд. лет). Важно постоянно помнить об этой сильной деформации, поскольку имеется несколько способов оценки степени химического обмена между слоями и прослоями, которые, возможно, подверглись длительным деформациям в течение по крайней мере 100 млн. лет. Кроме того, поздняя протерозойская переработка и регрессивный метаморфизм наложили свой отпечаток на эти породы; как было уже показано, эти процессы приводят к существенной химической мобилизации [6].

Гнейсы амфиболитовой фации как в Шотландии, так и в Гренландии являются бимодальными [5], они обогащены амфиболитовыми (мафическими) и горнблендитовыми (ультрамафическими) обособлениями и линзами, которые рассеяны во вмещающих их тоналитовых гнейсах. Гранулитовые зоны в этих регионах имеют явно более основной состав [42], но по крайней мере в Шотландии, преобладает кислая тоналитовая составляющая. Кроме того, распределение составов в гранулитовых зонах не столь отчетливо бимодальное, имеются разности, промежуточные по составу, между ультрамафитовыми и кислыми тоналитовыми и трондьемитовыми породами. Поскольку большинство пород промежуточного состава обладает тонкой полосчатостью, не ясно, в какой степени присутствие переходных типов связано с интенсивным тектоническим перемешиванием двух первичных разностей пород, а в какой — с первичной особенностью гнейсовых протолитов. Различия между гранулитовыми и амфиболитовыми зонами объясняются их положением на разных уровнях земной коры, которые были совмещены в раннем протерозое [38]. Гранулитовый метаморфизм гнейсов Льюис протекал при 15 кбар и 1200° С [31], что несколько выше обычных значений (9 кбар, 800° С) для гранулитового метаморфизма [43].

Для выяснения генезиса гнейсов важны следующие три положения. Во-первых, имеется еще одна небольшая группа пород, ассоциирующихся с бимодальной серией: супракрустальные метаосадочные кварциты, мраморы, гранат-кианитовые пелиты и железистые кварциты, часто связанные с перидотит-метагаббро-анортозитовыми образованиями и амфиболитами. На ранних стадиях образования комплекса они могли чередоваться с материнскими породами гнейсов [7]. Во-вторых, хотя составы гнейсов гранулитовой фации метаморфизма в целом сходны с аналогичными образованиями амфиболитовой фации, гранулиты заметно обеднены Rb, K_2O, Th и U; эта особенность вообще характерна для пород гранулитовой фации метаморфизма [42, 11]. В-третьих, породы, отвечающие строгому определению «трондьемит», составляют только небольшую часть комплекса и главным образом присутствуют в виде небольших тел, поздних жил и сегрегаций. Тем не менее имеется большое количество гнейсов, по составу переходных между тоналитом и трондьемитом.

Геохимия

В настоящее время накоплено значительное количество данных по геохимии и главным петрогенным элементам архейских и протерозойских пород Шотландии и (в меньшей степени) восточной Гренландии, большинство из них получено более десяти лет назад в то время, когда подобные геохимические данные по другим районам развития архейских пород были немногочисленны. Таким образом, основные результаты геохимических исследований использовались для решения проблем, относящихся к гнейсам Льюис.

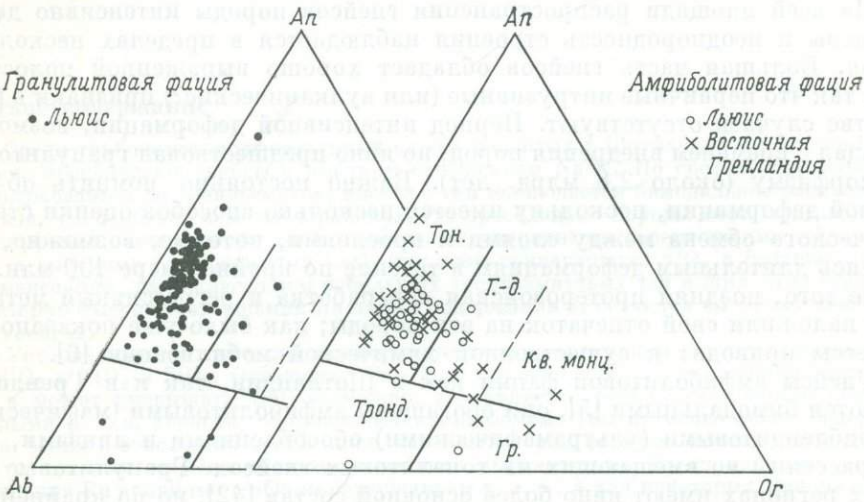


РИС. 1. Нормативные составы шотландских гнейсов Льюис и гнейсов восточной Гренландии, содержащих более 60% SiO_2 (классификация по О'Коннору [30]). Тон.— тоналит; г.-д.— гранодиорит; кв. монц.— кварцевый монцонит; тронд.— трондьемит; гр.— гранит.

Для целей настоящего исследования авторы привлекли главным образом данные Шератона [37], Тарни и др. [42], Шератона и др. [38], Друри [10—12], Тарни [41], Друри [13], а также некоторые неопубликованные материалы.

Гранулиты и диафторированные гранулиты из центральной зоны района Льюис в Шотландии на диаграмме AFM дают плавный известково-щелочной тренд [42, 38], тогда как гранулиты восточной Гренландии и Мадраса, Индия, [49] обладают более близким к толеитовому трендом, что, вероятнее всего, является следствием толеитовой природы базитовой составляющей бимодальной серии. Мы считаем, что известково-щелочной тренд частично может быть результатом метасоматического выравнивания во время диафтореза [6]. Такой тренд труднее выявить в районах развития бимодальных серий, метаморфизованных в амфиболитовой фации.

Вследствие высоких содержаний Ca большинство кислых гнейсов на диаграмме О'Коннора [30] располагается в поле тоналитов (рис. 1), и лишь несколько образцов — в поле трондьемитов в узком смысле. Это характерно как для гнейсов, метаморфизованных в амфиболитовой фации, так и для гранулитов. Небольшая часть гнейсов содержит более 70% SiO_2 (рис. 3), и, таким образом, они попадают в поле трондьемитов. Это свойственно также гранулитовым и амфиболитовым гнейсам. Исключение составляют раннепротерозойские мигматиты из района Льюис и восточной Гренландии, залегающие между зонами гранулитового и амфиболитового метаморфизма [42, 12]; они обладают высокими содержаниями K_2O и SiO_2 и низкими CaO

и Al_2O_3. Таким образом, на диаграммах Q — Ab — Or и Q — Pl — Or (рис. 2) архейские тоналиты приближены к плагиоклазовой вершине и удалены от низкобарической котектики в этой системе.

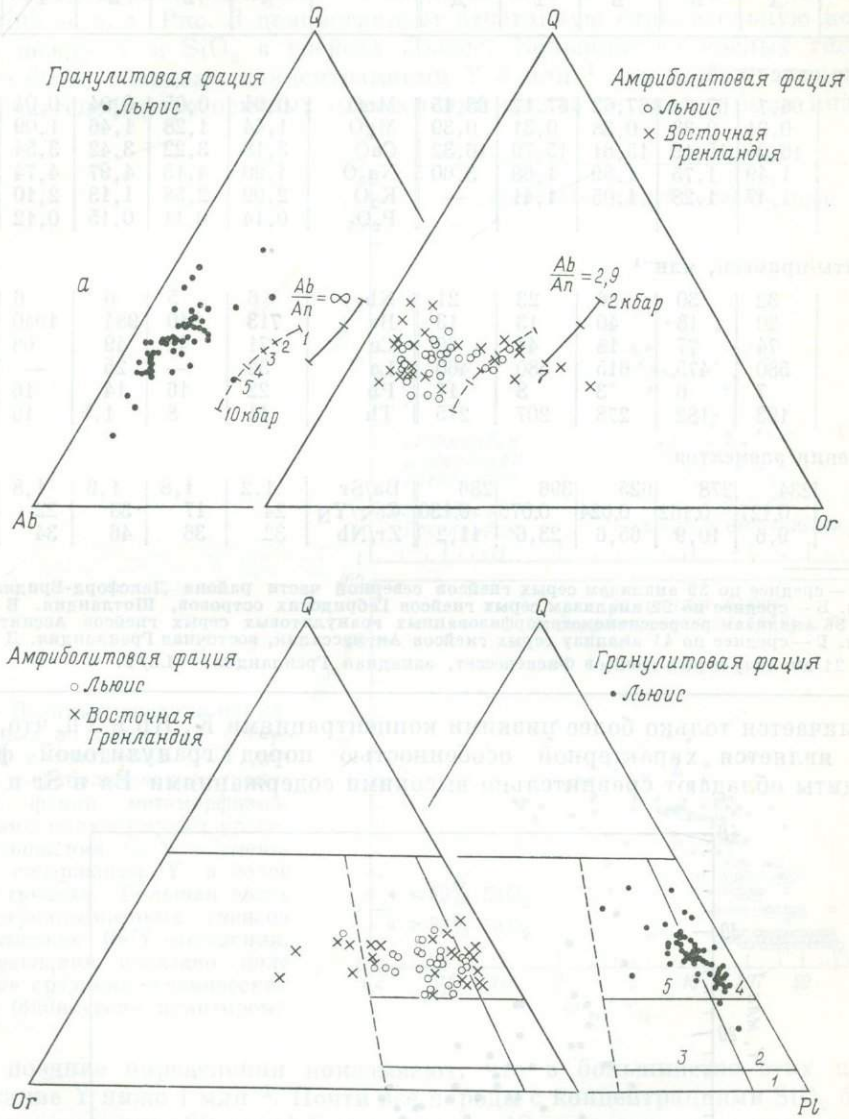


РИС. 2. *а* — нормативный состав льюисских и восточно-гренландских гнейсов с содержанием SiO_2 более 60% в координатах Q — Ab — Or. Положения составов минимальных выплавок при изменении P_{H_2O} и отношения Ab/An показаны по данным Боуэна (1958 г.), Лута и др. [27] и Винклера [50]; *б* — диаграмма нормативных составов в координатах Q — Or — Pl. *1* — габбро; *2* — кварцевый диорит; *3* — кварцевый монцодиорит; *4* — тоналит; *5* — гранодиорит.

В геохимическом отношении тоналиты удивительно однообразны на большой площади, которая была обследована. В табл. 1 приведены составы пород бимодальной серии Шотландии, Гебридских островов, восточной Гренландии и района Фискенессет в западной Гренландии [41]. Приведен также средний состав серого гнейса центральной гранулитовой зоны Шотландии;

Таблица 1

Состав тоналитовых серых гнейсов Северо-Атлантического кратона

	А	Б	В	Г	Д		А	Б	В	Г	Д
Главные окислы, %											
SiO_2	66,7	67,6	67,62	67,17	68,15	MnO	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03
TiO_2	0,34	0,33	0,38	0,31	0,39	MgO	1,44	1,28	1,46	1,09	1,00
Al_2O_3	16,04	15,19	15,61	15,79	16,32	CaO	3,18	3,22	3,42	3,54	3,98
Fe_2O_3	1,49	1,75	1,89	1,68	3,60	Na_2O	4,90	4,15	4,97	4,74	4,45
FeO	1,47	1,28	1,05	1,41	—	K_2O	2,09	2,58	1,13	2,10	2,07
						P_2O_5	0,14	0,11	0,15	0,12	0,20
Элементы-примеси, млн$^{-1}$											
Cr	32	30	26	23	21	Nb	6	5	6	6	—
Ni	20	18	40	13	13	Ba	713	840	984	1040	673
Rb	74	77	15	44	60	Ce	71	43	49	68	—
Sr	580	475	615	580	460	La	32	—	25	—	28
Y	7	6	3	8	17	Pb	22	16	14	16	15
Zr	193	182	278	207	215	Th	11	8	1,5	10	4
Отношения элементов											
K/Rb	234	278	625	396	286	Ba/Sr	1,2	1,8	1,6	1,8	1,5
Rb/Sr	0,127	0,162	0,024	0,076	0,130	Ce_N/Y_N	24	17	38	22	10[a]
Ba/Rb	9,6	10,9	65,6	23,6	11,2	Zr/Nb	32	36	46	34	—

А — среднее по 39 анализам серых гнейсов северной части района Лаксфорд-Бридж, Шотландия. Б — среднее по 22 анализам серых гнейсов Гебридских островов, Шотландия. В — среднее по 36 анализам регрессивнометаморфизованных гранулитовых серых гнейсов Ассинт, Шотландия. Г — среднее по 41 анализу серых гнейсов Ангмассалик, восточная Гренландия. Д — среднее по 21 анализу серых гнейсов Фискенессет, западная Гренландия. [a] La/Y.

он отличается только более низкими концентрациями K, Rb и Th, что, вероятно, является характерной особенностью пород гранулитовой фации. Тоналиты обладают сравнительно высокими содержаниями Ba и Sr и уме-

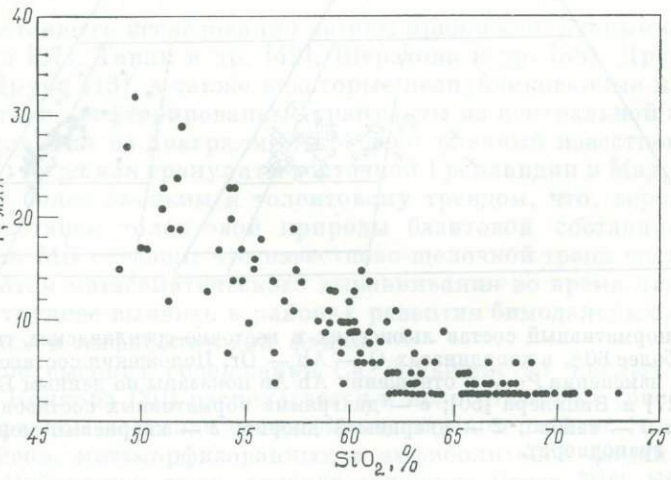


РИС. 3. Диаграмма Y — SiO_2 для гнейсов Льюис, зона гранулитовой фации Ассинт.

ренными содержаниями K_2O и Rb, при этом Ba > Sr, Na/K ≃ 2, CaO = = 3 ÷ 3,5%. Отношения K/Rb гнейсов амфиболитовой фации находятся в пределах средних значений для коровых пород, но они гораздо более

высокие у гранулитов. Содержание Ce в 50—100 раз выше, чем в хондритах, а Y менее чем в 10 раз, за исключением образцов из западной Гренландии, где имеются два типа тоналитов (см. [32]). Распределение р. з. э. в общих чертах может быть охарактеризовано с использованием Y в качестве индикатора поведения р. з. э. Рис. 3 демонстрирует отчетливую отрицательную корреляцию между Y и SiO_2 в гнейсах Льюис. Большинство кислых гнейсов ($SiO_2 > 60\%$) обладают концентрациями Y 3 $млн^{-1}$ или ниже; однако точность рентгенофлуоресцентных определений десять лет назад была низкой.

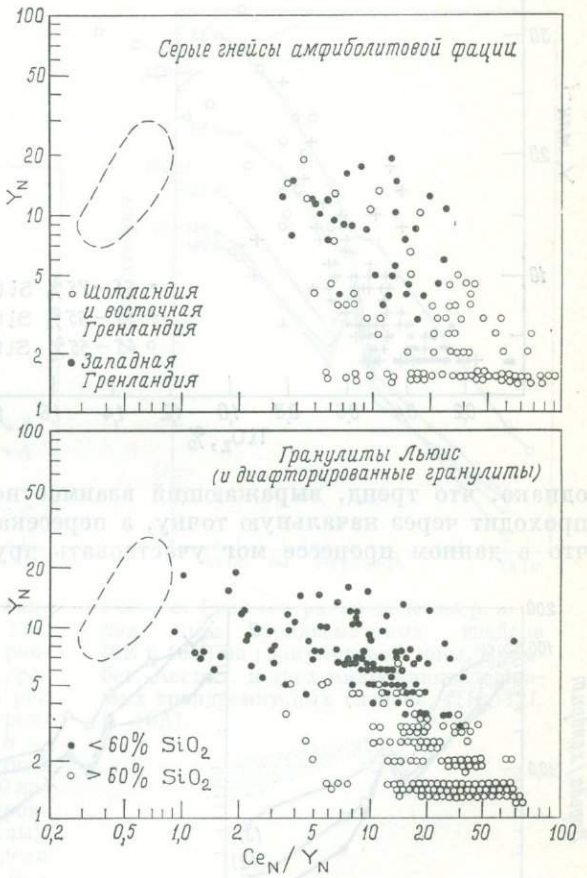


РИС. 4. Взаимоотношения нормализованных по хондритам содержаний Y и отношений Ce/Y для гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Диаграммы иллюстрируют увеличение отношения Ce/Y с уменьшением содержания Y в более кислых гнейсах. Большая часть тоналит-тронд'емитовых гнейсов имеет высокие Ce/Y-отношения. Для сравнения показано поле базальтов срединно-океанических хребтов (оконтурено пунктиром).

Более поздние определения показывают, что в большинстве этих пород содержание Y ниже 1 $млн^{-1}$. Почти все породы с концентрациями SiO_2 более 55% содержат менее 20 $млн^{-1}$ Y (менее чем в 10 раз выше, чем в хондритах). На диаграмме Y_N — Ce_N / Y_N (рис. 4) также видна явная отрицательная корреляция, свидетельствующая о том, что для большинства кислых гнейсов характерно интенсивное фракционирование р. з. э.

Интересно отметить, что TiO_2 отрицательно коррелируется с SiO_2 и положительно с Y (рис. 5). Среднее значение отношения Y/TiO_2 почти такое же, как и для океанических базальтов, но в то время, как в процессе фракционной кристаллизации базальтовых магм содержания Y и TiO_2 линейно повышаются, для гнейсов наблюдается обратное — уменьшение содержаний данных элементов в более фракционированных кислых породах. В андийских магмах имеется тенденция к накоплению Y, хотя концентрации TiO_2 в них понижаются с увеличением степени фракционирования. Наблюдаемые соот-

ношения могут быть связаны с выделением двух минералов — граната и рутила или ильменита, в которые входят Y и Ti соответственно, во время фракционной кристаллизации (или с сохранением этих минералов в качестве остаточных фаз при частичном плавлении). Но возможно, оба элемента входят в один минерал, скорее всего, это может быть роговая обманка. Отметим,

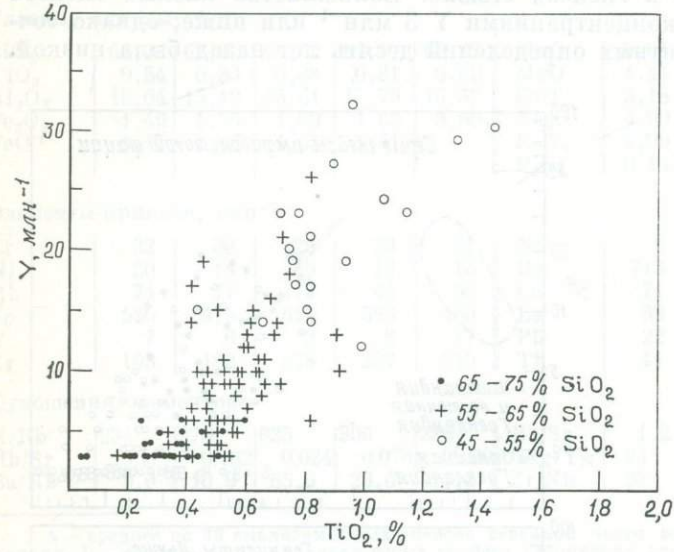


РИС. 5. Диаграмма Y — TiO_2 для гнейсов Льюис.

однако, что тренд, выражающий взаимоотношения Y и TiO_2 (рис. 5), не проходит через начальную точку, а пересекает ось TiO_2. Из этого следует, что в данном процессе мог участвовать другой минерал, содержащий Y,

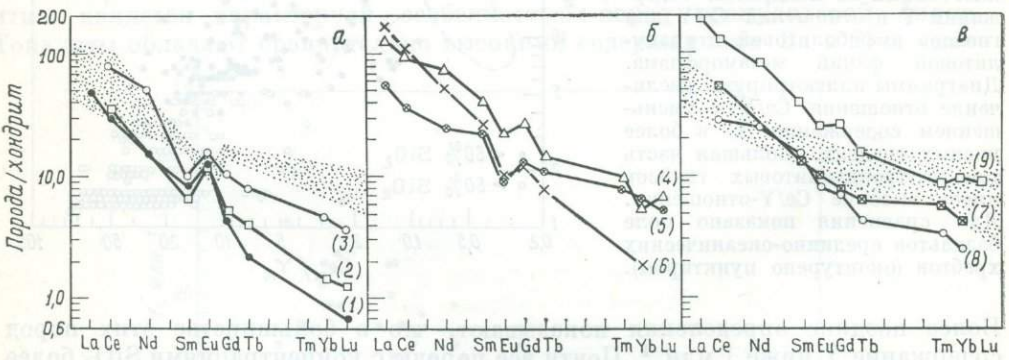


РИС. 6. Графики распределения нормализованных по хондритам содержаний р. з. э. [13]. *а* — три образца гнейсов Льюис гранулитовой фации метаморфизма из районов Колл и Тайри, показано поле гнейсов западной Гренландии [32], северо-западной Норвегии [17] и Свазиленда [9] и гранитных пород из батолитов южной Калифорнии [45]; *б* — три образца гнейсов Льюис амфиболитовой фации метаморфизма, сходных с архейскими тоналит-гранодиоритами [3, 9]; *в* — показано поле двух андезитов [8].

но не содержащий Ti; возможно, это гранат. Разумеется, участие граната наиболее вероятно в процессах частичного плавления. В процессе фракционирования биотита будет удаляться Ti, но не Y.

Графики распределения р. з. э. для девяти образцов гнейсов Льюис тоналит-гранодиоритового состава из района Внутренних Гебридских островов приведены на рис. 6. Все эти породы имеют высокие отношения Ce_N/Yb_N

(среднее 29, предельные значения 5,6—5,8), очевидно, в результате обеднения тяжелыми р. з. э. В этом отношении они соответствуют общему направлению фракционирования Ce и Y в гнейсах Льюис, как это следует из данных рентгеновской флуоресценции. Пироксеновые гнейсы (рис. 6, *а*) обладают низкими концентрациями р. з. э. и отчетливыми положительными Eu-аномалиями, тогда как гнейсы, метаморфизованные в амфиболитовой фации, имеют более высокие содержания р. з. э. и отрицательные Eu-аномалии. Амфиболитовые гнейсы данного района также в меньшей степени

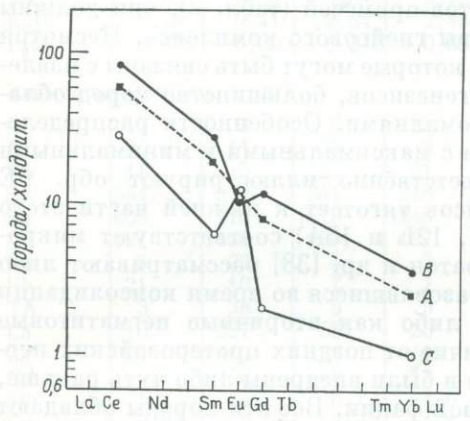


РИС. 7. Распределение нормализованных по хондритам содержаний Ce, Sm, Eu, Gd и Yb. *А* — 5-процентная равновесная выплавка из гранатового гранулита с содержаниями р. з. э. в 25 раз выше, чем в хондритах, и недифференцированным их распределением; *В* — остаточный расплав после 30-процентной кристаллизации (60 плагиоклаз + 10 калиевый полевой шпат + 10 ортопироксен + 15 кварц + 5 рудные минералы); *С* — ассоциация твердых фаз в модели *В*. Сравните графики *В* и *С* с [рис. 6, *а* и *б*.

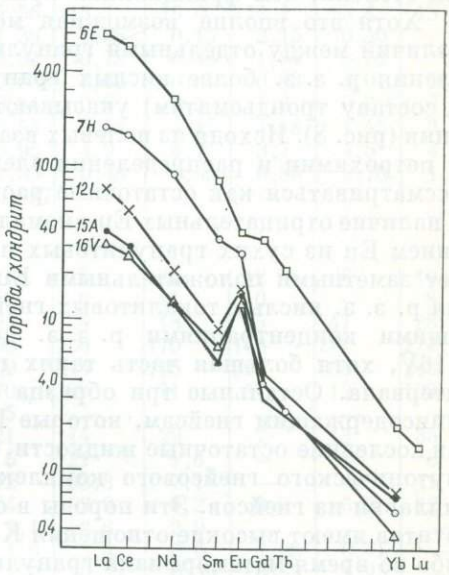


РИС. 8. Графики распределения р. з. э. для двух трондьемитовых гнейсов (6E и 16V) из гранулитовой зоны, Драмбег, Ассинт, и трех микроклинсодержащих трондьемитовых гнейсов (7H, 12L и 15A).

обогащены стронцием [12], но различия в содержании стронция между породами амфиболитовой и гранулитовой зон в общей массе гнейсов Шотландии не столь велики [38].

Если различия между графиками распределения р. з. э. гнейсов амфиболитовой и гранулитовой фаций связаны с их формированием на различных коровых уровнях, то они позволяют предполагать, что при образовании гранулитов возникали обогащенные плагиоклазом кумуляты, а при генерации гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма в процессе фракционной кристаллизации остаточный расплав обогащался глиноземом; исходные магмы для тех и других пород имели сходные отношения Ce_N/Yb_N (рис. 7). Исходя из того, что исходная магма обладала таким же распределением р. з. э., как дацитовый расплав (*А*), при 30-процентной равновесной кристаллизации парагенезиса, отвечающего среднему минеральному составу

пироксеновых гнейсов Гебридских островов (60 плагиоклаз + 10 калиевый полевой шпат + 10 ортопироксен + 15 кварц + 5 рудные минералы), могут образоваться кумулят (*C*) и остаточная жидкость (*B*) с комплементарными графиками распределения р. з. э. Сходные комплементарные графики установлены для протерозойских чарнокитов Норвегии [17, 33 и Друри и Филд, готовится к публикации]. Механизмы получения кумулятов, по минеральному составу отвечающих рассматриваемым гранулитам, при таком фракционировании могут включать некоторые формы фильтр-прессинга даже в большей степени, чем фракционная кристаллизация в обычном понимании.

Хотя это вполне возможная модель для объяснения геохимических различий между отдельными гранулитовыми комплексами, графики распределения р. з. э. более кислых гранулитовых гнейсов Льюис (отвечающих по составу трондьемитам) указывают на несколько иной способ их образования (рис. 8). Исходя из полевых взаимоотношений этих пород, особенностей их петрохимии и распределения элементов-примесей (табл. 2), они должны рассматриваться как остаточные расплавы гнейсового комплекса. Несмотря на наличие отрицательных Eu-аномалий, которые могут быть связаны с извлечением Eu из сухих гранулитовых парагенезисов, большинство пород обладает заметными положительными Eu-аномалиями. Особенности распределения р. з. э. кислых тоналитовых гнейсов с максимальными и минимальными общими концентрациями р. з. э. соответственно иллюстрируют обр. 6E и 16V, хотя большая часть таких гнейсов тяготеет к нижней части этого интервала. Остальные три образца (7H, 12L и 15A) соответствуют микроклинсодержащим гнейсам, которые Шератон и др. [38] рассматривают либо как последние остаточные жидкости, образовавшиеся во время консолидации плутонического гнейсового комплекса, либо как вторичные пегматитовые выплавки из гнейсов. Эти породы в отличие от поздних протерозойских пегматитов имеют высокие отношения K/Rb и были внедрены либо чуть раньше, либо во время метаморфизма гранулитовой фации. Все эти породы обладают высокими отношениями Ce_N/Y_N (~300, обр. 6E) и сильно обеднены тяжелыми р. з. э. Между общим содержанием р. з. э. и величиной Eu-аномалии наблюдаются различные соотношения. Для обр. 6E, обладающего самым высоким общим содержанием р. з. э., характерна небольшая отрицательная Eu-аномалия, в то время как образцы 15A и 16V с самыми низкими общими концентрациями р. з. э. имеют значительные положительные Eu-аномалии. Различные соотношения существуют и между концентрациями Eu и Sr (если исходить из результатов рентгенофлуоресцентных определений Sr, Ce и Y, то большинство кислых гнейсов имеют положительные Eu-аномалии).

Необычны очень высокое содержание р. з. э. и значительная величина отношения Ce_N/Yb_N в обр. 6E. Возможно, эта порода представляет собой продукт частичного плавления тоналитового гнейса, с которым она ассоциируется (~5%-ного плавления тоналитового гранулита, обедненного роговой обманкой) в условиях гранулитовой фации; причем остаточными фазами, скорее всего, были плагиоклаз и пироксен, а не роговая обманка. Это могло обеспечить высокие концентрации р. з. э. и образование небольшой отрицательной Eu-аномалии в расплаве.

Дополнительные данные по р. з. э. и другим элементам-примесям в трондьемитовых породах района Льюис и Внутренних Гебридских островов приведены в табл. 2 и иллюстрируются рис. 9. Такие трондьемиты залегают в виде тонких согласных жил и прослоев в гнейсах. Это наиболее мощные (до 10 м) и наиболее многочисленные образования (составляющие до 40% пород в обнажении) в пределах мощных гнейсовых пластин основного и среднего состава, залегающих в супракрустальных поясах. Как жилы, так и вмещающие породы характеризуются одинаковыми микроструктурами и испытали воздействие одного и того же метаморфизма. Геологические взаи-

Таблица 2

Содержания петрогенных элементов и элементов-примесей в тронд'емитовых породах комплекса Льюис

	16V	6E	7H	12L	15A	1	2	3	4	5
Главные окислы, %										
SiO_2	68,38	72,24	69,48	69,85	71,85	73,1	73,2	69,0	76,1	73,3
TiO_2	0,227	0,305	0,203	0,173	0,149	0,21	0,02	0,42	0,03	0,09
Al_2O_3	16,39	14,52	15,07	15,63	15,56	15,1	16,6	14,1	15,4	15,4
Fe_2O_3	1,46	1,72	1,61	1,61	1,39	1,25	0,15	2,15	0,40	1,56
FeO	0,61	0,39	0,86	0,57	0,32	0,78	0,46	1,54	0,32	
MnO	0,026	0,021	0,025	0,034	0,033	0,02	0,01	0,03	0,01	0,05
MgO	1,00	0,46	1,35	1,42	0,94	0,8	0,2	1,2	0,2	0,4
CaO	1,75	2,11	1,28	0,76	0,55	3,54	4,45	4,18	1,45	3,28
Na_2O	7,09	6,24	4,34	5,72	5,95	4,9	4,7	3,7	4,5	4,7
K_2O	0,78	0,41	2,34	2,43	2,35	0,48	0,55	0,86	2,76	1,14
P_2O_5	0,078	0,050	0,346	0,080	0,037	—	—	—	—	—
Элементы-примеси, млн$^{-1}$										
Cr	13	3	6	21	11	8	23	12	6	19
Ni	26	11	33	9	3	6	11	10	—	8
Rb	11	5	22	31	23	4	13	15	47	28
Sr	554	512	341	248	290	260	170	163	277	277
Ba	609	170	1816	1248	1009	244	115	399	564	269
Zr	127	1158	195	127	70	189	71	27	12	103
Nb	5	22	4	2	5	—	—	—	—	—
Pb	21	10	7	7	21	14	29	7	13	35
Th	5	33	5	5	5	21	1,6	—	7	6
La	10	227	58	23	12	63,8	7,1	—	—	11
Ce	21	462	126	41	24	83,9	8,2	9,8	6,2	22
Nd	7,2	150	49	12	7,1	22,6	2,9	—	—	—
Sm	1,2	14,7	6,1	1,6	1,0	2,4	0,6	1,28	0,71	—
Eu	0,90	2,5	2,2	1,1	1,0	0,72	0,39	0,53	1,25	—
Gd	0,88	7,5	1,0	1,9	1,1	—	—	0,50	—	—
Tb	—	0,98	0,12	0,06	—	0,19	0,09	0,04	0,05	—
Yb	0,08	0,41	0,11	0,14	0,10	0,13	0,42	0,14	0,05	—
Lu	—	0,05	—	—	—	—	0,04	—	—	—
Y	3	13	3	3	3	—	5	—	—	4
Отношения элементов										
Ce_N/Yb_N	69	295	300	77	63	143	5,0	16,0	29,0	—
Eu/Eu *	2,4	0,7	2,4	3,3	4,5	1,0	2,0	1,5	6,4	—
K/Rb	589	681	883	651	848	996	351	476	487	338
Rb/Sr	0,020	0,010	0,065	0,125	0,079	0,015	0,076	0,092	0,207	0,123

16V и 6E — тронд'емитовые гнейсы, Драмбег, Ассинт, диафторированные гранулиты, 7H, 12L и 15A — микроклинсодержащие тронд'емиты, Драмбег, Ассинт. 1 — тронд'емитовый слой в гранат-роговообманковом гранулите, Балефетриш-Хилл, Тайри. 2 — тронд'емитовый слой в роговообманковом гранулите, Портна-Луинг, Колл. 3 — тронд'емитовый слой в роговообманковом гранулите, Скариниш, Тайри. 4 — тронд'емитовый слой в гранат-роговообманковом гранулите, Эйлеан — Чрессамуил, Тайри. 5 — среднее по 14 тронд'емитовым слоям из районов Колл и Тайри, Шотландия.

моотношения указывают на то, что жилы представляют собой сегрегации из вмещающих их пород, обособившиеся во время перемешивания супракрустальных образований с тоналитовыми гнейсами перед ранней фазой гранулитового метаморфизма [10]. Вследствие интенсивной последующей деформации и диафтореза в разрезе обнаруживаются породы как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций. Породы, слагающие жилы в гранулитах, имеют тронд'емитовый состав, для них характерен парагенезис: кварц + плагиоклаз + гранат (+ортопироксен + калиевый полевой шпат). С увеличением

степени деформации возрастает количество калиевого полевого шпата. Это рассматривается как доказательство проявления калиевого метасоматоза во время регрессивного метаморфизма [10].

Жильные породы, лишенные водосодержащих минералов, представлены высококальциевыми трондьемитами, сходными с большей частью тоналит-трондьемитовых гнейсов Льюис; фигуративные точки, выражающие их состав, близки к линиям Q — Ab и An — Ab на тройных диаграммах Q — Ab — Or и An — Ab — Or и удалены от точки минимального плавления и термального трога в сухих условиях для данных систем. Большинство

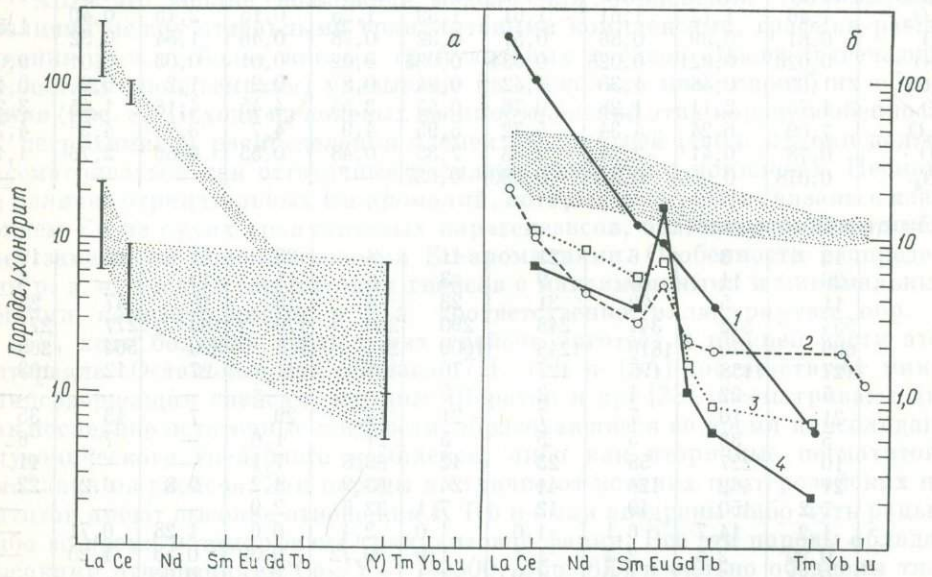


РИС. 9. Данные по содержаниям р. з. э. в трондьемитовых прослоях из районов Колл и Тайри. *а* — пределы нормализованных по хондритам содержаний La, Ce и Y для 14 тел трондьемитов; *б* — распределение р. з. э. в четырех прослоях трондьемитов.

трондьемитовых жил обладают очень низкими для гранитных пород содержаниями La, Ce и Y (рис. 9, *а*), однако два образца имеют более высокие концентрации La и Ce и очень низкие Y. Графики распределения р. з. э. для четырех жильных трондьемитов, залегающих в породах основного состава гранулитовой фации метаморфизма, показаны на рис. 9, *б*. Три образца (№ 2, 3 и 4) имеют очень низкие общие содержания р. з. э.; отношения Ce_N/Yb_N меняются от 5 до 29, наблюдаются значительные положительные Eu-аномалии. График распределения р. з. э. для обр. 1 указывает на незначительное фракционирование ($Ce_N/Yb_N = 140$) и на отсутствие Eu-аномалии и похож на график для обр. 6Е из района Ассинт. С точки зрения распределения р. з. э. трондьемиты отчетливо разделяются на две группы, однако это не столь очевидно по другим признакам, таким, как петрохимия, геохимия элементов-примесей, минеральный состав и геологические соотношения. Все это также характерно и для деформированных жил, испытавших калиевый метасоматоз в амфиболитовой фации, хотя среди анализированных образцов преобладают разности, обогащенные легкими р. з. э. Взаимоотношения между общим содержанием р. з. э., величинами Eu-аномалии и отношением Ce_N/Yb_N в этих породах в общем сходны с характеристиками льюисских образцов (рис. 8) и явно свидетельствуют о минералогическом контроле поведения р. з. э.

Петрогенезис трондьемитовых тел. Условия залегания трондьемитовых жил позволяют предполагать их генетическую связь с основными — средними породами, которые их вмещают. График распределения р. з. э. в обр. 1, обогащенном легкими р. з. э., в общих чертах может быть объяснен, исходя из модели однопроцентного равновесного плавления исходной базальтовой породы, минеральный состав которой соответствует составу вмещающих пород (20 гранат + 25 клинопироксен + 20 ортопироксен + 35 плагиоклаз), а среднее содержание р. з. э.— концентрациям их в местных основных гранулитах (рис. 10). Из этого следует, что по крайней мере некоторые трондьемитовые тела могли возникнуть в результате частичного плавления в условиях гранулитовой фации. Графики распределения р. з. э. в обедненных

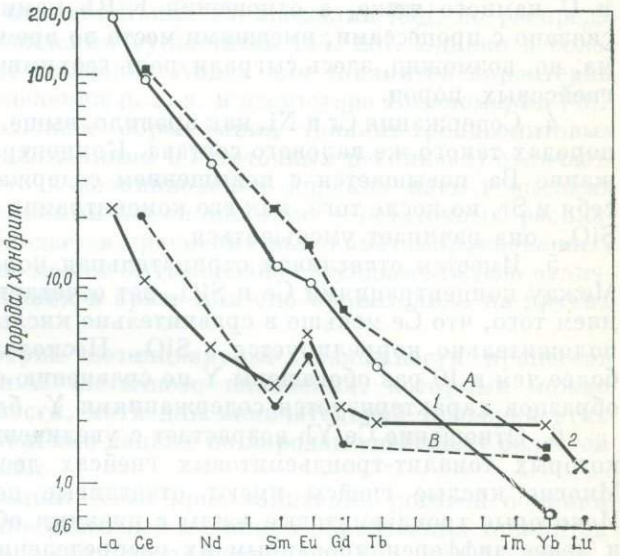


РИС. 10. Диаграмма нормализованных по хондритам содержаний Ce, Sm, Eu, Gd и Yb. *A* — 1-процентная равновесная выплавка из породы состава гранатового гранулита, характеризующейся таким же содержанием р. з. э., как в основных породах, вмещающих трондьемиты; *B* — 1-процентная равновесная выплавка из горнблендита с таким же содержанием р. з. э., как у вмещающих базитов. Для сравнения показаны графики обр. *1* и *2*, заимствованные из рис. 9.

ими трондьемитах во многом напоминают графики для полевошпатовых кумулятов: в самом деле они сходны с графиками распределения р. з. э. в некоторых протерозойских анортозитах [17]. По сравнению с вмещающими их породами они обеднены всеми р. з. э. и особенно тяжелыми (рис. 9, *б*). Частичное плавление основных пород гранулитовой фации, состав которых соответствует их современному составу (ортопироксен + клинопироксен + гранат + роговая обманка + плагиоклаз), не может привести к образованию пород с таким распределением р. з. э. так же, как фракционная кристаллизация «сухой» базальтовой магмы не может привести к образованию остаточных трондьемитовых жидкостей с аналогичными характеристиками. В обоих случаях следовало бы ожидать некоторого обогащения по крайней мере легкими р. з. э. Для исходного материала с таким же распределением р. з. э., как у вмещающих пород, единственно возможным является частичное плавление обогащенного роговой обманкой исходного вещества (см. рис. 10); однако петрографических доказательств этому нет. Таким образом, следует признать, что либо жилы имеют независимое происхождение (основные породы в этом случае являлись только вмещающими), либо были образованы в условиях высокого P_{H_2O} до стабилизации гранулитовых парагенезисов, либо, что маловероятно, являются гранитизированными анортозитами или представляют собой результат сложной метаморфической дифференциации.

Обобщение: геохимическая характеристика комплекса серых гнейсов. 1. В общем в таких комплексах наблюдается непрерывный ряд составов от ультрабазитов до трондьемитов, но в области развития пород амфиболитовой фации распределение составов бимодальное.

2. Содержание Al_2O_3 обычно высокое (среднее $>15\%$). Концентрации CaO высокие даже в самых кислых породах, что выражается в наличии обогащенного кальцием плагиоклаза. Содержание SiO_2 редко достигает 70%, за исключением трондьемитовых жил.

3. Отношения Na/K высоки, исключая мигматизированные гнейсовые зоны. Содержания K_2O, Rb и отношения K/Rb в областях развития пород амфиболитовой фации метаморфизма находятся в пределах средних коровых значений, однако в зонах гранулитовой фации концентрации K_2O, Rb, Th и U намного ниже, а отношения K/Rb намного выше. По-видимому, это связано с процессами, имевшими место во время гранулитового метаморфизма, но, возможно, здесь сыграли роль геохимические особенности исходных гнейсовых пород.

4. Содержания Cr и Ni, как правило, выше, чем в андских плутонических породах такого же валового состава. Концентрации Ba и Sr высокие. Содержание Ba повышается с повышением содержания SiO_2. Аналогично ведет себя и Sr, но после того, как его концентрация достигнет 500 млн$^{-1}$ при 70% SiO_2, она начинает уменьшаться.

5. Имеется отчетливая отрицательная корреляция между TiO_2 и SiO_2. Между концентрациями Ce и SiO_2 нет отчетливой зависимости (за исключением того, что Ce меньше в сравнительно кислых породах). Отношение Ce/Y положительно коррелируется с SiO_2. Несколько образцов кислых гнейсов более чем в 10 раз обогащены Y по сравнению с хондритами, а большинство образцов характеризуется содержаниями Y, близкими к хондритовым.

6. Отношение Ce/Yb возрастает с увеличением содержания SiO_2 и в некоторых тоналит-трондьемитовых гнейсах достигает значений более 100. Многие кислые гнейсы имеют отчетливые положительные Eu-аномалии. Некоторые трондьемитовые жилы с низкими общими содержаниями р. з. э. и менее дифференцированным их распределением обладают значительными положительными Eu-аномалиями.

Обсуждение результатов

Происхождение тоналит-трондьемитовых гнейсов, геохимические особенности которых описаны выше, следует рассматривать в связи с геохимической спецификой других высокометаморфизованных гнейсовых толщ и современных тоналитовых пород из батолитов горных сооружений. Однако по сравнению с архейскими зеленокаменными поясами, данные по распределению р. з. э. в сильно метаморфизованных гнейсах все еще очень ограниченны.

В гнейсах Амитсок из западной Гренландии, возраст которых оценивается в 3,7 млрд. лет, О'Нионс и Панкхерст [32], Ламберт и Холланд [25] выделили два отчетливо различающихся типа: первый — с умеренным фракционированием р. з. э. (содержания тяжелых р. з. э. более чем в 10 раз превышают хондритовые), наличием отрицательной Eu-аномалии и обычно более высоким содержанием калия и второй, более распространенный, — с низкими концентрациями тяжелых р. з. э. (менее чем в 4 раза выше хондритовых), их интенсивным фракционированием, положительной Eu-аномалией и высоким содержанием Sr. Второй тип сходен с тоналитовыми гнейсами, рассмотренными в данной главе.

В бимодальной серии архейского гнейсового комплекса Свазиленда также присутствуют два различных типа кислых гнейсов: одна группа

характеризуется высоким содержанием SiO_2, низким Al_2O_3 (<14%) и высоким отношением Rb/Sr, эти породы сравнительно обогащены р. з. э. и имеют отрицательные Eu-аномалии; другая группа пород имеет более низкие содержания SiO_2, $Al_2O_3 < 14\%$, низкие отношения Rb/Sr, для нее типична большая степень фракционирования р. з. э. с явным обеднением тяжелыми р. з. э., однако Eu-аномалия отсутствует.

Серии плутонических пород, геохимические характеристики которых близки к описанным здесь, обнаружены в протерозойской габбро-диорит-тоналит-тондьемитовой ассоциации юго-западной Финляндии [2] и в гранодиоритовой серии, прорывающей архейский гнейсовый комплекс Свазиленда [23]. Другие районы, где встречаются такие породы, были указаны в работе Баркера и Арта [4]. Гранитные батолиты Анд, как правило, не обеднены тяжелыми р. з. э., но имеют отрицательные Eu-аномалии [36]; по распределению р. з. э. они близки к андским вулканитам [44, 26]. Однако в более глубоко эродированных южночилийских Андах для тоналитов характерны более крутые графики распределения р. з. э. и отсутствие Eu-аномалий [40].

Представляется, что механизм образования тоналит-тондьемитовых магм (с положительными Eu-аномалиями в остаточных расплавах) отличается от механизма, приводящего к возникновению андских магм в высоких горизонтах коры (с отрицательными Eu-аномалиями в остаточных расплавах). Первый тип явно преобладает в архейских высокометаморфизованных регионах, но его формирование может быть связано с фундаментально отличными процессами корообразования в архее или оно происходило на других уровнях земной коры.

Ниже мы кратко рассмотрим потенциальные возможности процессов фракционной кристаллизации и частичного плавления, которыми можно объяснить указанные особенности, хотя для окончательной проверки этих моделей необходимы дополнительные данные по породам гнейсовых областей высоких ступеней метаморфизма.

Фракционная кристаллизация. Хотя кристаллизация роговой обманки из базальтовой магмы — вполне реальный механизм образования тоналитов и тондьемитов с крутыми графиками распределения р. з. э. и положительными Eu-аномалиями [2], на практике возникают следующие очевидные трудности: а) гнейсовый комплекс в основном бимодальный, имеется лишь немного пород промежуточного состава, за исключением полосчатых гнейсов из зон гранулитовой фации метаморфизма; б) очень немногие гнейсы, даже из предположительно глубинных гранулитовых поясов, имеют геохимические характеристики, которые следует ожидать в кумулятах, образовавшихся из основных — средних магм (т. е. низкие содержания Ba, Zr, Ce, La [43]) в) содержание стронция остается высоким даже в кислых гнейсах (около 70% SiO_2), хотя процессы фракционной кристаллизации, приводящие к образованию пород кислого состава из базальтовой магмы, должны были включать сепарацию плагиоклаза, что привело бы к уменьшению концентрации Sr в жидкости. Сепарация плагиоклаза должна была бы привести также к сглаживанию (до некоторой степени) эффекта фракционирования роговой обманки и к образованию положительной Eu-аномалии в остаточных расплавах.

Однако в защиту модели фракционной кристаллизации роговой обманки следует отметить, что некоторые гнейсы содержат более 70% Si (рис. 3) и в то же время обладают высокими концентрациями CaO и Al_2O_3 по сравнению с нормальными известково-щелочными породами. Хорошо известно, что в магмах основного и среднего состава высокое парциальное давление воды способствует кристаллизации плагиоклаза [47, 22, 14] и, более того, при увеличении давления воды в системе Q — Ab — Or точка плавления удаляется от кварцевой вершины по направлению к вершине плагиоклаза

[46, 27]. Таким образом, составы гнейсов согласуются с их образованием на глубоких уровнях коры при высоких парциальных давлениях H_2O. Замена кристаллизации плагиоклаза выделением роговой обманки должна способствовать обогащению остаточных жидкостей CaO и Al_2O_3. Это должно привести к кристаллизации обогащенного кальцием плагиоклаза, а так как кальциевый плагиоклаз имеет более низкие коэффициенты распределения Sr и Eu, чем плагиоклаз среднего состава [34], это должно способствовать поддержанию высоких содержаний Sr в расплаве и образованию положительной Eu-аномалии в отличие от процесса фракционирования роговой обманки. Магматические роговые обманки, будучи менее кислыми и менее натровыми, чем ассоциация плагиоклаз + пироксен, должны привести к более быстрой генерации тоналит-трондьемитовых остаточных жидкостей, чем обычная дифференциация толеитового типа. Такие расплавы должны быть обеднены тяжелыми р. з. э. в результате более свободного вхождения этих элементов в роговую обманку, находящуюся в равновесии с кислыми жидкостями [1].

Важно отметить, что интенсивное фракционирование роговой обманки наиболее вероятно на глубоких уровнях коры при высоких давлениях воды. В верхних горизонтах коры (и при меньших давлениях воды) преобладающими ликвидусными фазами будут пироксены и плагиоклаз. Это должно способствовать образованию остаточных жидкостей с более высокими содержаниями р. з. э. (поскольку как пироксены, так и плагиоклаз имеют более низкие коэффициенты распределения р. з. э., чем роговая обманка), менее дифференцированным распределением и отчетливыми отрицательными Eu-аномалиями благодаря сепарации плагиоклаза среднего состава. Эти особенности характерны для высоких горизонтов андских плутонов и вулканитов [36, 44]. Существенно также, что большинство архейских гнейсов или глубинных плутонов имеют положительные Eu-аномалии. Вулканиты из архейских зеленокаменных поясов, аналогичные по составу андским дацитам, обладают крутыми графиками распределения р. з. э., но, за некоторыми исключениями, не имеют положительных Eu-аномалий [3, 9, 15, 19]. Многие из них в общих чертах сходны с современными островодужными вулканитами. Интрузии, окаймляющие зеленокаменные пояса, являются преимущественно образованиями высоких горизонтов и могут обладать небольшими положительными Eu-аномалиями, но большинство из них все же имеет отрицательные Eu-аномалии [3, 15, 9]. Причина данных различий может заключаться в том, что кислые магмы, образовавшиеся на глубине вследствие фракционирования роговой обманки при высоких давлениях воды, не могут достигнуть высоких уровней, не затвердев из-за падения парциального давления воды.

Из этой модели следует, что верхние части коры должны быть сложены преимущественно кислыми породами с отрицательными Eu-аномалиями, что явно подтверждается распределением р. з. э. в осадочных породах [29]. Кислые породы с положительными Eu-аномалиями обычны на небольших глубинах, а кумуляты, комплементарные тем и другим, могут быть обнаружены в самых низких горизонтах коры.

Частичное плавление. Данные по гнейсам Льюис и восточной Гренландии несколько ограничивают возможные процессы их образования. Заслуживают внимания высокие содержания Ba и Sr в этих породах. Исходя из того, что гнейсы с такими характеристиками широко распространены на поверхности и представляют различные уровни коры, объем земной коры с высокими концентрациями Ba и Sr должен быть очень велик. Поскольку большинство гнейсов, судя по данным изотопии, образовалось около 2,9 млрд. лет назад, эти комплексы должны были генерироваться с довольно большой скоростью. Таким образом, маловероятно, что мантия была их непосредственным источником, поскольку такие высокие содержания Ba и Sr могут воз-

никнуть лишь при очень незначительной степени частичного плавления, что не согласуется с большим объемом гнейсов [41]. Наиболее подходящим является более дифференцированный источник базитового состава, а условия зоны субдукции, в которых большие количества водосодержащей океанической коры вовлекаются в зону корообразования, представляются наиболее приемлемой тектонической ситуацией, хотя и не обязательно единственной.

Процессы частичного плавления в зонах субдукции рассмотрены Рингвудом [35], который придает большое значение воде для генерации магмы кислого состава из базитовой коры погружающейся плиты и (или) перекрывающего ее мантийного клина. Результаты экспериментальной работы Стерна [39] по плавлению базальта и андезита в водных условиях и при давлении 30 кбар указывают на то, что жидкости, образовавшиеся при равновесном частичном плавлении гранатсодержащих парагенезисов, будут, как правило, более кальциевыми, чем составы нормальных известково-щелочных магм, вследствие того, что остаточный гранат обладает низкими содержаниями Ca. Льюисские и восточно-гренландские тоналитовые гнейсы действительно кальциевые, но не до такой степени, как это следует из расчетов Стерна. Составы этих жидкостей в наибольшей степени могут соответствовать расплавам, находящимся в равновесии с роговой обманкой. Действительно, Хезл [21] обнаружил, что частичное плавление толеита при $P_{H_2O} = 5$ кбар с остаточной роговой обманкой приводит к образованию кварц-полевошпатовых жидкостей, в общем сходных по составу с трондьемитами и тоналитами. В остаточном гранате должны накапливаться Y и тяжелые р. з. э., но не титан, в то время как остаточная роговая обманка будет удерживать как титан, так и Y. Как мы уже отмечали, между содержаниями TiO_2 и Y в гнейсах Льюис наблюдается линейная корреляция, и оба этих элемента имеют отрицательную корреляцию с SiO_2 (рис. 3 и 5). Если, как полагают Арт и др. [2], коэффициенты распределения р. з. э. (особенно тяжелых) в системе роговая обманка — жидкость увеличиваются по мере повышения кислотности расплава, то вполне объясним тренд SiO_2 — Y, имеющий отрицательный наклон. Титан может вести себя аналогичным образом. Остаточные роговые обманки должны содержать меньше Al_2O_3, чем остаточный гранат, поскольку жидкости, находящиеся в равновесии с роговой обманкой, должны быть более обогащены глиноземом, что характерно для архейских тоналитов. Конечно, нет особых причин считать, что гранат и роговая обманка вместе не могли быть остаточными фазами, но гранат гораздо более эффективен при накоплении тяжелых р. з. э., чем роговая обманка, и очень высокие Ce/Yb-отношения в некоторых тоналит-трондьемитовых гнейсах проще всего можно объяснить, если рассматривать гранат в качестве остаточного минерала.

Характерной особенностью графиков распределения р. з. э. в рассматриваемых глубинных тоналит-трондьемитовых гнейсах является наличие отчетливых положительных Eu-аномалий, что может быть связано с отрицательными Eu-аномалиями в остаточной роговой обманке (см. [1]). Это характерно также и для гранатов из андезитов и риолитов Озерного округа (Милуорд, персональное сообщение). Конечно, эти гранаты обогащены железом, и неизвестно, будут ли магнезиальные гранаты обладать аналогичными характеристиками. Экспериментальные данные Уотсона [48] по распределению элементов между несмешивающимися жидкостями кислого и основного состава также указывают на то, что характеристики состояния и состава самого расплава могут быть важным фактором. Как установлено Уотсоном, катионы с сильными связями (включая титан и трехвалентные р. з. э.) имеют отчетливо выраженную тенденцию концентрироваться в основном расплаве, а щелочноземельные катионы, такие, как Ba и Sr, распределяются более равномерно. Хотя нет достаточных данных по двухвалент-

ному Eu, но, скорее всего, поведение этого элемента должно быть аналогично поведению Sr. Отсюда следует важный вывод о том, что распределение трехвалентных р. з. э. в системе твердая фаза — жидкость будет явно меняться в зависимости от состава жидкости, но к Sr и Eu^{2+} это не относится; кроме того, этот эффект будет более отчетливо проявлен, когда коэффициенты распределения элементов >1. Таким образом, минералы типа граната и роговой обманки с высокими коэффициентами распределения для средних и тяжелых р. з. э. будут образовывать отрицательные Eu-аномалии, находясь в равновесии с кислыми расплавами; в более основных расплавах этого не произойдет. Упомянутый эффект не будет столь отчетлив для таких минералов, как оливин и пироксены, которые имеют низкие коэффициенты распределения данных элементов.

Менее дифференцированное распределение р. з. э. в андийских вулканитах и батолитах, обладающих высокими содержаниями тяжелых р. з. э. и, как правило, отрицательными Eu-аномалиями [44, 36], более соответствуют частичному плавлению основного субстрата с остаточными пироксеном и плагиоклазом. Андийские породы содержат меньше Sr и Ba, чем архейские тоналитовые гнейсы, для которых также подошла бы модель, в которой остаточной фазой является плагиоклаз, тогда как остаточная роговая обманка смогла бы удержать немного Sr или Ba. Отсюда следует, что при более низких степенях частичного плавления (или большей степени фракционной кристаллизации) отношения Rb/Sr должны увеличиваться в связи с образованием сухого пироксен-плагиоклазового остатка. Теоретически эти различия могут быть следствием более высоких P_{H_2O}, при которых происходила генерация архейских тоналитов. В модели субдукции источником воды является исключительно гидротермальная деятельность в срединно-океанических хребтах, где образуется частично гидратированная основная кора, которая дегидратируется в зоне субдукции, в результате чего возникает поток флюидов, необходимый для образования магмы. Очевидное различие между современной и архейской океанической корой заключается в том, что последняя (по аналогии с зеленокаменными поясами) могла содержать большое количество высокомагнезиальных толеитов и перидотитовых коматиитов. Эти породы могли гидратироваться с образованием серпентина, вследствие чего могли содержать по крайней мере в десять раз больше воды, чем современная океаническая кора. Дегидратация серпентина, происходившая, по-видимому, на значительном интервале глубин [35], создавала высокие давления H_2O, необходимые для генерации магмы, с образованием при этом остаточной роговой обманки (+ гранат). Таким образом, в зависимости от степени гидратации мог образоваться полный ряд пород с различным распределением р. з. э.: от обедненных тяжелыми р. з. э. с положительными Eu-аномалиями до образований обычного андского типа с отрицательными Eu-аномалиями. Первый тип в архее явно преобладает, а формирование второго, возможно, происходило в условиях зон субдукции в результате того, что эклогит становился нестабильным в погружающейся плите при архейском геотермическом режиме (как считает Грин [16]). Однако теоретические модели современных зон субдукции все же предполагают существование эклогита до глубин зоны Беньофа под современными вулканами, извергающими известково-щелочную магму. Поэтому более правдоподобными кажутся гипотезы образования современных известково-щелочных магм из мантийного источника, находящегося над погружающейся плитой (с участием или без участия компонентов самой плиты), в которой остаточный гранат присутствует в минимальных количествах или вообще не образуется [35].

Наконец, любая модель должна предусматривать гранулитовый метаморфизм, который происходил сразу после внедрения плутонического гнейсового

комплекса. Это привело к удалению K, Rb, Th и U, но не других элементов, таких, как Zr, Nb и Ba, которые обычно «несовместимы» в магматических системах, и к образованию некоторых тоналит-трондьемитовых гнейсов с очень высокими отношениями Na/K. Было высказано предположение о том, что переход к парагенезисам гранулитовой фации метаморфизма может быть связан с изменением состава флюида (обогащение CO_2), а не с увеличением температуры [43], поскольку газовые включения в гранулитах имеют тенденцию к обогащению CO_2. K, Rb, Th и U могли быть удалены вместе с водными флюидами. Возможны и другие альтернативные предположения: если источником тоналитовых магм была поддвигающаяся океаническая кора, то данные элементы могли быть вынесены при гидротермальной деятельности либо в зоне спрединга, либо на ранних этапах процесса субдукции, до образования тоналитовых магм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Barker F.*, Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondjhemitic-tonalitic magmas, Geology, 4, 534—546.
2. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas, J. Pet., в печати.
3. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325—362, 1975.
4. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, Geology, 4, 596—600, 1976.
5. *Barker F., Peterman Z. E.*, Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust, Precambrian Res., 1, 1—12, 1974.
6. *Beach A., Tarney J.*, Major and trace element patterns eatablished during retrogressive metamorphism of granulite facies gneisses, N. W. Scotland, Precambrian Res., в печати.
7. *Bridgwater D., McGregor V. R., Myers J. S.*, A horizontal tectonic regime in the Archaean of Greenland and its implications for early crustal thickening, Precambrian Res., 1, 179—197, 1974.
8. *Condie K. C.*, Trace element geochemistry of Archean greenstone belts, Earth Sci. Rev., 12, 393—417, 1976.
9. *Condie K. C., Hunter D. R.*, Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa, Earth Planet. Sci. Lett., 29, 389—400, 1976.
10. *Drury S. A.*, The chemistry of some granitic veins from the Lewisian of Coll and Tiree, Argyllshire, Scotland, Chem. Geol., 9, 175—193, 1972.
11. *Drury S. A.*, The geochemistry of Precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland, Chem. Geol., 11, 167—188, 1973.
12. *Drury S. A.*, Chemical changes during retrogressive metamorphism of Lewisian granulite facies rocks from Coll and Tiree, Scott. J. Geol., 10, 237—256, 1974.
13. *Drury S. A.*, REE distributions in a high grade Archaean gneiss complex in Scotland: Implications for the genesis of ancient crust, Precambrian Res., 6, в печати.
14. *Eggler D. H., Burnham C. W.*, Crystallisation and fractionation trends in the system andesite — H_2O — CO_2 — O_2 at pressures to 10 kb. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2517—2532, 1973.
15. *Glikson A. Y.*, Trace element geochemistry and origin of early Precambrian acid igneous series, Barberton Mountain Land, Transvaal, Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1261—1280, 1976.
16. *Green D. H.*, Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics, Geology, 3, 15—18, 1975.
17. *Green T. H., Brunfelt A. O., Heier K. S.*, Rare-earth element distribution and K/Rb ratios in granulites, mangerites and anorthosites, Lofoten-Vesteraalen, Norway, Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 241—257, 1972.
18. *Harris P. G., Kennedy W. Q., Scarfe C. M.*, Volcanism versus plutonism — the effect of chemical composition, *In* G. Newall and N. Rast, eds., Mechanism of Igneous Intrusion, Geol. Jour. Liverpool, Spec. Issue No. 2, 187—200, 1970.
19. *Hawkesworth C. H., O'Nions R. K.*, The petrogenesis of some Archaean volcanic rocks from Southern Africa, J. Pet. 18, 487—520, 1977.
20. *Helz R. T.*, Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ Kb as a function of oxygen fugacity, J. Pet., 14, 249—302, 1973.
21. *Helz R. T.*, Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ Kb, Part II. Melt compositions, J. Pet., 17, 139, 193, 1976.

22. *Holloway J. R., Burnham C. W.*, Melting relations of basalts with equilibrium water pressures less than total pressure, J. Pet., 13, 1—29, 1972.
23. *Hunter D. R., Barker F., Millard H. T.*, The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland: a preliminary study, Precambrian Res., 1978.
24. *Lambert I. B., Wyllie P. J.*, Melting of tonalite and crystallization of andesite liquid with excess water to 30 kilobars, J. Geol., 82, 88—97, 1974.
25. *Lambert R. St. J., Holland J. G.*, Amitsoq Gneiss Geochemistry: preliminary observations, *In* B. F. Windley, ed., The Early History of the Earth, Wiley, London, pp. 191—201, 1976.
26. *Lopez-Escobar L., Frey F. A., Vergara M.*, Andesites from Central-South Chile: trace element abundances and petrogenesis, *In* Gonzaliz-Ferran O., ed., Symposium on Andean and Antarctic volcanology problems, Proc. IAVCEI Spec. Ser., pp. 725—761, 1976.
27. *Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.*, The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars, J. Geophys. Res., 69, 759—773, 1964.
28. *Moorbath S.*, Age and isotope constraints for the evolution of Archaean crust. *In* B. F. Windley, ed., The Early History of the Earth, Wiley, London, pp. 351—360, 1976.
29. *Nance W. B., Taylor S. R.*, Rare earth element patterns and crustal evolution, I. Australian Post-Archaean sedimentary rocks, Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 1539—1555, 1976.
30. *O'Connor J. I.*, A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525-B, 1965.
31. *O'Hara M. J.*, Thermal history of excavation of Archaean gneisses from the base of the continental crust, J. Geol. Soc. Lond., 134, 185—200, 1977.
32. *O'Nions R. K., Pankhurst R. J.*, Rare earth element distributions in Archaean gneisses and anorthosites, Godthab area, West Greenland, Earth Planet. Sci. Lett., 22, 328—338, 1974.
33. *Ormaason D. E.*, Petrology of the Hopen mangerite-charnockite intrusion, Lofoten, North Norway, Lithos, 10, 291—310, 1977.
34. *Philpotts J. A.*, Redox estimation from a calculation of Eu^{2+} and Eu^{3+} concentrations in natural phases, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 257—268, 1970.
35. *Ringwood A. E.*, Petrogenesis in island arc systems, Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Series, 1, 311—324, 1977.
36. *Saunders A. D., Weaver S. D., Tarney J.*, The pattern of Antarctic Peninsula Plutonism, *In* C. Craddock, ed., Proc. Third Symposium on Antarctic Geology and Geophysics, Madison, Wisconsin, в печати.
37. *Sheraton J. W.*, The origin of the Lewisian gneisses of northwest Scotland, with particular reference to the Drumbeg area, Sutherland, Earth Planet. Sci. Lett., 8, 1970.
38. *Sheraton J. W., Skinner A. C., Tarney J.*, The geochemistry of the Scourian gneisses of the Assynt district, *In* R. G. Park and J. Tarney, ed., The Early Precambrian of Scotland and Related Rocks of Greenland, University of Keele, pp. 13—30, 1973.
39. *Stern C. R.*, Melting products of olivine tholeiite basalt in subduction zones, Geology, 2, 227—230, 1974.
40. *Stern C. R., Stroup J. B., Tarney J.*, Geochemistry of the Patagonian Batholith between 51°S and 52°S latitude, в печати.
41. *Tarney J.*, Geochemistry of Archaean high grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust, *In* B. F. Windley, ed., The Early History of the Earth, Wiley, London, pp. 405—417, 1976.
42. *Tarney J., Skinner A. C., Sheraton J. W.*, A geochemical comparison of major Archaean gneiss units from Northwest Scotland and East Greenland, Rept. 24th Int. geol. Congress, Montreal, 1, 162—174, 1972.
43. *Tarney J., Windley B. F.*, Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust, J. Geol. Soc. Lond., 134, 153—172, 1977.
44. *Thorpe R. S., Potts P. J., Francis P. W.*, Rare-earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes, Contrib. Miner. Pet., 54, 65—78, 1976.
45. *Towell D. G., Winchester J. W., Spirn R. W.*, Rare-earth distributions in some rocks and associated minerals of the batholith of Southern California, J. Geophys. Res., 10, 3485—3496, 1965.
46. *Tuttle O. F., Bowen N. L.*, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O, Geol. Soc. Am. Mem., 74, 153 pp., 1958.
47. *Yoder H. S., Tilley C. E.*, Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems, J. Pet., 3, 342—532, 1963.
48. *Watson E. B.*, Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications, Contrib. Miner. Pet., 56, 119—134, 1976.
49. *Weaver B. L., Tarney J., Windley B. F., Sugavanam E. B., Venkata Rao, V.*, Madras granulites: geochemistry and P-T conditions of crystallisation, *In* B. F. Windley, S. M. Naqvi, eds., Archaean Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, в печати.
50. *Winkler H. G. F.*, Petrogenesis of metamorphic rocks, 2nd Ed. Springer Verlag, Berlin, 237 pp., 1967.

Глава 9

Роль тоналитовых и трондьемитовых пород в формировании земной коры Свазиленда и восточного Трансвааля, Южная Африка

Д. Р. Хантер

Введение

Породы тоналитового и трондьемитового состава являются наиболее распространенным салическим компонентом земной коры возрастом более

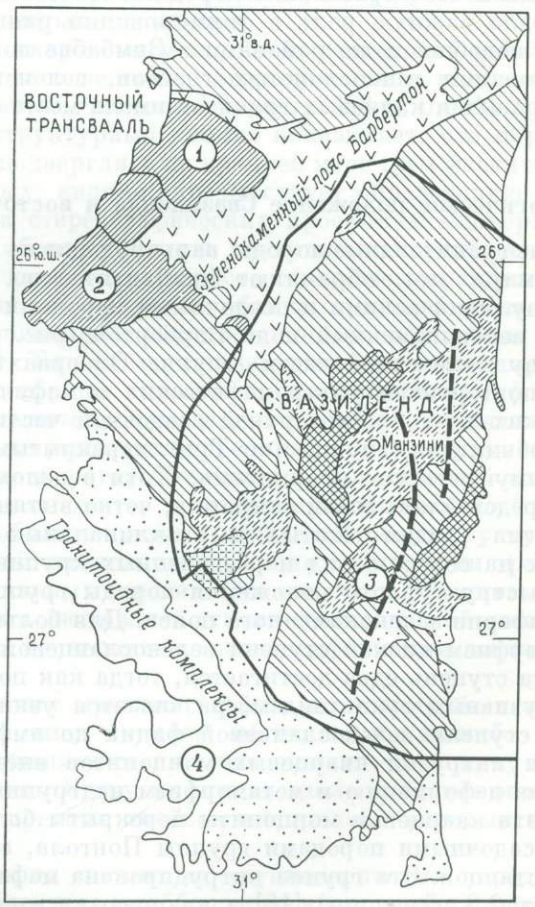


РИС. 1. Схематическая геологическая карта гранитных комплексов в Свазиленде и восточном Трансваале. Цифры в кружках означают: *1* — «гранитный» диапировый плутон Каапвааль; *2* — район развития диапировых тоналитовых плутонов Стольцберг и Тиспруит, а также бимодальных гнейсов, без выделения их границ (между *1* и *2* находится тоналитовый диапировый плутон Нелшугте); *3* — район Мкондо-Валли, сложенный главным образом метаморфитами комплекса древних гнейсов; *4* — незакартированный район развития гранитоидов, включающий участки бимодальных гнейсов и более гомогенных гранитоидов. *I* — позднедокембрийские и фанерозойские породы чехла; *II* — группа Понгола и комплекс Усушвана; *III* — граниты возрастом 3,1 млрд. лет и моложе; *IV* — надгруппа Свазиленд; *V* — гранодиоритовая серия; *VI* — диапировые тоналитовые плутоны; *комплекс древних гнейсов*: *VII* — роговообманковый тоналит, *VIII* — бимодальная серия, мигматитовые гнейсы и метаморфическая толща, *IX* — крупные разломы, *X* — границы государств.

3,1 млрд. лет в Свазиленде и прилегающих частях провинции Трансвааль, Южная Африка (рис. 1). Сходство в содержании главных элементов и мине-

D. R. Hunter, Department of Geology, University of Natal, Pietermaritzburg 3200, South Africa.

ральном составе привело Р. Вильюна и М. Вильюна [28] к предположению о когенетичности всех этих пород. На основе этого предположения и того факта, что некоторые из тоналитовых пород четко прорывают нижнюю часть группы Онвервахт, эти авторы [28] сделали вывод о более молодом возрасте всех тоналитовых и трондьемитовых пород по отношению к надгруппе Свазиленд (3,5 млрд. лет), слагающей зеленокаменный пояс Барбертон (рис. 1) и включающей в себя группу Онвервахт в качестве самой нижней части. Хантер [18, 20] считает, что тоналитовые и трондьемитовые породы отвечают целому ряду отдельных магматических и (или) метаморфических событий в геологической эволюции района. На основе полевых соотношений в Свазиленде, а также структурных и метаморфических исследований Хантер [18, 20] заключил, что эти породы формировались до и после образования надгруппы Свазиленд.

Цель этой главы — на основе имеющихся геохимических и других данных показать, что тоналитовые и трондьемитовые породы не являются когенетичными и что образование пород такого состава в различных обстановках сыграло важную роль в формировании ранней сиалической коры. Сравнение с подобными же районами в Зимбабве позволяет предположить, что в образовании тонкослоистых гнейсов, зеленокаменных комплексов, а также натровых и калиевых гранитов имела место циклическая повторяемость.

Общее геологическое положение Свазиленда и восточного Трансвааля

Различные гранитоидные породы, варьирующие по возрасту от >3,4 млрд. лет до 2,6 млрд. лет, обрамляют приблизительно треугольную область, сложенную вулканическими и осадочными породами надгруппы Свазиленд, образующей зеленокаменный пояс Барбертон (рис. 1). Надгруппа состоит из нижней вулканической части (группа Онвервахт), характеризующейся цикличным повторением ультрамафических и мафических или мафических и фельзических потоков, и верхней осадочной части [1]. Последняя представлена турбидитами (группа Фиг-Три), перекрытыми группой Модис, сложенной преимущественно кварцитами. Хотя в целом структура надгруппы Свазиленд представляет собой синформу, четко вытянутую на северо-восток, она осложнена рядом сжатых и изоклинальных синклиналей, обычно опрокинутых на северо-запад и разделенных крупными разломами. Вследствие такого структурного положения породы группы Онвервахт сохранились по периферии зеленокаменного пояса. Для большей части пояса характерен метаморфизм низкой ступени зеленосланцевой фации, однако в ядре синформы эта ступень едва достигается, тогда как по периферии, прилегающей к интрузивным гранитоидам, развивается узкий ореол метаморфизма от высокой ступени зеленосланцевой фации до амфиболитовой.

Крупная интрузия кварцевых монцонитов внедрилась 3,1 млрд. лет назад, вызвав деформацию и метаморфизм надгруппы Свазиленд. В южном Свазиленде эти кварцевые монцониты перекрыты более молодыми вулканическими и осадочными породами группы Понгола, сохранившимися в виде обширных останцов. Эта группа интрудирована мафитами комплекса Усушвана (возраст 2,8 млрд. лет) [10] и кварцевыми монцонитами и гранитами (возраст 2,6 млрд. лет).

Среди пород тоналитового и трондьемитового состава в восточном Трансваале и Свазиленде различаются [20]: 1) комплекс древних гнейсов, 2) гранодиоритовая серия и 3) диапировые тоналитовые плутоны.

Комплекс древних гнейсов лучше всего сохранился в центральной части Свазиленда. Он подвергся полифазной деформации [19] и метаморфизму, вследствие чего возрастные соотношения между отдельными его состав-

ными частями затушеваны. Геохронологических данных для выявления этих соотношений еще недостаточно. В комплексе различаются следующие составные части (предположительно от более древних к более молодым):

1. Толща бимодальных гнейсов, состоящая из сложного переслаивания гнейсов тоналитового и трондьемитового состава с амфиболитами. Надежных радиометрических датировок нет.

2. Роговообманковые тоналитогнейсы, слагающие изолированные участки в юго-западном Свазиленде. Гнейсы однородны по составу и лишь изредка имеют слоистую текстуру. Возраст 3395 ± 86 млн. лет, $R_0^* = 0{,}7006 \pm \pm 0{,}0012$ [9].

3. Мигматитовые гнейсы, слагающие пояс шириной примерно 12 км непосредственно к востоку от самой крупной интрузии гранодиоритовой серии в центральном Свазиленде. Радиометрических датировок нет.

4. Метаморфическая толща, состоящая из переслаивания кварц-полевошпатовых гнейсов кварц-монцонитового состава, амфиболитов, различных кордиерит- и (или) гранатсодержащих гнейсов, кварц-роговообманко-биотитовых гнейсов и железистых кварцитов.

5. Среднезернистые кварцевые монцониты, слагающие небольшие однородные линзы, вытянутые в восточно-северо-восточном направлении вдоль сланцеватости бимодальных гнейсов. Возраст 3203 ± 0,0011 млн. лет [9].

Предварительный структурный анализ показывает, что породы первой и второй из этих частей подверглись по крайней мере трем фазам деформации, самая ранняя из которых, видимо, предшествует образованию пород метаморфической толщи. На стереографических проекциях s-поверхностей для мигматитовых гнейсов обнаруживается значительный разброс точек, если одновременно наносить данные для гнейсов с хорошо выраженной слоистой текстурой и гнейсов более небулитового облика, причем в последних больше всего наблюдается отклонений от закономерного расположения s-поверхностей и линейности [15]. Тот факт, что значительная часть проекций для мигматитовых гнейсов с хорошо выраженной слоистостью конформна тектоническим осям, установленным в бимодальных гнейсах, означает, что мигматитовая структура образовалась после тектонитовой текстуры, наблюдаемой в бимодальных гнейсах и роговообманковых тоналитогнейсах.

Линзы кварцевого монцонита, имеющие приблизительно 2 км в длину и 0,5 км в ширину, не обладают ясно выраженной петроструктурой и вытянуты параллельно осевым линиям, отвечающим деформации третьего (и последнего) этапа в бимодальных гнейсах. Это означает, что линзы кварцевого монцонита формировались на поздней стадии геологической эволюции комплекса древних гнейсов и, вероятно, после деформации метаморфической толщи.

В Свазиленде комплекс древних гнейсов контактирует с зеленокаменным поясом Барбертон лишь в одном месте, но каких-либо заключений об их возрастных соотношениях сделать невозможно, поскольку этот контакт представляет собой разлом. В других местах вдоль контакта зеленокаменного пояса и комплекса древних гнейсов внедрились молодые интрузивные гранитоиды.

Гранодиоритовая серия состоит из крупнозернистых пород, варьирующих по составу от горнблендита и габбро через кварцевый диорит до тоналита и трондьемита. Породы этой серии слагают три изолированных интрузива, вытянутые в северо-восточном направлении параллельно главной структурной оси зеленокаменного пояса Барбертон (рис. 1). Гранодиоритовая серия и породы зеленокаменного пояса нигде не контактируют между собой, и их возрастные соотношения установить невозможно.

* Начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$.— *Прим. перев.*

Гранодиоритовая серия внедрилась в бимодальные и мигматитовые гнейсы комплекса древних гнейсов. Эти соотношения хорошо видны в обнажениях севернее и юго-западнее Манзини.

Диапировые тоналитовые плутоны расположены вдоль южной и западной периферии зеленокаменного пояса Барбертон, в который они внедряются (рис. 1). Плутоны сложены крупнозернистыми светлыми трондьемитами и тоналитами, плоскостные текстуры которых параллельны контактам плутонов. Один из плутонов, известный как «гранит» Каапвааль, отличается от других плутонов присутствием роговой обманки в дополнение к биотиту (рис. 1). Отдельные плутоны варьируют в диаметре от 40 км («гранит» Каапвааль) до 1,6 км [28]. Эти плутоны внедрились в нижнюю часть группы Онвервахт и содержат ксенолиты пород этой группы, располагающиеся параллельно плоскостным текстурам плутона.

Геология тоналит-трондьемитовой серии

Породы трондьемитового состава встречаются в четырех различных обстановках, а именно:

1) в бимодальной гнейсовой ассоциации трондьемито- или тоналитогнейсов и амфиболитов в комплексе древних гнейсов;

2) в роговообманковых тоналитогнейсах в комплексе древних гнейсов;

3) в диапировых тоналитовых плутонах, внедрившихся в нижние толщи группы Онвервахт;

4) в дифференцированной гранодиоритовой серии, которая прорывает в центральном Свазиленде бимодальные и мигматитовые гнейсы комплекса древних гнейсов.

Более светлые, кислые слои бимодальных гнейсов характеризуются среднезернистой структурой, резко выраженной сланцеватостью, а иногда слоистостью, связанной с вариациями в содержании темноцветных минералов. Наиболее распространенный мафический минерал — биотит составляет до 10% по объему в темных слоях. Удлиненные чешуйки частично хлоритизированного биотита обусловливают сланцеватость. Роговая обманка для кислых слоев нехарактерна, но может присутствовать в небольших количествах (<3%) в более темных слоях. В гнейсе диоритового состава, обнаруженном среди бимодальных гнейсов лишь в одном месте, роговая обманка составляет около 8%. Типичные кислые слои в бимодальных гнейсах сложены неравномерно-зернистым агрегатом кварца и плагиоклаза, главным образом в сложном взаимном прорастании: плагиоклаз (An_{25}) составляет до 55% объема. В некоторых слоях встречаются небольшие количества интерстиционного микроклина. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом.

Амфиболитовые слои характеризуются сланцеватостью и среднезернистой структурой, они состоят из плагиоклаза (An_{35-15}), роговой обманки и небольших количеств кварца (<5 об.%). Некоторые амфиболиты обнаруживают тонкую слоистость, обусловленную чередованием слойков, содержащих диопсид и роговую обманку. Иногда амфиболиты целиком состоят из роговой обманки.

Отдельные слои как тоналитового, так и амфиболитового состава варьируют по мощности от 1—2 см до 1 м и более. Изредка встречаются амфиболитовые слои мощностью до 0,5 км, причем мощные слои могут прослеживаться по простиранию на расстояние до 8 км. Менее мощные амфиболитовые слои у контактов нередко обогащены биотитом за счет изменения роговой обманки. Кроме того, среди бимодальных гнейсов развито несколько генераций пегматитовых жил, сложенных кварцем и полевым шпатом и расположенных как вдоль, так и поперек сланцеватости.

Роговообманковые тоналитогнейсы крупнозернистые и не обладают слоистой текстурой, свойственной бимодальным гнейсам. Они приурочены

к участку приблизительно треугольной формы в юго-западном Свазиленде (рис. 1) и интрудируют бимодальные гнейсы. Роговообманковые тоналито-гнейсы сложены кварцем, плагиоклазом (An_{30}), биотитом и роговой обманкой. Два последних минерала составляют до 15 об.% и присутствуют либо примерно в равных количествах, либо в различных пропорциях с обычным преобладанием биотита. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен и эпидот.

Мигматитовые гнейсы тоналитового, трондьемитового и гранодиоритового состава выходят на поверхность в центральном Свазиленде в поясе шириной 12 км непосредственно к востоку от интрузии гранодиоритовой серии близ Манзини. Для мигматитовых гнейсов характерно присутствие кварц-полевошпатовых жилок, развитых вдоль расслоенности, которая местами становится плохо различимой (небулитовая текстура). Гранодиоритовая серия моложе мигматитовых гнейсов, но абсолютный возраст тех и других неизвестен. Мигматитовые гнейсы — это среднезернистые породы со слойками разного состава, смятыми в дисгармоничные складки. По минеральному составу эти гнейсы подобны кислым слоям бимодальных гнейсов, за исключением того, что интерстиционный микроклин в них может присутствовать в бóльших количествах. С кислыми мигматитовыми гнейсами чередуются тонкие слои амфиболитового состава, в которых большая часть роговой обманки замещена биотитом.

Диапировые тоналитовые плутоны сложены крупнозернистыми породами и в виде гнейсовых куполов внедряются в нижние толщи группы Онвервахт. Их возрастные соотношения с бимодальными гнейсами однозначно не установлены. Диапировые тоналитовые плутоны не обнаружены среди комплекса древних гнейсов Свазиленда. Слоистые гнейсы, похожие на бимодальные гнейсы Свазиленда и выходящие на поверхность в Трансваале на южном окончании зеленокаменного пояса Барбертон, детально не закартированы. Р. Вильюн и М. Вильюн [28] считают, что слоистые гнейсы в этом участке образовались за счет пород диапирового тоналитового плутона путем метаморфической дифференциации, сопровождавшей термальное событие. Исходя из характера деформации, можно заключить, что слоистые гнейсы подверглись многофазной деформации до внедрения диапирового тоналитового плутона. Лейкократовые тоналиты, слагающие плутоны, обладают четко выраженной плоскостной текстурой, обусловленной чешуйками биотита, составляющего до 15 об. %. Кроме биотита тоналиты содержат олигоклаз, часто в виде крупных серицитизированных зерен, и кварц, образующий мелкозернистые агрегаты. Акцессорные минералы обычно представлены сфеном и апатитом, в интерстициях присутствуют небольшие количества микроклина, цоизита и хлорита.

Меланократовый «гранит» Каапвааль отличается от тоналитов других плутонов присутствием зеленой роговой обманки, часто замещенной хлоритом, и более низким содержанием кварца. Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон и магнетит. Подобно другим тоналитовым плутонам, «гранит» Каапвааль однороден по составу и имеет крупнозернистое строение с хорошо выраженной гнейсовидной текстурой. Этот «гранит» не контактирует с комплексом древних гнейсов, а от лейкократовых тоналитовых плутонов его отделяют узкие клинья сильно деформированных пород группы Онвервахт, так что его возраст относительно этих плутонов установить нельзя. Радиометрические определения возраста (U-Pb-метод) «гранита» Каапвааль дают значения 3310 ± 40 млн. лет, а плутонов лейкократовых тоналитов — 3250 ± 40 млн. лет и 3220 ± 40 млн. лет [25]. Доказательства того, что эти плутоны моложе верхних осадочных толщ надгруппы Свазиленд, отсутствуют.

Гранодиоритовая серия состоит из крупнозернистых пород, варьирующих по составу от горнблендита и габбро через кварцевый диорит и грано-

диорит до трондьемита. Породы этой серии слагают три отдельные интрузии, вытянутые в северо-восточном направлении и прорывающие бимодальные и мигматитовые гнейсы комплекса древних гнейсов центрального Свазиленда. В более мафических разностях развита несовершенная гнейсовидность, ориентированная параллельно длинным осям этих интрузий. Ультрамафиты составляют 0,6%, габбро и кварцевые диориты 29%, а гранодиориты и трондьемиты 70,4% площади выхода пород гранодиоритовой серии. Более лейкократовые члены серии сложены неравномерно-зернистым агрегатом взаимно прорастающих зерен кварца, плагиоклаза (An_{24}) и небольших количеств биотита или реже роговой обманки. По составу эти породы аналогичны тоналитовым плутонам и кислым прослоям бимодальных гнейсов. От первых они отличаются отсутствием или слабым развитием плоскостных текстур, а от вторых — более крупным размером зерен. Кварцевые диориты и габбро в составе серии сложены плагиоклазом, реликтовым пироксеном и небольшим количеством кварца.

Гранодиоритовая серия и надгруппа Свазиленд не контактируют, а радиометрическое датирование серии не производилось. Интрузивные соотношения этой серии с бимодальными гнейсами указывают на то, что она моложе по крайней мере части комплекса древних гнейсов.

Геохимия тоналит-трондьемитовой серии

Химические анализы на главные элементы имеются для 29 образцов из комплекса древних гнейсов и 12 образцов из гранодиоритовой серии. 30 из этих образцов (25 из комплекса древних гнейсов и 5 из гранодиоритовой серии) проанализированы также на Rb, Sr и р. з. э. [22]. Кроме того, данные о содержании главных элементов и элементов-примесей в диапировых тоналитовых плутонах и роговообманковых тоналитогнейсах приведены в работах Р. Вильюна и М. Вильюна [29] и Конди и Хантера [8].

Нормативные соотношения Qz — Ab — Or. На нормативной диаграмме Qz — Ab — Or точки составов кислых бимодальных гнейсов, содержащих $\geqslant 65\%$ SiO_2, занимают удлиненное поле, приблизительно параллельное конноде, отвечающей содержанию Or примерно в 10% (подробнее см. [22]). Ассоциирующиеся с ними амфиболиты проецируются как кварц-нормативные метабазальты близ вершины Ab или как оливин-нормативные метабазальты вдоль стороны Ab — Or [22]. Точки роговообманковых тоналитогнейсов, мигматитовых гнейсов и тоналитов из диапировых плутонов в общем тоналит-трондьемитовом поле диаграммы Qz — Ab — Or ложатся вблизи поля кислых бимодальных гнейсов или перекрывают его [22].

Поле состава гранодиоритовой серии распространяется от стороны Ab — Or треугольника в направлении вершины Qz подобно полю составов дифференцированной серии района Уусикаупунки — Каланти в Финляндии [4], за исключением того, что в Свазиленде полный набор промежуточных составов не обнаруживается.

Тройная диаграмма K — Ca — Na и диаграмма K — Rb. Точки состава бимодальных гнейсов, роговообманковых тоналитогнейсов, тоналитов из диапировых плутонов и пород гранодиоритовой серии на диаграмме K — Ca — Na (рис. 2) образуют тренд в направлении вершины Na, отличающий их от метаморфитов и кварцевых монцонитов комплекса Древних гнейсов и известково-щелочных гранитоидов Свазиленда и восточного Трансвааля, имеющих возраст 3,1 и 2,6 млрд. лет соответственно.

Кроме того, различие между этими двумя типами пород иллюстрирует диаграмма K — Rb (рис. 3). Тренды бимодальных гнейсов и тоналитовых пород расположены под довольно острым углом к тренду пород метаморфической толщи, а мигматитовые гнейсы обнаруживают широкий разброс,

который может означать привнос или вынос K и (или) Rb при метаморфизме. Более кислые представители (>54% SiO_2) гранодиоритовой серии, несмотря на их характерный натровый тренд на диаграмме K — Na — Ca, отличаются от других пород, демонстрирующих такой тренд.

Гранитоиды Свазиленда и восточного Трансвааля на диаграмме K — Na — Ca образуют тренд, похожий на тренд гранитоидов Зимбабве. Кислые гнейсы Зимбабве, сходные по составу и облику с бимодальными гнейсами

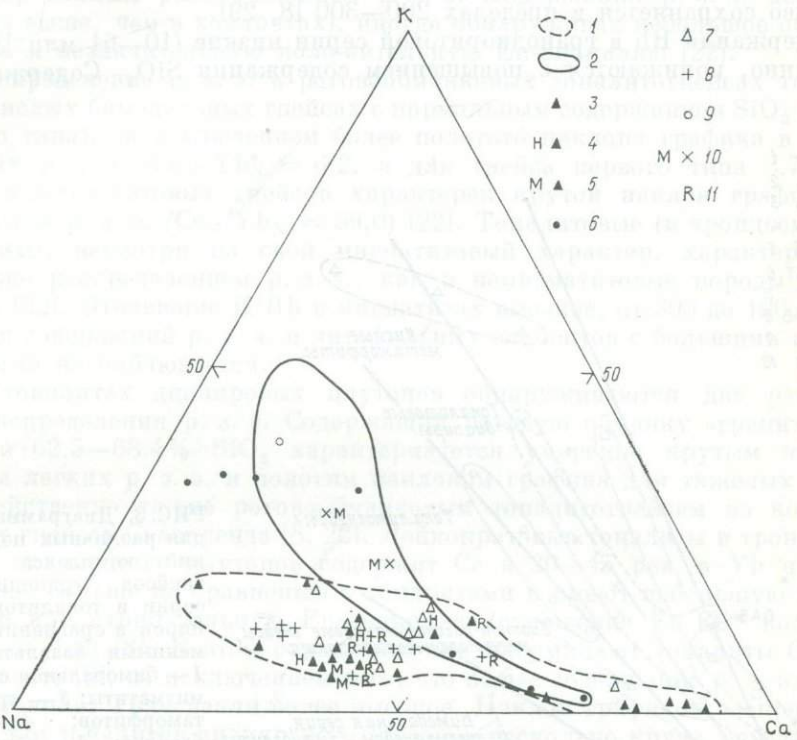


РИС. 2. Тройная диаграмма K — Na — Ca для комплекса древних гнейсов (бимодальная серия, роговообманковые тоналитогнейсы, мигматитовые гнейсы и метаморфическая толща), гранодиоритовой серии, а также гнейсов и гранитов Зимбабве. Сплошной линией обведено поле гранитоидов Свазиленда возрастом 3,1 млрд. лет и моложе. *1* — трондьемитовое поле; *2* — известково-щелочное поле; *3* — бимодальная серия; *4* — роговообманковые тоналитогнейсы; *5* — мигматитовые гнейсы; *6* — метаморфическая толща; *7* — гранодиоритовая серия; *8* — диапировые тоналитовые плутоны; *9* — кварцмонцонитовые гнейсы; *10* — граниты Мушандайк (Зимбабве); *11* — Зимбабве.

Свазиленда, возраст которых определяется в 3,5 и 2,8 млрд. лет, вместе с послезеленокаменными тоналитовыми плутонами возрастом 2,7 млрд. лет перекрывают свазилендский и восточно-трансваальский натровый тренд, но другие гранитоиды возрастом 3,5 и 2,6 млрд. лет из Зимбабве ложатся на калиевый тренд (рис. 2). Это говорит о возможности циклического повторения тоналит-трондьемитового и калиевого магматизма на протяжении первого миллиарда лет геологической летописи.

Элементы-примеси. Кислые гнейсы бимодальной серии обычно содержат 50—100 млн$^{-1}$ Rb и 50—500 млн$^{-1}$ Sr и характеризуются умеренным или высоким отношением Rb/Sr (от 0,19 до 1,31). Переслаивающиеся с ними амфиболиты довольно широко варьируют по содержанию Rb (от 8 до 49 млн$^{-1}$), что, возможно, обусловлено привносом Rb из вмещающих гнейсов при диа-

генезе или метаморфизме. В роговообманковых тоналитогнейсах содержания Rb и Sr изменяются в тех же пределах, что и в кислых гнейсах бимодальной серии, но отношение K/Rb в них более высокое и более устойчивое. Мигматитовые гнейсы содержат меньше Rb (10—70 млн$^{-1}$) и больше Sr (140—620 млн$^{-1}$) и имеют более низкое отношение Rb/Sr (0,02—0,11), чем кислые бимодальные гнейсы [22].

Тоналиты диапировых плутонов содержат 30—80 млн$^{-1}$ Rb и 300—750 млн$^{-1}$ Sr при низких значениях отношения Rb/Sr. Отношение K/Rb устойчиво сохраняется в пределах 200—300 [8, 29].

Содержания Rb в гранодиоритовой серии низкие (10—61 млн$^{-1}$) и, как ни странно, понижаются с повышением содержания SiO_2. Содержания Sr

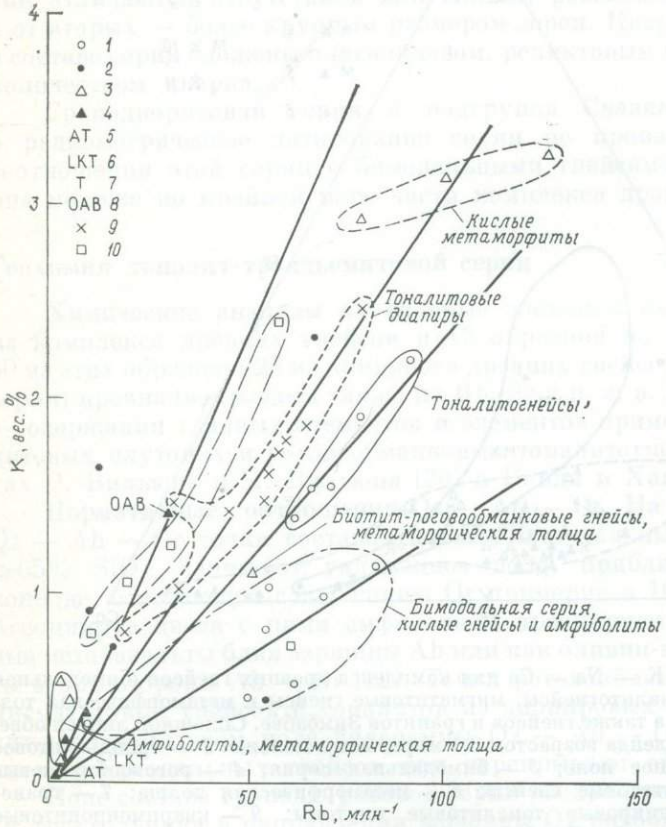


РИС. 3. Диаграмма K — Rb для различных подразделений комплекса древних гнейсов, гранодиоритовой серии и тоналитовых диапиров в сравнении с современными базальтами [22]. *1* — бимодальная серия; *2* — мигматиты; *3* — группа метаморфитов; *4* — средний базальт; *5* — абиссальный толеит; *6* — низкокалиевый толеит; *7* — толеит; *8* — щелочной оливиновый базальт; *9* — тоналитовые диапиры; *10* — гранодиоритовая серия. (Породы *5*—*8* обозначены общим значком базальта.)

высокие (414—1249 млн$^{-1}$) и также понижаются с повышением содержания SiO_2. Отношение K/Rb колеблется в широких пределах, а Rb/Sr меньше 0,09 с узким пределом колебаний [22].

В кислых гнейсах бимодальной серии четко выделяются два типа по особенностям распределения р. з. э., которые можно коррелировать с содержанием главных элементов [22]. Для первого типа характерны содержания SiO_2 менее 75%, Al_2O_3 более 14%, отношение Rb/Sr от 0,1 до 0,3 и содержания La и Ce меньше, чем в 100 раз, а тяжелых р. з. э. меньше, чем в 10 выше хондритовых при небольших положительных или отрицательных Eu-аномалиях. Кислые гнейсы второго типа с высоким содержанием SiO_2 (>75%) и низким Al_2O_3 (<14%) с отношением Rb/Sr от 0,5 до 1,3 содержат La и Ce в 100—300 раз, а тяжелых р. з. э. в 20—50 раз больше, чем хондриты, и обладают заметной отрицательной Eu-аномалией [22].

Эти высококремнеземистые гнейсы бимодальной серии редки в гнейсовых комплексах архея и, насколько известно, описаны только в комплексе Уэбб-Каньон в Вайоминге, где метариодациты переслаиваются с метатолеитами ([26, см. также гл. 17 в данном сборнике). Распределение р. з. э. в высококремнеземистых гнейсах подобно наблюдаемому в протерозойских гнейсах Туилайт в Колорадо, но с заметно большим общим содержанием р. з. э.

Амфиболиты из прослоев в бимодальных гнейсах характеризуются недифференцированным распределением р. з. э. (содержания р. з. э. менее, чем в 10 раз выше, чем в хондритах), иногда обнаруживая небольшое обеднение La и Ce и незначительную положительную Eu-аномалию [22].

Распределение р. з. э. в роговообманковых тоналитогнейсах такое же, как в кислых бимодальных гнейсах с нормальным содержанием SiO_2 (гнейсов первого типа), за исключением более пологого наклона графика в сторону тяжелых р. з. э. ($Ce_N/Yb_N^* = 6{,}2$, а для гнейса первого типа 8,7).

Для мигматитовых гнейсов характерен крутой наклон графика распределения р. з. э. ($Ce_N/Yb_N = 59{,}0$) [22]. Тоналитовые (и трондьемитовые) мигматиты, несмотря на свой мигматитовый характер, характеризуются таким же распределением р. з. э., как и немигматитовые породы того же состава [22]. Отношение K/Rb в мигматитах высокое, от 300 до 100, но корреляция содержаний р. з. э. и литофильных элементов с большими ионными радиусами не наблюдается.

В тоналитах диапировых плутонов обнаруживаются два различных типа распределения р. з. э. Содержащий роговую обманку «гранит» Каапвааль с 62,5—68,4% SiO_2 характеризуется умеренно крутым наклоном графика легких р. з. э. и пологим наклоном графика для тяжелых р. з. э., что свойственно также роговообманковым тоналитогнейсам из комплекса древних гнейсов Свазиленда [8, 22]. Лейкократовые тоналиты и трондьемиты других диапировых плутонов содержит Ce в 20—45 раз, а Yb примерно в 1,4 раза больше по сравнению с хондритами и имеют небольшую положительную или отрицательную Eu-аномалию (отношение Eu/Eu* колеблется от 0,94 до 1,2) [8]. В этом отношении они напоминают тоналиты Саганага в Миннесоте [3], за исключением того, что общее содержание р. з. э. в породах восточного Трансвааля более высокое. Наклон графиков распределения р. з. э. для тоналитов диапировых плутонов несколько круче, чем для бимодальных гнейсов первого типа, описанных выше.

В породах гранодиоритовой серии общее содержание р. з. э. с повышением содержания SiO_2 от 51,2% (габбро) вначале растет, а затем уменьшается. Графики распределения р. з. э. для габбро умеренно крутые и типичны для щелочных базальтов. Графики для пород с содержанием $SiO_2 > 54{,}7\%$ крутые и свидетельствуют о все большем обеднении всеми р. з. э., за исключением Eu [22].

Происхождение тоналит-трондьемитовой серии

Данные рекогносцировочных геологических исследований свидетельствуют, что различные тоналитовые и трондьемитовые породы в восточном Трансваале и Свазиленде имеют различные характеристики, соответствующие обстановке их нахождения. Тоналитовые и трондьемитовые породы здесь встречаются как:

1) составные части комплекса древних гнейсов, представляющих собой (а) часть бимодальной серии, (б) существенно однородные роговообманковые тоналитогнейсы и (в) мигматитовые гнейсы;

---

* Отношения содержаний, нормализованных по хондритам.— *Прим. перев.*

2) изолированные гомогенные интрузии (диапировые тоналитовые плутоны);

3) конечные члены дифференцированной (гранодиоритовой) серии.

Комплекс Древних гнейсов. Для архейских щитов характерны комплексы серых гнейсов, в которых трондьемито- и тоналитогнейсы тонко переслаиваются с амфиболитами. Отличительной особенностью этих гнейсовых комплексов является бимодальность состава. Лейкократовые слои содержат 70% SiO_2, а амфиболиты — менее 55%, породы с промежуточным содержанием SiO_2 отсутствуют или редки. Бимодальные гнейсы Свазиленда — типичные представители комплекса серых гнейсов. Столь тонкое переслаивание пород контрастного химического состава можно связать с целым рядом процессов:

1) послойная интрузия либо кислых расплавов в базальтовые породы, либо базитовых расплавов в кислые породы;

2) метаморфическая дифференциация;

3) метасоматоз in situ первично-осадочной и (или) вулканогенно-осадочной слоистой толщи путем сухой или «влажной» диффузии;

4) интенсивная деформация трондьемитовых и тоналитовых интрузий или соответствующих эффузивов, содержащих мафические дайки;

5) интенсивная деформация бимодальной дацит-базальтовой вулканической толщи;

6) Интенсивная деформация базальтовых вулканитов, интрудированных тоналитовыми и трондьемитовыми плутоническими породами.

Полевые и геохимические данные по бимодальным гнейсам Свазиленда, видимо, исключают возможность участия процессов 1, 2 и 3 в их становлении. Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в геохимически и петрографически подобных гнейсах из других районов мира говорят против их образования путем переработки древней сиалической коры [24]. Хотя для пород Свазиленда данные такого рода отсутствуют, особенности распределения р. з. э. в них и низкие значения $\delta\,^{18}O$ [7] свидетельствуют об их происхождении из мантийных источников. Однако этих данных недостаточно, чтобы сделать выбор между процессами 4, 5 и 6.

Как указывали Баркер и Арт [5], серогнейсово-амфиболитовые комплексы содержат мало пород первично андезитового состава. Видимое отсутствие андезитов эти авторы объясняют тем, что они или вообще не существовали в архее, или, если такие расплавы и генерировались, то не проникали вверх до уровня, ныне вскрытого эрозией. Далее Баркер и Арт [5] приходят к выводу, что если бы андезитовые расплавы генерировались, они были бы представлены в комплексах серых гнейсов по крайней мере столь же часто, как тоналиты и трондьемиты. Из этого следует, что андезитовые расплавы, по-видимому, совсем не образовывались в течение большей части архея, и тесная пространственная ассоциация тоналитов или трондьемитов с базальтами не является случайной, а отражает особые условия генерации расплавов этих двух типов.

В бимодальной свите представлены два главных типа тоналитовых или трондьемитовых гнейсов; каждый из них тонко переслаивается с амфиболитами. Тип, который наиболее обычен в этом и других комплексах серых гнейсов, содержит менее 75% SiO_2, имеет низкое отношение Rb/Sr и сильно обеднен тяжелыми р. з. э. Модели генерации таких расплавов основываются на фракционировании водосодержащей базальтовой магмы [4], частичном плавлении кварцевого эклогита [2, 3] и частичном плавлении амфиболита [5]. Последняя модель более предпочтительна, поскольку раннеархейские комплексы, видимо, не содержат эклогитов, тогда как амфиболиты в них обычны. Амфиболиты бимодальной серии Свазиленда содержат небольшой процент кварца, но гранат в них редок. При частичном плавлении такого

амфиболита кварц, плагиоклаз и часть роговой обманки будут переходить в расплав, а избыток анортитового компонента плагиоклаза будет переходить в остаточную роговую обманку [17, 13, 14]. Остаток, таким образом, окажется существенно роговообманковым и будет обладать высокой a_{H_2O}, что будет способствовать обеднению тяжелыми р. з. э. [5] и, возможно, снижению отношения K/Rb в кислых гнейсах.

Второй высококремнеземистый тип гнейсов бимодальной серии в архейских гнейсовых комплексах редок. Условия образования гнейсов этого типа мало изучены. Для гнейсов Уэбб-Каньон [6] предполагается частичное плавление относительно обогащенного р. з. э. базальта с образованием остатка, не содержащего ни граната, ни роговой обманки. В Свазиленде эти высококремнеземистые гнейсы тонко переслаиваются с нормальными кислыми гнейсами и амфиболитами, так что нет оснований предполагать для них особый источник, существовавший одновременно с другим источником, из которого сформировались нормальные гнейсы. Таким образом, их происхождение остается загадкой.

Геохимические и геохронологические данные [10, 22] не позволяют коррелировать или отождествлять бимодальные гнейсы с постонервахтскими диапировыми плутонами. Показательно присутствие среди бимодальных гнейсов небольших, имеющих северо-восточную ориентировку, линз нерассланцованных кварцевых монцонитов, изотопный возраст которых 3,2 млрд. лет, а первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7048$. Эти породы по химизму подобны позднеархейским кварцевым монцонитам Миннесоты, которые, по представлениям Арта и Хансона [3], основанным на содержаниях Rb, Sr и р. з. э., образовались в результате 20—25-процентного плавления метаграувакк, содержавших гранат и роговую обманку. В Свазиленде, где кислые гнейсы с соответствующими концентрациями Rb, Sr и р. з. э. преобладают в бимодальной свите, линзы кварцевых монцонитов, по предположению Хантера и др. [22], образовались в результате частичного плавления кислых гнейсов этой свиты, содержащих гранат и (или) роговую обманку. Образец тоналитогнейса из бимодальной серии с крайне недифференцированным распределением р. з. э. и низкими концентрациями р. з. э. в целом может соответствовать остатку, образовавшемуся при плавлении по модели Арта и Хансона [3]. Высокое начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ говорит о коровом происхождении, а возраст — о генерации кварцмонцонитовой магмы в течение поздних проявлений деформации в бимодальной свите, имевших восточно-северо-восточную ориентировку, которые, возможно, развивались одновременно с внедрением тоналит-трондьемитовых диапиров (возрастной диапазон 3,3—3,2 млрд. лет [25]) в породы надгруппы Свазиленд. Кислые гранулиты с низким начальным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, образовавшиеся 3,7 млрд. лет назад, при частичном плавлении могли дать расплавы с такими же отношениями изотопов Sr, как у кварцевых монцонитов, имеющих возраст 3,2 млрд. лет. Хотя этот аргумент не доказывает большей древности бимодальной серии, присутствие кварцевых монцонитов такого возраста накладывает дополнительные ограничения на всякую модель генезиса бимодальной серии, предполагающую простое послойное или секущее внедрение тоналитовой магмы в базальные толщи группы Онвервахт.

Существенно однородные роговообманковые тоналитогнейсы, видимо, представляют собой сильно деформированные тоналитовые интрузии в бимодальных гнейсах; их возраст 3,39 млрд. лет, начальное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7006$ [10]. Геохимия роговообманковых тоналитогнейсов такая же, как и других интрузий, генезис которых объясняют частичным плавлением метабазальта или эклогита [3, 8]; подобное же происхождение можно предполагать для свазилендских пород. Однако применение этих моделей ограничено тем, что в Свазиленде не обнаружено подходящих исходных пород.

Мигматитовые гнейсы из центрального Свазиленда имеют тоналитовый и трондьемитовый состав. Несмотря на их мигматитовый и небулитовый характер, спектр содержаний р. з. э. в них такой же, как в немигматитовых породах того же состава [22]. Два образца из анализированных мигматитов показали крутой наклон графика распределения р. з. э. с небольшой или значительной положительной Eu-аномалией, тогда как третий образец мигматита имеет отрицательную Eu-аномалию и обогащен всеми р. з. э. Корреляции в содержаниях р. з. э. и литофильных элементов с крупными ионами не наблюдается [22]. Мигматиты центрального Свазиленда имеют заметно более высокие значения $\delta\ ^{18}O$ ($\overline{x} = 8{,}6‰$), чем гнейсы бимодальной свиты ($\overline{x} = 6{,}9‰$) [7]. Их геохимия не позволяет говорить ни об их образовании в результате частичного плавления пород бимодальной серии, ни о том, что они представляют собой остаток от такого плавления. Может иметь значение их приуроченность непосредственно к контакту интрузивной гранодиоритовой серии, однако на данном этапе нельзя предложить удовлетворительного объяснения их генезиса.

Диапировые плутоны тоналитов. Интрузии этого типа, представленные как роговообманковыми, так и лейкократовыми разностями, моложе группы Онвервахт: их возраст от 3,31 до 3,32 млрд. лет [25], причем более молодыми являются лейкократовые плутоны. Модели генезиса, предложенные для пород подобного состава, основываются на: 1) частичном плавлении матабазальта в присутствии воды, за которым следует дифференциация на более высоких уровнях коры в результате котектической кристаллизации кварца и полевого шпата [5]; 2) частичном плавлении эклогита, имеющего состав среднего архейского толеита [2 3, 8]; 3) частичном плавлении амфиболита [22]. Диапировые тоналитовые плутоны приурочены к периферии зеленокаменного пояса Барбертон, где базальты широко распространены. Если эти базальты были метаморфизованы с превращением в амфиболиты и погружены при деформациях до глубин, где могло происходить частичное плавление, это объяснило бы тесную пространственную связь диапировых тоналитовых плутонов с зеленокаменным поясом Барбертон. Пока невозможно сделать выбор между этой моделью и моделью, предусматривающей частичное плавление эклогита, получившегося в результате погружения остывающей мантийной струи, которая первоначально могла быть источником мафитовых вулканитов группы Онвервахт [18]. Низкие содержания р. з. э. в лейкократовых тоналитах диапировых плутонов можно объяснить либо аккумуляцией кварца и плагиоклаза с обеднением расплава всеми р. з. э., кроме Eu, либо фракционированием расплава с удалением роговой обманки, которая может быть ликвидусной фазой при низких (<70%) содержаниях SiO_2. Отсутствие заметной Eu-аномалии означает, что фракционирование полевого шпата не играло ведущей роли в генезисе этих пород.

Гранодиоритовая серия. Гранодиоритовая серия является плутонической; она более молодая, чем комплекс древних гнейсов, и варьирует по составу от габбро до высокоглиноземистого трондьемита. Распределение р. з. э. в них такое же, как в габбро-трондьемитовой серии района Уусикаупунки — Каланти в Финляндии [4], за исключением того, что содержания легких р. з. э. в гранодиоритовой серии в несколько раз выше. Серия Уусикаупунки содержит более полный набор пород промежуточного состава, чем гранодиоритовая серия. Гольдшмидт [11] и Хиетанен [16] полагали, что трондьемитовые и тоналитовые магмы генерировались путем дифференциации водосодержащей базальтовой магмы. Эта модель подкрепляется новыми изотопными и химическими данными [4]. Хантер [20] предположил, что гранодиоритовая серия образовалась в результате дифференциации, но для объяснения больших объемов тоналитов и трондьемитов привлек и ассимиляцию вмещающих пород. Новые данные по химизму [22] говорят

в пользу дифференциации, но не ассимиляции вмещающих пород. Отсюда следует вывод, что гранодиоритовая серия образовалась при дифференциации относительно богатой водой умеренно щелочной базальтовой магмы, в которой главными осаждающимися фазами были роговая обманка и отчасти биотит. Структурные особенности гранодиоритовой серии заставляют считать, что она внедрилась синкинематически со складчатостью восточно-северо-восточного направления в надгруппе Свазиленд.

Заключение и обсуждение

В Свазиленде и прилегающих районах восточного Трансвааля тоналитовые и трондьемитовые породы составляют главную часть сиалического компонента коры возрастом более 3,1 млрд. лет. Расплавы, из которых эти породы кристаллизовались, могли появиться либо в результате фракционирования водосодержащей более мафической магмы с преимущественным осаждением роговой обманки, либо при частичном плавлении амфиболита или эклогита с роговой обманкой и (или) гранатом в качестве остаточной фазы.

Геохимические данные [22] явно исключают прямую аналогию между архейскими тоналит-трондьемитовыми сериями и кайнозойскими породами островных дуг или активных континентальных окраин. Кислые бимодальные гнейсы имеют крутой наклон графиков распределения р. з. э. в противоположность пологим графикам, характерным для дацитовых пород современных островных дуг. Амфиболиты из прослоев в этих гнейсах по особенностям распределения р. з. э. сходны с современными океаническими толеитами, но содержат меньше Ti и обладают более низким отношением K/Rb, чем толеиты. Последняя особенность, возможно, отражает привнос Rb из окружающих кислых гнейсов при диагенезе или метаморфизме.

Изотопные данные для бимодальных гнейсов Свазиленда отсутствуют, но подобные же гнейсовые комплексы других регионов характеризуются низкими начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ [24]. Низкие средние величины $\delta\,^{18}O$ (5,9—7,2‰), свойственные кислым бимодальным гнейсам, интерпретируются как указание на образование этих пород из мантийного материала посредством магматических и метаморфических процессов, но без участия выветривания [7, 22]. Отсюда следует, что на территории восточного Трансвааля и Свазиленда до образования бимодальной свиты не существовало более древней континентальной коры. В таком случае модель образования этой свиты должна предусматривать раннюю стадию возникновения очень неустойчивой водосодержащей литосферы и коры. Частичное плавление материала мантии, начавшееся, вероятно, в связи с увеличением теплового потока на отдельных участках, приводило к генерации базальтовых расплавов, продукты кристаллизации которых в конечном счете сохранились в виде относительно мощных скоплений, когда возросла стабильность литосферы и коры. Нижние части этих базальтовых толщ в ходе метаморфизма превращались в амфиболиты на сравнительно небольшой глубине вследствие крутого геотермического градиента в архее и обилия H_2O. Дальнейшее погружение приводило к частичному плавлению амфиболитов в основании этой толщи с генерацией тоналитовых и трондьемитовых расплавов, которые поднимались в силу своей меньшей плотности и проникали в залегающие выше базальты. Некоторые из этих расплавов могли изливаться, тогда как другие внедрялись в базальтовую толщу. После деформации этой ранней коры новое усиление теплового потока могло вызвать повторное плавление уже менее водосодержащей мантии, которое дало начало мафитовым и ультрамафитовым вулканитам, типичным для зеленокаменных поясов. Когда тепловой поток ослабевал, повторное частичное плавление метабазальтов

уже деформированного зеленокаменного пояса или эклогитов, образовавшихся в результате погружения остывающей мантийной струи, приводило к появлению больших объемов тоналитовых и трондьемитовых расплавов, которые поднимались и внедрялись в зеленокаменный пояс. Примерно в то же самое время более древняя серия бимодальных гнейсов подверглась дальнейшей деформации, метаморфизму и частичному плавлению с генерацией небольших порций кварцмонцонитового расплава, давших мелкие линзовидные массивы. Такая временна́я последовательность подтверждается ориентировкой этих массивов в восточно-северо-восточном направлении, вдоль простирания плоскостных текстур бимодальных гнейсов, в которые они внедрились.

Хотя стратиграфическое положение метаморфической толщи комплекса древних гнейсов не ясно, кажется вероятным, что кварцмонцонитовые гнейсы в этой толще также могли образоваться из расплавов, получившихся при частичном плавлении бимодальных гнейсов. Однако содержание элементов-примесей в этих кварцмонцонитовых гнейсах заставляет предполагать, что реститы, образовавшиеся после выплавления, содержали мало граната и роговой обманки или совсем их не содержали, но должны были содержать плагиоклаз. Низкоглиноземистые гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами в бимодальной серии, будучи метаморфизованы в гранулитовой фации, должны были состоять главным образом из полевого шпата, пироксена и кварца, а низкое содержание Al_2O_3 предотвратило бы появление граната. Частичное плавление гранулита такого состава могло дать расплавы, по геохимическим характеристикам в отношении элементов-примесей сходные с кварцмонцонитовыми гнейсами метаморфической толщи. Отсутствие роговой обманки служит свидетельством безводной обстановки. Присутствие пород с отношением Na/K, приближающимся к таковому в древних гнейсовых комплексах, следовательно, не обязательно связано с предшествующим седиментационным циклом: отложением граувакк, глин или другого подходящего исходного материала. Таким образом, первичная континентальная кора могла быть сформирована без существенного участия осадочного материала. Рост континентов на ранней стадии могли обеспечивать одни магматические и метаморфические процессы.

Из Южной Африки поступает все больше и больше свидетельств того, что развитие коры до 2,6 млрд. лет назад включало ряд крупных и повторяющихся тектонотермальных событий [30], в течение которых генерация базальтовых, тоналитовых, трондьемитовых и кварцмонцонитовых расплавов была ведущим фактором. На территории восточного Трансвааля и Свазиленда цикл состоял из 1) образования комплекса бимодальных гнейсов, 2) вулканизма зеленокаменного пояса, 3) внедрения диапировых тоналитов и 4) внедрения кварцевых монцонитов. Данные по Зимбабве подтверждают эту концепцию. Там древние бимодальные гнейсы ассоциируются с реликтами мафитовых вулканитов и прорваны гранитами Мушандайк 3,5 млрд. лет назад. Образование затем 2,9 млрд. лет назад бимодальных гнейсов с низким начальным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$, вероятно, связано во времени с вулканизмом «зеленокаменного типа» и внедрением диапировых тоналитовых плутонов. Эти зеленокаменные комплексы и гранитоиды отделяются четким несогласием от зеленокаменных вулканитов, диапировых тоналитовых плутонов и кварцмонцонитовых интрузий, связанных с третьим циклом, завершившимся 2,6 млрд. лет назад [30]. Хоксворд и др. [12] отметили, что образование бимодальных гнейсов, зеленокаменных поясов и послезеленокаменных тоналитовых плутонов третьего цикла произошло на протяжении периода в 200 млн. лет или меньше. Если дальнейшие геохронологические исследования подтвердят такой относительно короткий промежуток времени, требуемый для завершения этого и других тектонотермальных циклов, это будет

означать, что новая кора образовывалась со скоростью, допускавшей наложение последовательных циклов, которые могли быть телескопированными или незавершенными. Отдельные циклы могут быть в таком случае неразличимыми.

Создание полной тектонической модели, объясняющей эволюцию архейской коры на территории Свазиленда и восточного Трансвааля, сдерживается нехваткой геохронологической и другой геологической информации. Но аналогия с другими раннеархейскими комплексами Южной Африки позволяет предполагать, что образование континентальной коры в основном произошло в период от 3,7 до 2,6 млрд. лет назад в ходе серии повторявшихся циклов. Каждый из них начинался с бимодального и (или) базальтового вулканизма и тоналитового интрузивного магматизма в условиях присутствия воды, затем следовали деформация с образованием комплекса серых гнейсов, вулканизм зеленокаменного пояса, тоналитовый и трондьемитовый интрузивный магматизм в пределах этого пояса и, наконец, внедрение кварцевых монцонитов. Пока еще не ясно, какое место в этой последовательности событий занимает гранодиоритовая серия, поскольку она встречена и описана лишь в единственном месте — в Свазиленде и не датирована радиометрически.

Пока еще нельзя установить, сколько циклов представлено в Свазиленде, но, рассматривая в общем территорию Зимбабве, Свазиленда и восточного Трансвааля, можно выделить следующие три цикла:

Цикл I. Бимодальные гнейсы и реликты мафических вулканитов в Зимбабве, интрудированные гранитами Мушандайк, завершившими цикл 3,5 млрд. лет назад.

Цикл II. Бимодальные гнейсы комплекса Древних гнейсов Свазиленда, зеленокаменный пояс Барбертон, тоналитовый интрузивный магматизм, завершившийся 3,2 млрд. лет назад.

Цикл III. Бимодальные гнейсы, зеленокаменные пояса (двух возрастов?), тоналитовый интрузивный магматизм, завершившийся 2,7 млрд. лет назад. Этот цикл, возможно, охватывает 200 млн. лет или меньше.

Приведенная характеристика циклов является предварительной, поскольку геохронологических данных еще недостаточно для датировки всей последовательности событий, перечисленных в первых двух циклах. Что установлено более определенно, так это ведущая роль, которую играли в раннеархейском формировании коры Южной Африки тоналитовые и трондьемитовые породы, происходящие из мантийных источников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anhaeusser C. R.*, The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa, Phil. Trans. R. Soc. Lond., A273, 359—388, 1973.
2. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths, Contrib. Miner. Pet., 37, 161—174, 1972.
3. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325—362, 1975.
4. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas, в печати.
5. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, Geology, 4, 596—600, 1976.
6. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1.7-1.8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico, geochemistry and depths of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87: 189—198, 1976a.
7. *Barker F., Friedman I., Hunter D. R., Gleason J. D.*, Oxygen isotopes of some trondhjemites, siliceous gneisses and associated mafic rocks, Precambrian Res., 3, 547—557, 1976b.
8. *Condie K. C., Hunter D. R.*, Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa, Earth Planet. Sci. Lett., 29, 389—400, 1976.

9. *Davies R. D., Allsopp H. L.*, Strontium isotopic evidence relating to the evolution of the lower Precambrian crust in Swaziland, Geology, 4, 553—556, 1976.
10. *Davies R. D. Allsopp H. L., Erlank A. J., Manton W. I.*, Sr-isotope studies on various layered mafic intrusions in southern Africa, Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 1, 576—593, 1970.
11. *Goldschmidt V. M.*, Stammestypen der eruptivgesteine, Norske Vid. Skr. Krist., I Mat.-Nat. Kl., 10, 1—12, 1922.
12. *Hawkesworth C. J., Moorbath S., O'Nions R. K., Wilson J. F.*, Age relationships between greenstone belts and "granites" in the Rhodesian Archaean craton, Earth Planet. Sci. Lett., 25, 251—262, 1975.
13. *Helz R. T.*, Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, Pt. I Mafic phases, J. Pet., 14, 249—302, 1973.
14. *Helz R. T.*, Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb. Pt. II Melt compositions, J. Pet., 17, 139—193, 1976.
15. *Hepworth J. V.*, Report on Swaziland Project, 1970. Inst. Geol. Sci. Lond. Photogeological Unit Report, 48, 1971.
16. *Hietanen Anna.* Uber das Grundgebirge des Kalantigebietes im sudwestlichen Finnland, Finlande Comm. Geol. Bull., 130, 105 pp., 1943.
17. *Holloway J. R., Burnham G. W.*, Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure, J. Pet., 13, 1—29, 1972.
18. *Hunter D. R.*, The Precambrian terrane in Swaziland with particular reference to the granitic rocks, Unpublished Ph. D. thesis, Univ. of the Witwatersrand, Johannesburg, 1968.
19. *Hunter D. R.*, The Ancient Gneiss Complex in Swaziland, Trans. Geol. Soc. S. Afr., 73, 107—150, 1970.
20. *Hunter D. R.*, Granitic rocks of the Precambrian in Swaziland, *in* Lister L. A., ed., Symposium on granites, gneisses and related rocks, Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 3, 131—145, 1973.
21. *Hunter D. R.*, Crustal development in the Kaapvaal craton, Pt. 1, The Archean, Precambrian Res., 1, 259—294, 1974.
22. *Hunter D. R., Barker F., Millard H. T., Jr.*, The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland, a preliminary study, Precambrian Res., в печати.
23. *Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.*, The granite system at pressure of 4 kb to 10 kilobars, J. Geophys. Res., 69, 759—773, 1964.
24. *Moorbath S.*, Age and isotope constriants for the evolution of Archean crust, *in* Windley B. F., ed., The early history of the Earth. (John Wiley and Sons, Ltd., London), 351—360, 1976.
25. *Oosthuyzen E. J.*, The geochronology of a suite of rocks from the granitic terrane surrounding the Barberton Mountain Land, Unpublished Ph. D. thesis, Univ. of Witwatersrand, Johannesburg, 1970.
26. *Reed J. C., Jr., Zartman R. E.*, Geochronology of Precambrian rocks of the Teton Range, Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 561—582, 1973.
27. *Tuttle O. F., Bowen N. L.*, Origin of granite in the light of experimental studies in the system, $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$, Geol. Soc. Am. Mem., 74, 153 pp., 1958.
28. *Viljoen M. J., Viljoen R. P.*, A proposed new classification of the granitic rocks of the Barberton region, Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ., 2, 152—180, 1969a.
29. *Viljoen M. J., Viljoen R. P.*, The geochemical evolution of the granitic rocks of the Barberton region, Geol. Soc. S. Afr. Spec. Pub., 2, 189—218, 1969b.
30. *Wilson J. F., Bickle M. J., Hawkesworth C. J., Martin A., Nisbet E. G., Orpen J. L.*, Granite-greenstone terrains of the Rhodesian Archaean craton, Nature, 271, 23—27, 1978.

Глава 10

Петрохимия и тектоническое положение плутонических пород провинции озера Верхнего в Манитобе

И. Ф. Эрманович, У. Д. Мак-Ритчи и У. Н. Хаустон

Краткое содержание

Вариации содержаний петрогенных элементов приблизительно в 850 образцах плутонических и вулканических пород из различных формаций провинции озера Верхнего, Манитоба, рассматриваются в связи с их тектоническим положением в субпровинциях Инглиш-Ривер, Учи, Беренс и Сачиго. Проведено сравнение тоналитовых пород древней серии (докеноранской и раннекеноранской), пространственно связанной с зеленокаменным поясом, с породами более молодой (кеноранской) неметаморфизованной серии, которая распространена в районах, расположенных между вулканическими поясами и занимающих значительные площади. Диаграммы AFM, K — Na —| Ca и Q — Ab — Or использованы для выявления трондьемитового (натрового) или известково-щелочного (калиевого) трендов дифференциации серий магматических пород из различных субпровинций.

Большинство магматических пород субпровинции Учи, метаплутонические породы субпровинции Беренс и плутонические и метаплутонические породы субпровинции Сачиго обладают хорошо выраженным трондьемитовым (натровым) трендом дифференциации. Вулканические и массивные плутонические породы субпровинций Беренс и Сачиго характеризуются известково-щелочным трендом. Обогащение натрием, обусловленное метаморфическими изменениями, отсутствует; исключение составляют породы субпровинции Инглиш-Ривер. Исходными породами, из которых во время метаморфизма могли образоваться как калиевые, так и натровые магмы, могли быть все супракрустальные породы северной части этой провинции, образовавшиеся в эвгеосинклинальных условиях.

Плутонические породы западной части провинции озера Верхнего, характеризующиеся трондьемитовым трендом, по своему тектоническому положению рассматриваются как высокотемпературные магматические дериваты, связанные с мощной «гранитной» корой, перекрывающей «базальтовый» слой. В общем для плутонических пород запада провинции озера Верхнего устанавливается закономерное изменение состава во времени от натровых тоналитов и гранодиоритов до тоналитов и гранитов.

Введение

В настоящей работе мы попытались установить различия между широко развитой ранней серией тоналитогнейсов, пространственно связанной с зеленокаменными поясами, и более поздней серией неметаморфизованных известково-щелочных пород, которые распространены на значительных площадях между вулканическими поясами провинции озера Верхнего. Однако серия гнейсов Инглиш-Ривер представляет собой уникальное образование, в котором генерация магмы может быть связана с характером региональной метаморфической зональности в пределах эвгеосинклинальной структуры. Изучен район, расположенный между 50 и 54° с. ш. в Манитобе, в который входят

I. F. Ermanovics, Geological Survey of Canada, 588 Booth Street, Ottawa, Canada K1A OE4; *W. D. McRitchie*, Geological Services Branch, 993 Century Street, Winnipeg, Canada R3H OW4; *W. H. Houston*, Geological Survey of Canada, 588 Booth Street, Ottawa, Canada K1A OE4.

(с юга на север) следующие субпровинции: гнейсовый пояс Инглиш-Ривер, вулканический пояс Учи, пояс батолитов Беренс и вулканический пояс Сачиго. Хотя весь наш фактический материал относится к территории Манитобы, последние работы [4, 5, 20, 31] свидетельствуют о том, что большинство выводов вполне приемлемо для прилегающих к ней с востока площадей провинции Онтарио.

Данные собраны из двух источников, на которые в соответствующих местах в тексте имеются ссылки. Один из источников — это публикация 71-1 Горного отдела Манитобы [32], в которой детально рассмотрена геология вулканитов Учи и гнейсового пояса Инглиш-Ривер в Манитобе. Второй источник данных содержит сведения о районе, расположенном между 51 и 54° с. ш. в Манитобе, который был закартирован Эрмановичем в масштабе 1 : 250 000; обобщение данных по этому району произведено Эрмановичем и Дейвисоном [15]. Образцы для анализов отбирались традиционным способом с целью решения как отдельных петрологических проблем, так и для региональных обобщений. Например, данные по химизму вулканогенных тоналитов из комплекса Учи первоначально собирались для характеристики измененных зон золоторудных месторождений [40], тогда как на территории между 51 и 52° с. ш., где расположены субпровинции Учи и Беренс, пробы отбирались с площади 12 950 кв. км для анализа изменения химизма пород по схеме случайного опробования.

Анализы выполнены в 1970—1974 гг. в лабораториях Геологической службы Канады, отдела наук о Земле университета Манитобы, Управления по делам горнорудной промышленности и природных ресурсов Манитобы. Для определения петрогенных элементов и элементов-примесей были использованы различные «улучшенные методы» быстрых аналитических определений, такие, как рентгеновская флуоресценция, атомная абсорбция, оптическая эмиссионная спектрометрия. Сведения об этих методах можно найти в цитируемой литературе.

Терминология

Породы названы в соответствии с рекомендациями Международной подкомиссии по классификации магматических пород [41]. Под трондьемитом понимается лейкократовый тоналит с цветовым индексом 10% или менее. 10%-ному содержанию модальных темноцветных минералов соответствует $FeO + 0{,}9\ Fe_2O_3 + MgO \simeq 3$ (гл. 1 данного сборника). Граница между гранодиоритом и тоналитом проходит по 90%-ному содержанию модального плагиоклаза в сумме полевых шпатов, что примерно соответствует 2% K_2O в породе. Диорит отличается от габбро по количеству анортитовой составляющей в плагиоклазе — в диорите она менее 50%. Для ортогнейсов этот критерий применим с трудом, в связи с чем используются данные нормативных составов. При полевых исследованиях использовались названия пород, основанных на модальном составе.

Количество нормативного анортита и «цветовой индекс» Ирвина и Барагара [23] использовались следующим образом: базальт = габбро, андезит = кварцевый диорит и диорит, дацит = тоналит и гранодиорит и риолит = гранит. Средние составы пород по Нокколдс [34] перенесены на диаграмму нормативных составов, рис. 1. Тоналиты, которые изучались в данной работе, на диаграмме занимают область от поля среднего дацита до поля андезита.

Попытки сравнения модального и нормативного составов в координатах QAP, за исключением одного случая, когда было выявлено хорошее схождение этих данных, не предпринимались (рис. 1).

Термин «батолит» используется не в генетическом смысле, а применительно к крупным пространствам, на которых обнажаются сравнительно однородные гранитные породы. В тектоническом отношении такие области отличают-

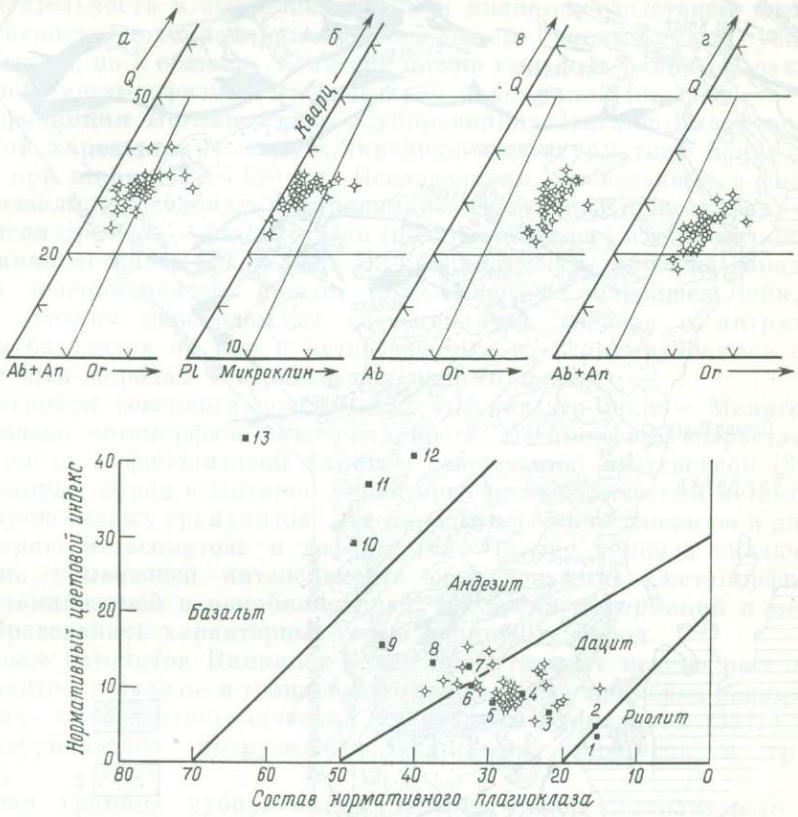


РИС. 1. Модальный (рис. 1, *б*, Q — кварц, Pl — плагиоклаз) и нормативный (рис. 1, *а*, *в* и *г*) составы пород плутона Росс-Ривер вулканического пояса Райс-Лейк. Данные для построения диаграммы на рис. 1, *а* получены с учетом нормативных биотитов и роговой обманки (присутствующих в породах), они указывают на смещение поля составов в область тоналитов, что согласуется с диаграммой 1, *б*. Данные для диаграммы 1, *б* заимствованы у Паулуса и Тернока [3]. Средние составы пород по Нокколдс [34]: *1* — биотитовый гранит; *2* — средний щелочной гранит; *3* — биотитовый адамеллит; *4* — биотитовый тоналит; *5* — биотитовый гранодиорит; *6* — средний гранодиорит; *7* — роговообманково-биотитовый диорит; *8* — средний тоналит; *9* — роговообманково-биотитовый тоналит; *10* — роговообманково-биотитовый диорит; *11* — средний диорит; *12* — средний тоналитовый андезит; *13* — среднее габбро.

ся от поясов супракрустальных пород и включают в себя неизмененные и метаморфизованные породы, которые были внедрены за период в 400 млн. лет.

Региональная геология

На основании особенностей тектонического строения архейские породы западной части провинции озера Верхнего были разделены на пояса, простирающиеся в широтном направлении [10, 45]. В данной статье принято разделение, предложенное Дугласом [10], и термины «субпровинция» и «пояс» использовались как взаимозаменяемые (рис. 2). Для того чтобы сопоставить развитие отдельных субпровинций, был использован единообразный подход

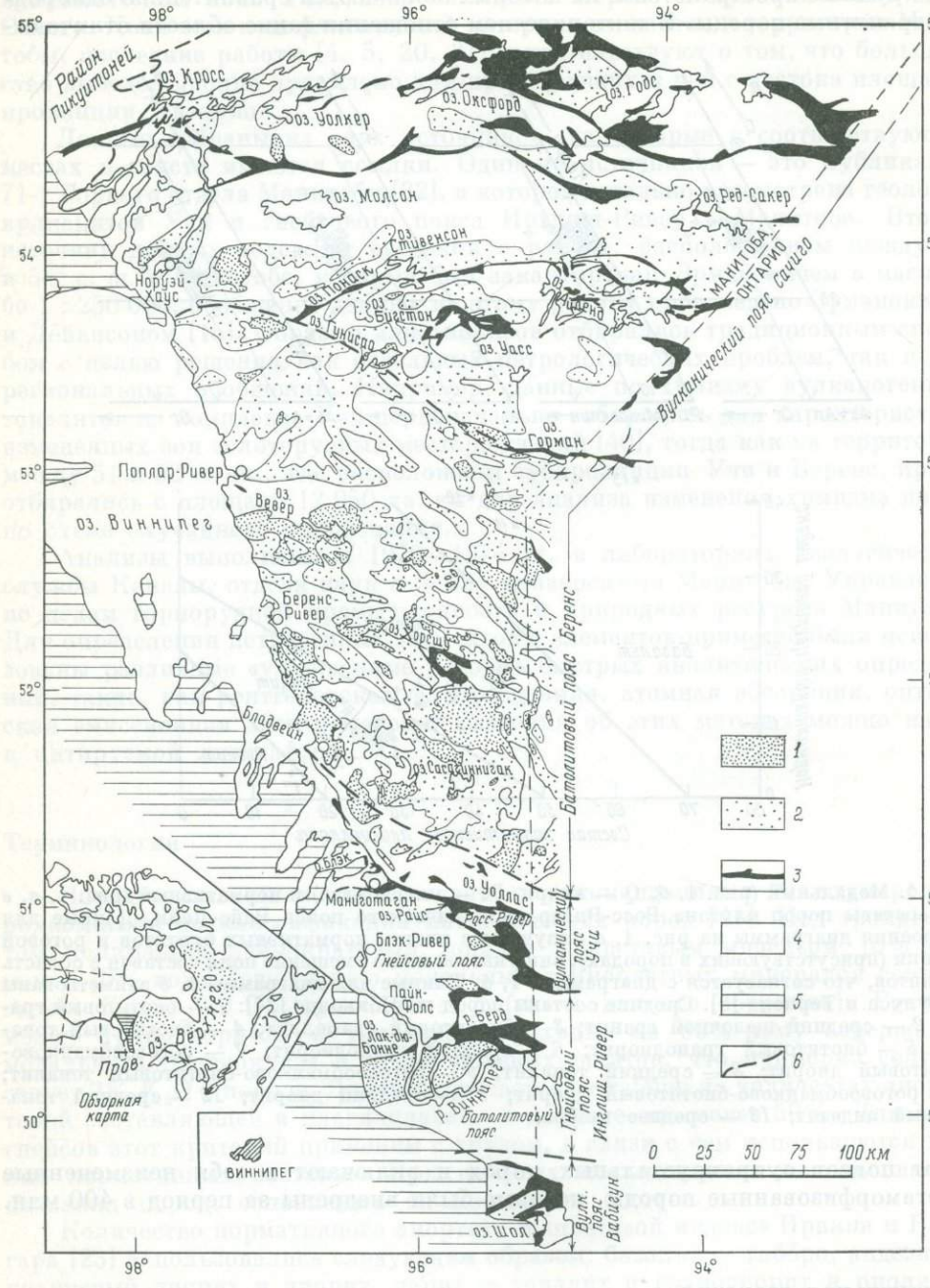


РИС. 2. Схематическая геологическая карта части провинции озера Верхнего в Манитобе. *1* — массивные граниты; *2* — массивные гранодиориты и тоналиты; *3* — зеленокаменные пояса; *4* — метаморфизованные плутонические породы (преимущественно тоналиты); *5* — фанерозойский чехол; *6* — приблизительные границы субпровинций.

(например, [20, 15]). Так, в Манитобе Мак-Ритчи [30] установил, что субпровинция Учи занимает зону дислокаций вдоль северного края эвгеосинклинали Инглиш-Ривер. Считается, что вулканическая и последующая плутоническая деятельность в субпровинции Учи является следствием тектонической активности в субпровинции Инглиш-Ривер. Границы между субпровинциями спорны, но в общем в Манитобе можно выделить районы с различной литологией, метаморфизмом и характером деформаций [32, 15].

Субпровинция Инглиш-Ривер. Субпровинция Инглиш-Ривер представляет собой хорошо выраженную линейную структуру типа пояса длиной 1200 км при ширине 32—130 км. Исследования, проведенные в последнее время, позволили расчленить субпровинцию на северный пояс супракрустальных гнейсов Эр-Фолс — Маниготаган (подвижный пояс) и южный пояс батолитов Виннипег-Ривер [31, 4, 22, 3]. Граница между ними на западе маркируется зеленокаменным поясом Берд-Ривер — Сепарейшен-Лейк, а на востоке — резким переходом от катазональных гнейсов и интрузивных штоков и батолитов на юге к метаосадочным и ассоциирующимся с ними мигматитовым породам северного подвижного пояса.

Парагнейсы северного пояса (гнейсовый пояс Эр-Фолс — Маниготаган) обнаруживают метаморфическую зональность. Метаморфизм возрастает с севера на юг от амфиболитовой фации и завершается анатексисом [30, 31]. Для некоторых пород в Онтарио характерен низкобарический метаморфизм фации пироксеновых гранулитов. Эти породы пережили сложную и длительную историю метасоматоза и деформаций. Четыре периода складчатости постепенно убывающей интенсивности сопровождались метаморфической перекристаллизацией и ремобилизацией. Во время деформаций и метаморфизма образовались характерные серии гранитных пород.

В поясе батолитов Виннипег-Ривер присутствуют неясно расслоенные гранодиорито-, тоналито- и тронд'емитогнейсы (20%), примерно равные количества син- и позднетектонических интрузивных тоналитов (38%) и син- и посттектонических интрузивных кварцевых тоналитов и гранитов (39%) [5].

Южная граница субпровинции Инглиш-Ривер (батолитового пояса Виннипег-Ривер) с вулканической субпровинцией Вабигун имеет либо тектонический, либо интрузивный характер, наблюдаются и постепенные переходы [3].

Субпровинция Учи. В Манитобе эта субпровинция образована супракрустальными породами группы Райс-Лейк на юге и амфиболитами и тоналитогнейсами на севере. Южная граница пояса Учи с гнейсовым поясом Инглиш-Ривер маркируется породами, катаклазированными в зоне разломов, и изменением степени метаморфизма от зеленосланцевой фации в поясе Учи до амфиболитовой в поясе Инглиш-Ривер. Северная граница пояса Учи сопровождается низкой гравитационной аномалией Буге, крутым аэромагнитным градиентом и резкой или постепенной сменой литологии. Здесь полосчатые и рассланцованные тоналитовые породы и амфиболиты субпровинции Учи сохраняются в виде реликтов среди плутонов кислых пород и мигматитов субпровинции Беренс.

Породы группы Райс-Лейк субпровинции Учи простираются в виде узкой полосы от острова Блэк через озеро Виннипег в юго-юго-восточном направлении за пределы Манитобы к озеру Ред-Лейк в Онтарио. Местами в разрезе этой группы выделяются нижняя бимодальная базальт-дацитовая серия и верхняя — базальт-андезит-дацит-риолитовая серия [43, 9]. С каждым вулканическим циклом ассоциируются осадки, представленные конгломератами, аркозами, полевошпатовыми граувакками, алевролитами, песчаниками, кремнистыми сланцами, черными сланцами и железистыми кварцитами [8]. Более молодая эвгеосинклинальная формация ритмично-переслаи-

вающихся аргиллитов и граувакк перекрывает вулканические породы обеих серий.

Вулканические породы прорваны интрузиями габбро. Возможно, что внедрение силлов происходило одновременно с излияниями базальтов, а наличие одного силла с анортозитовым ядром, по-видимому, является указанием на связь с ультрабазитовыми породами [39].

Тоналиты, трондьемиты и кварцевые диориты образуют интравулканический пояс плутонов. Это конкордантные линзообразные массивы или массивы неправильной формы, расположенные к северу от площади, сложенной супракрустальными образованиями. Интравулканический пояс плутонов Росс-Ривер расположен в области интенсивных проявлений вулканизма [8], и возможно, что эти интрузии комагматичны с вулканогенными дацитами. Однако все серии вулканических пород прорваны тоналитами типа Росс-Ривер, и, следовательно, последние моложе всех эффузивных образований.

В тоналитовой серии присутствуют как породы, сохранившие первичные магматические структуры, так и полностью перекристаллизованные. На основе изотопных определений возраста было показано, что породы почти исключительно тоналитового состава внедрялись в течение периода длительностью 400 млн. лет.

Субпровинция Беренс. Субпровинция Беренс в Манитобе характеризуется широким развитием гранитных плутонических пород (96% площади) и почти полным отсутствием супракрустальных образований (4%). Данные по строению пояса обобщены Эрмановичем и Дейвисоном [15]. Ими установлено, что главные типы пород распределяются в следующих соотношениях:

$$a : b : c = 4 : 6 : 9,$$

где a — гранит (массивный), b — гранодиорит, реже тоналит и трондьемит (массивный), c — гранодиоритогнейс (мигматитовый гнейс).

Серия массивных пород (занимающая 51% площади в Манитобе) представляет собой позднекеноранские плутонические породы, которые внедрились во вмещающие толщи так же, как и в субпровинциях Сачиго и Учи. Разрез супракрустальных пород района озера Хорсшу, по-видимому, связан с этим позднекеноранским интрузивным магматизмом и может указывать на непосредственную связь между кислым интрузивным магматизмом и сопровождающим его кислым вулканизмом.

Мигматитовые гнейсы представлены рассланцованными тоналитовыми и трондьемитовыми породами, которые претерпели изменение под влиянием последовательно внедряющихся массивных гранитных пород, вследствие чего средний состав мигматитовых гнейсов отвечает гранодиориту. Местами встречаются многочисленные реликты пород амфиболитового состава, но включения метаосадочных пород редки. В современном эрозионном срезе, вероятно, обнажаются образования мезозоны и супракрустальные породы, метаморфизованные до уровня амфиболитовой фации низких давлений.

За пределами Манитобы субпровинция Беренс простирается на 400 км в Онтарио, где она постепенно выклинивается. За исключением западной части, скрытой под озером Виннипег, общая площадь выходов пород этого пояса составляет 110 334 кв. км. Более половины этой площади, по-видимому, занимают массивные граниты, гранодиориты и небольшое количество тоналитов и трондьемитов, внедренных во время кульминации кеноранской орогении. В это время (около 2500 млн. лет назад) на площади почти всей субпровинции породы были расплавлены или ремобилизованы (как и при образовании мигматитов и ранних гнейсированных тоналитов). В поясе Беренс не встречаются крупные позднекеноранские тоналитовые плутоны, которые характерны для поясов Учи и Сачиго, где они пространственно связаны с зеленокаменными поясами.

Граница между субпровинциями Беренс и Сачиго определена нечетко и зависит от использованных критериев. В региональном плане граница может быть проведена там, где площадь распространения массивов обогащенных калием плутонических пород уменьшается до 35%; в этом случае она в общем совпадает с гравитационной аномалией Буге примерно в —30 мгал, дополнительным критерием является изменение аэромагнитного градиента, совпадающее со сменой литологии и с локальными зонами катаклазированных пород.

Субпровинция Сачиго. В субпровинции Сачиго развиты супракрустальные породы, для которых характерно распространение в виде изогнутых, раздваивающихся поясов, слагающих от 10 до 15% площади всего района. Супракрустальные образования представлены небольшими по мощности разрезами вулканогенных пород, на которых несогласно залегает верхняя, преимущественно осадочная, серия. Считается, что внедрение интрузий происходило как на ранних этапах складчатости (диапиры), так и на поздних [36, 17].

Плутонические породы образуют массивы овальной формы между вулканическими поясами. Выделяются две основные серии. Наиболее древняя представлена полосчатыми и рассланцованными очковыми гнейсами тоналитового, трондьемитового и гранодиоритового состава, среди них встречаются линзы и уплощенные скиалиты амфиболитов. Некоторые части этой серии могут служить основанием супракрустальных пород. Эта наиболее древняя серия составляет от 40 до 45% всех пород. Вторая, более молодая серия состоит из массивных и слаборассланцованных пород, варьирующих по составу от кварцевого диорита до гранита, и составляет от 24 до 30% всех пород юга субпровинции Сачиго; в этой серии только 5% приходится на долю гранита. Около 10% всех пород данного пояса составляют массивные и рассланцованные мигматиты и агматиты, которые присутствуют как среди супракрустальных пород, так и среди пород батолитов. В плутонических породах можно наблюдать различную степень перекристаллизации: от неметаморфизованных гранитоидов до полностью перекристаллизованных ортогнейсов.

Различие между наиболее молодыми сериями поясов Беренс и Сачиго заключается в небольшом количестве гранитов в поясе Сачиго. Кроме того, массивные породы пояса Сачиго почти не рассланцованы, хотя местами встречаются сильно измененные разности. Еще одной особенностью пояса Сачиго является присутствие в двух местах неметаморфизованных серий диорит (± габбро) + кварцевый диорит + тоналит + трондьемит + гранит.

Региональная геофизика

Сейсмические профили [21] показывают, что промежуточные границы погружаются в то время, как граница Мохоровичича поднимается вверх под северной, сложенной гнейсами частью субпровинции Инглиш-Ривер и под субпровинцией Учи, по сравнению с соседним поясом батолитов Беренс и Виннипег (южная часть субпровинции Инглиш-Ривер, рис. 2 и 11). Таким образом, области с метаморфической зональностью, от низких до высоких (включая анатексис) ступеней метаморфизма, подстилающиеся супракрустальными породами и ассоциирующимися с ними тоналитовыми плутонами, характеризуются сравнительно тонкой корой по сравнению с участками, в которых преобладают батолиты.

На гравитационных картах над гнейсовым поясом Инглиш-Ривер наблюдаются относительно высокие аномалии Буге (от —15 до —30 мгал) по сравнению с вулканическими поясами Учи и Вабигун (от —3 до —50 мгал). Пояс Беренс так же, как и пояс Инглиш-Ривер, характеризуется высокими аномалиями Буге — от —35 до 20 мгал. К северу от пояса Беренс аномалия Буге

вновь понижается до —50 мгал. Область гравитационного минимума располагается вдоль группы тоналитовых и ортогнейсовых тел, расположенных с южной стороны узкого вулканического пояса Понаск — Стивенсон — Айленд-Лейк провинции Сачиго, что согласуется с небольшими мощностями разреза супракрустальных пород в районе Айленд-Лейк. Другой гравитационный минимум совпадает с литологической границей между калиевой субпровинцией Беренс и натровой субпровинцией Учи.

Причина гравитационных аномалий Буге не ясна. Небольшая мощность коры может объяснить увеличение гравитационной аномалии в северной части гнейсового пояса Инглиш-Ривер, но это не объясняет аномалии над южным батолитовым районом, где кора вновь утолщается. Высокие гравитационные аномалии в поясе Беренс тем более нельзя объяснить небольшой мощностью коры. Причиной может быть то, что батолитовый пояс Беренс и гнейсовый пояс Инлиш-Ривер подстилаются более плотными породами. Это могут быть пироксенсодержащие породы, подобные обнажающимся к северу от провинции Сачиго (гранулитовый пояс Пикуитоней).

Зоны интенсивного развития магматических образований и литологические комплексы, развитые на поверхности, хорошо коррелируются (см. также [3]). Аэромагнитные аномалии наиболее велики над неметаморфизованными магматическими породами и малы над зеленокаменными поясами, за исключением магнетитовых формаций. Поскольку большинство тоналитовых пород, ассоциирующихся с зеленокаменными поясами, метаморфизованы, то над этими ранними плутоническими породами наблюдаются незначительные магнитные аномалии, даже когда общее содержание железа в них выше, чем в массивных разностях (табл. 1). Тоналитовые интрузии хорошо выделяются среди супракрустальных пород по своим магнитным характеристикам, а вдоль их краевых частей имеются сгущения изолиний, что может свидетельствовать о крутых или вертикальных контактах плутонов. Массивные породы батолитовых поясов Беренс и Виннипег-Ривер характеризуются самыми высокими магнитными аномалиями, за исключением тех областей, где в них присутствуют остатки зеленокаменных поясов и где породы деформированы в результате позднего катаклаза. Реликты мигматизированных пород и зоны катаклаза, как правило, образуют линейные зоны низких магнитных аномалий.

Аэромагнитные данные, наиболее ярко отражающие строение на глубинах 6—12 км, свидетельствуют о соответствии в общих чертах глубинного и поверхностного геологического строения. Это позволяет экстраполировать поверхностную литологию на значительную глубину. Предварительные данные (Мак-Грат, Геологическая служба Канады, личное сообщение, 1978) позволяют считать, что в метатоналитовых и супракрустальных поясах породы, выходящие на поверхность, могут быть прослежены вглубь на 8—10 км, но в поясах калиевых батолитов они прослеживаются лишь на 5—7 км.

Возраст интрузивного магматизма

На основании U-Pb- и Rb-Sr-датировок основные геологические процессы, воздействию которых подверглись архейские породы западной части провинции озера Верхнего, сгруппированы в два цикла [20]. Каждый тектонический цикл, происходивший после «аккреционных суперсобытий» Мурбата [33], начинается с отложения вулканитов и осадков, затем происходят региональный метаморфизм и внедрение интрузий, далее опять следует внедрение поздне- или посттектонических гранитов. Данные U-Pb-метода (по циркону) и Rb-Sr-метода (с использованием константы распада для $^{87}Rb = 1{,}42 \times 10^{-11}$ лет$^{-1}$) показывают, что эти циклы имели место от 2760 до 2500 млн лет. назад. Это примерно совпадает с возрастом кеноранской ороге-

Таблица 1

Средний химический состав (петрогенные элементы в вес.%, элементы примеси в млн$^{-1}$) двух главных серий плутонических пород и граувакк из вулканического пояса Учи и батолитового пояса Беренс провинции озера Верхнего в Манитобе. Названия пород даны по полевым определениям и карте Эрмановича [11, 12]

	Супракрустальные метаморфизованные породы				Ранние плутонические породы				Среднее по колонкам 2, 3 и 4		Неметаморфизованные поздние плутонические породы						Среднее по колонкам 5, 6 и 7	
	Граувакки		Основные кварцевые диориты и тоналиты		Полосчатые тоналиты		Трондьемитовые и гранодиоритовые гнейсы				Тоналиты, трондьемиты и гранодиориты		Гранодиориты и граниты		Граниты			
	1	1S	2	2S	3	3S	4	4S		S	5	5S	6	6S	7	7S		S
SiO_2	64,2	3,1	60,8	2,5	67,2	2,1	68,9	2,5	65,7	4,4	65,7	2,9	67,7	2,7	71,1	2,0	68,6	3,1
Al_2O_3	17,2	1,0	17,7	0,6	16,9	0,6	17,0	0,8	17,2	0,3	17,4	0,9	16,8	0,7	15,9	0,9	16,6	0,9
TiO_2	0,57	0,10	0,64	0,11	0,43	0,08	0,3	0,11	0,47	0,17	0,50	0,18	0,42	0,20	0,25	0,08	0,37	0,19
Fe_2O_3	1,5	0,5	2,4	0,5	1,6	0,4	1,0	0,4	1,6	0,8	1,9	0,8	1,5	0,6	0,9	0,5	1,4	0,7
FeO	3,7	1,3	3,8	0,8	2,4	0,8	1,7	0,6	2,6	1,2	2,2	0,6	1,8	0,7	1,1	0,5	1,6	0,7
MnO	0,08	0,02	0,10	0,02	0,06	0,02	0,05	0,02	0,07	0,03	0,07	0,02	0,06	0,02	0,05	0,03	0,06	0,03
MgO	2,9	1,2	3,1	0,6	1,4	0,5	1,1	0,6	1,9	1,1	1,7	0,6	1,3	0,5	0,7	0,3	1,1	0,6
CaO	3,3	1,3	5,1	0,7	3,4	0,7	2,7	0,6	3,7	1,8	3,6	0,6	2,7	0,6	1,6	0,6	2,4	0,9
Na_2O	4,6	1,6	4,1	0,3	4,6	0,7	4,7	0,7	4,5	0,6	4,5	0,5	4,3	0,3	3,8	0,8	4,1	0,6
K_2O	1,9	1,0	1,9	0,8	2,0	0,7	2,4	0,8	2,1	0,8	2,3	0,7	3,2	0,5	4,5	0,6	3,5	0,9
P_2O_5	0,14	0,03	0,24	0,13	0,13	0,0	0,11	0,05	0,16	0,11	0,20	0,15	0,17	0,10	0,09	0,04	0,14	0,10
K_2O/Na_2O	0,50	0,36	0,47	0,19	0,43	0,14	0,52	0,22	0,48	0,20	0,52	0,17	0,75	0,14	1,23	0,31	0,89	0,33
Sr	487	185	629	201	416	133	460	124	512	178	563	266	574	126	386	149	510	191
Rb	51	32	60	45	55	37	63	30	61	37	69	28	99	28	140	45	110	41
Ba	435	247	566	272	526	174	560	224	556	230	642	229	839	482	883	334	832	417
Zr	168	33	196	71	227	73	170	52	190	66	215	88	214	93	183	71	204	86
V	135	30	151	26	75	29	73	82	101	69	92	29	74	29	39	20	64	32
Cr	105	68	43	16	17	14	14	19	25	22	2	27	13	9	7	5	12	12
Ni	51	23	26	21	10	8	8	9	15	16	14	15	7	6	5	2	7	7
Cu	40	15	36	39	32	23	18	11	27	28	18	9	22	29	10	6	18	23

2S — среднее квадратическое отклонение для колонки 2. Колонка 1 : 6 точек, 44 образца, 22 анализа. Колонка 2 : 10 точек, 76 образцов, 38 анализов. Колонка 3 : 10 точек, 80 образцов, 40 анализов. Колонка 4 : 24 точки, 172 образца, 86 анализов. Колонка 5 : 9 точек, 64 образца, 32 анализа. Колонка 6 : 45 точек, 296 образцов, 148 анализов. Колонка 7 : 27 точек, 160 образцов, 80 анализов.

нии. Региональный максимум метаморфизма имел место 2680 млн. лет назад [42]. По крайней мере в поясе Учи один плутон тоналитового состава имеет более древний возраст (2750 млн. лет, U-Pb-метод по циркону [27]), чем данная эпоха метаморфизма, и совпадает по времени с предполагаемой региональной вулканической активностью [20]. Два образца неметаморфизованных гранитов из пояса Беренс имеют возраст 2677 ± 160 млн. лет и 2557 ± ± 44 млн. лет соответственно (Rb -Sr-метод по породам). Возраст аналогичного гранита, определенный U-Pb-методом по циркону, составляет 2715 млн. лет [26]. Турек [42] отметил, что по постоянству датировок Rb-Sr-методом выявляется этап метаморфизма в провинции Учи и гнейсовом поясе Инглиш-Ривер, имевший место приблизительно 2500 млн. лет. назад. С этим этапом совпадает формирование калиевых пород, имеющих в Онтарио возраст 2560 млн. лет (U-Pb-определения по циркону [26]) и в Манитобе 2340 + + 100 млн. лет (Rb-Sr-определения по минералам [42]).На основании только U-Pb-определений по циркону Крог и др. [26] убедительно доказали, что главная фаза метаморфизма имеет возраст менее 2688 млн. лет в субпровинции Инглиш-Ривер и более 2715 млн. лет в субпровинциях Учи и Беренс. Независимо от того, какая изотопная система была использована для определения возраста, ясно, что калиевая магматическая активность в поясе Беренс по времени перекрывается и непосредственно следует за магматической активностью в провинциях Учи и Инглиш-Ривер.

В общем выявленные периоды тектонической активности совпадают со временем кеноранской орогении, наиболее интенсивные проявления которой имели место 2660—2680 млн. лет назад [20]. В Манитобе и Онтарио U-Pb-методом по циркону выявлены и более древние породы с возрастом около 2900—3100 млн. лет [26, 20]. Это тоналитовые плутоны и гнейсы. В районе Сен-Бей (Лак-Сёль) в батолитовом комплексе Онтарио Брейкс и Бонд [4] выделили семь фаз интрузивного магматизма, одна из которых имеет возраст 3080 млн. лет (U-Pb-определение по циркону). По их сообщению этот возраст относится к однородному тонкозернистому биотит-роговообманковому диориту, образующему включения в рассланцованных неравномерно-зернистых кварцевых диоритах, диоритах и трондьемитах.В Манитобе разнообразно деформированные порфирокластические тоналитовые и трондьемитовые гнейсы острова Блэк на озере Виннипег (пояс Учи) имеют возраст около 3000 и 2900 млн. лет соответственно (U-Pb-определения по циркону [27]). Возраст 2950 млн. лет был установлен Крогом и Дейвисом [25] для гнейсированных трондьемитов, обнажающихся вдоль северного края пояса Беренс на озере Фейворабл в Онтарио (провинция Сачиго).

В районе Лак-Сёль существование наиболее ранней по возрасту серии супракрустальных пород подтверждается наличием амфиболитовых скиалитов в древних плутонических породах. Однако для острова Блэк в Манитобе данные неоднозначны, а тоналиты тектонически перемежаются с породами ранней вулканической серии (Браун и Эрманович, готовится к публикации). По данным U-Pb-определений по циркону, наиболее молодые риолиты из вулканического разреза имеют возраст 2728 млн. лет (Уонлесс, персональное сообщение).

Для всех трех районов, где установлены плутонические породы с возрастом 3000 млн. лет, характерно, что среди этих ранних плутонических проявлений не удается обнаружить калиевых пород. Причины этого недостаточно ясны, однако вероятно, что до кеноранского времени большие количества гранитов не образовывались в основании коры.

Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ не помогли расчленить или классифицировать эти плутонические породы. Так, например, два массивных гранита из пояса Беренс имеют отношения изотопов стронция 0,7024 ± 0,0010 и 0,7010± ± 0,0020. Расслоенный тоналитовый гнейс с острова Блэк на озере Вин-

нипег, для которого U-Pb-методом по циркону установлен возраст 2900 млн. лет, а Rb-Sr-методом по породе 2674 ± 126 млн. лет, обладает отношением $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7010 \pm 0{,}0006$.

Петрохимия

В данном разделе рассматриваются главным образом три группы пород, различные по тектоническому положению: метавулканические, интрузивные (плутонические) и метаинтрузивные (метаплутонические). Для сопоставления этих групп между собой имеющиеся петрохимические данные нанесены на диаграммы AFM ($FeO + 0{,}9\ Fe_2O_3$, $Na_2O + K_2O$, MgO), Q — Ab — Or (нормативные кварц, альбит и ортоклаз) и K — Na — Ca (калий, натрий,

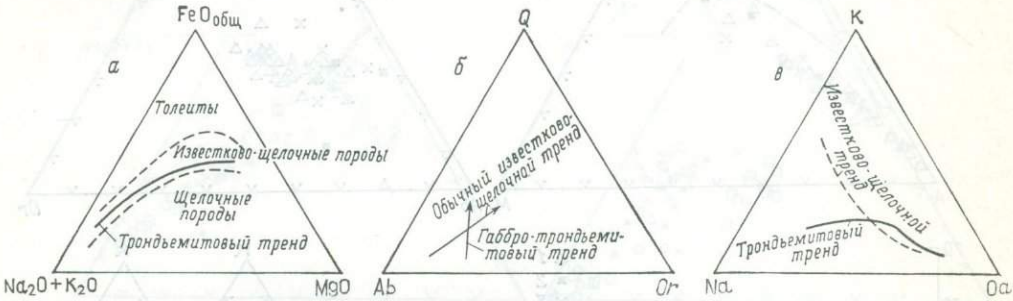


РИС. 3. Тренды известково-щелочной и трондьемитовой серий по Баркеру и Арту [2]. *а* — тройная диаграмма AFM ($FeO + 0{,}9\ Fe_2O_3$, $Na_2O + K_2O$, MgO), на которой показаны тренд габбро-трондьемитовой серии (сплошная линия) и границы полей щелочной, известково-щелочной и толеитовой серий (пунктирные линии); *б* — общие направления трендов известково-щелочной и трондьемитовой серий в координатах Q, Ab и Or (нормативные кварц, альбит и ортоклаз); *в* — тройная диаграмма K — Na — Ca (калий, натрий и кальций), на которой показаны обычный тренд пород известково-щелочной серии по Нокколдс и Аллену [35] и отчетливо натровый тренд пород трондьемитовой серии юго-западной Финляндии.

кальций). Кроме того, эти данные были использованы для того, чтобы количественно оценить, в какой степени распределение элементов в изученных комплексах соответствует обычным известково-щелочному и трондьемитовому трендам. Для решения задач данной работы принято, что трондьемитовый тренд является разновидностью известково-щелочного тренда, когда на заключительных этапах магматической или анатектической дифференциации количество Na в породах возрастает быстрее, чем K. Эти тренды показаны на диаграммах Q — Ab — Or и K — Na — Ca (рис. 3). Изменение состава пород, характеризующихся трондьемитовым трендом (от габбро до трондьемита), может быть аналогично изменению состава в прерывистых или неполных базальт-дацитовых сериях. С точки зрения этой схемы обычный известково-щелочной тренд плутонических пород (от габбро до гранита) может выразиться в образовании непрерывных, или полных, базальт-тоналитовых серий. Различия между «толеитовой» и «известково-щелочной» сериями основаны на критериях, разработанных Ирвином и Барагаром [23]. Большинство изученных плутонических пород относится к известково-щелочной серии.

Метаплутоническая серия разреза острова Блэк в субпровинции Учи. Для характеристики серии проблематичных пород с острова Блэк на озере Виннипег в поле используются названия «порфирокластический трондьемит» и «полосчатый трондьемит» [11]. Предполагается, что порфирокластические члены серии являются ортогнейсами (вероятно, гипабиссальными), в то время как полосчатые трондьемиты в обнажениях имеют особенности парагнейсов. Хотя взаимоотношения этих пород с супракрустальными образованиями не ясны, считается (Браун и Эрманович, готовится к публикации),

что они либо интрудировали породы нижних частей супракрустального разреза острова Блэк, либо вместе с ними смяты в складки.

На рис. 4 видно, что обе группы пород имеют натровые (трондьемитовые) тренды, а по валовому составу они варьируют от дацита до андезита. Гнейсы

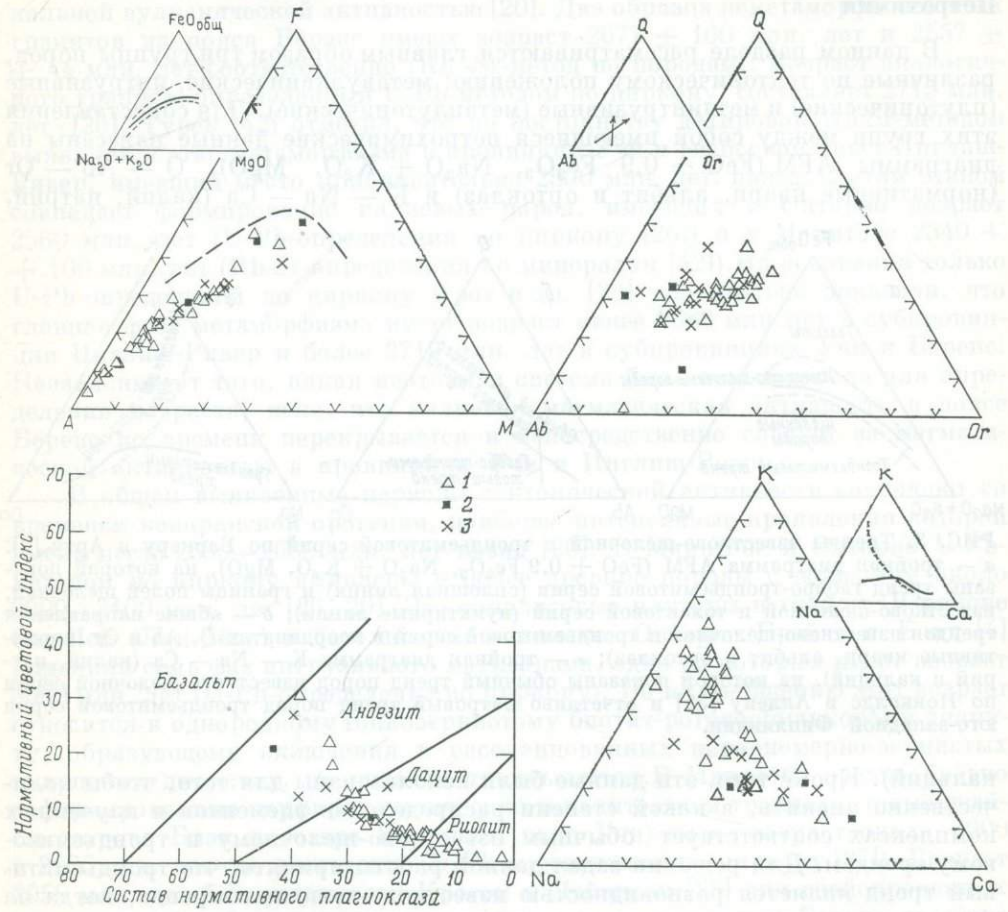


РИС. 4. Метаморфизованные тоналиты и трондьемиты острова Блэк (пояс Учи), возраст которых, определенный U-Pb-методом по циркону, составляет примерно 3,0 млрд. лет. Среди этих пород выделяются порфирокластические и полосчатые образования проблематичного происхождения, ассоциирующиеся с супракрустальными породами. Пунктирная линия на диаграмме AFM разделяет поля толеитовых и известково-щелочных пород. Диаграмма нормативный цветовой индекс — состав нормативного плагиоклаза заимствована у Ирвина и Барагара [23]. Светлые треугольники — порфирокластические тоналиты, темные квадраты — полосчатые трондьемиты.

прорваны раннекеноранскими гранитами, и с этим может быть связано обогащение отдельных проб калием и кварцем. Члены описываемой серии характеризуются следующим составом

	Порфирокластический трондьемит	Полосчатый трондьемит
SiO_2	61%	67%
Al_2O_3	15%	15%
TiO_2	0,61%	0,4%
K_2O/Na_2O	0,35	0,25

На нормативной диаграмме Ирвина и Барагара [23] они попадают в поле известково-щелочных пород. Метагаббро и метаультрабазитовые породы (главным образом перидотиты и дуниты, составы этих пород не нанесены на диаграмму) прорывают порфирокластические тоналиты и, вероятно, комагматичны с ними.

Группа плутонических пород Райс-Лейк и Росс-Ривер в провинции Учи. Приведенные здесь данные отражают связь между интрузивными и экстру-

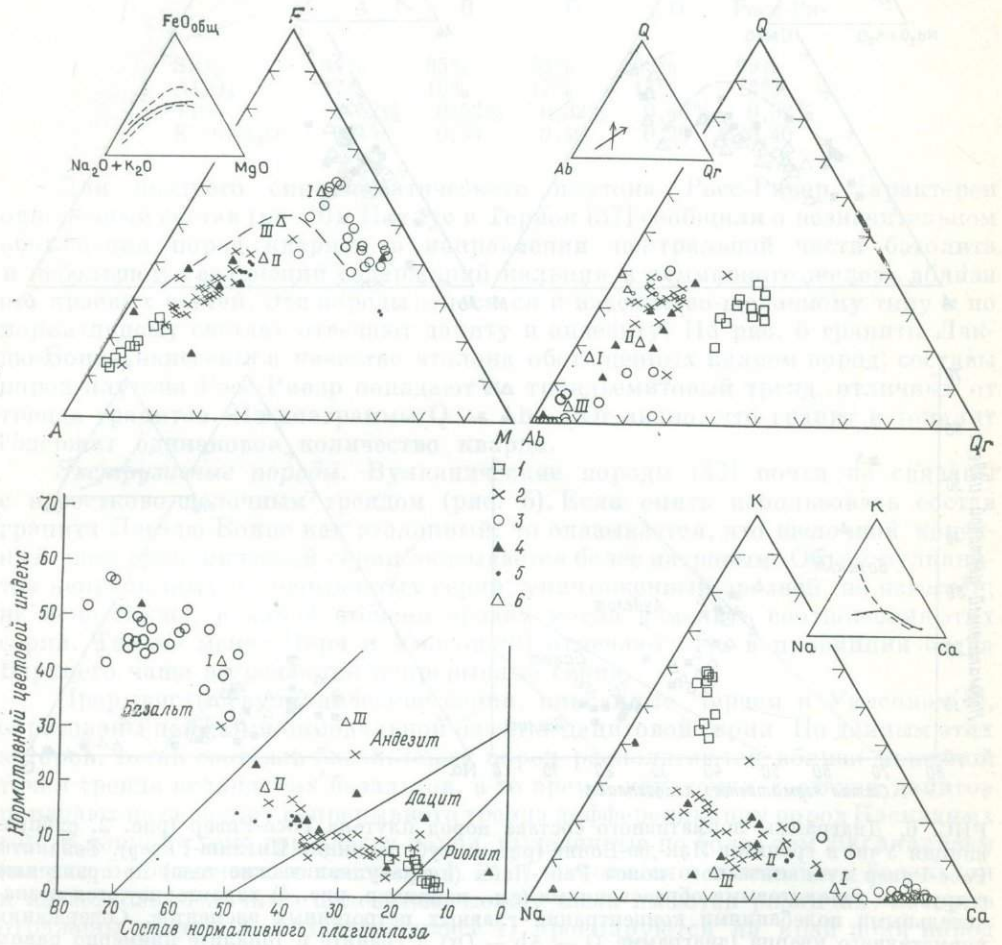


РИС. 5. Сопоставление интрузивных и вулканических пород группы Райс-Лейк пояса Учи. В качестве примера обогащенной калием известково-щелочной серии показана эволюция состава неметаморфизованных гранитов комплекса Лак-дю-Бонне из гнейсового пояса Инглиш-Ривер. На диаграммах Q — Ab — Or и K — Na — Ca видно, что эти породы в значительной степени отличаются от всех остальных образований, имеющих тронд'емитовые характеристики. *1* — граниты [30]; *2* — тоналиты [30, 29]; *3* — габбро [43, 40]; *4* — вулканические породы: непрерывные серии [44]; *5* — вулканические породы: прерывистые серии; *6* — вулканические породы; прерывистые серии, среднее по 200 анализам (*I* — базальты, *II* — дациты, *III* — гибридные андезитобазальты [9]).

зивными породами. Из диаграммы (рис. 5 и 6) следует, что обе серии имеют натровый характер по сравнению с гранитом Лак-дю-Бонне из южной части субпровинции Инглиш-Ривер, который рассматривается как пример обогащенной калием известково-щелочной породы. Тоналиты метаморфизованы в различной степени, и некоторые массивные разности (рис. 5), образцы

которых отобраны из краевой части области распространения супракрустальной серии Райс-Лейк, коррелируются со слабометаморфизованными породами интравулканического плутона Росс-Ривер [29].

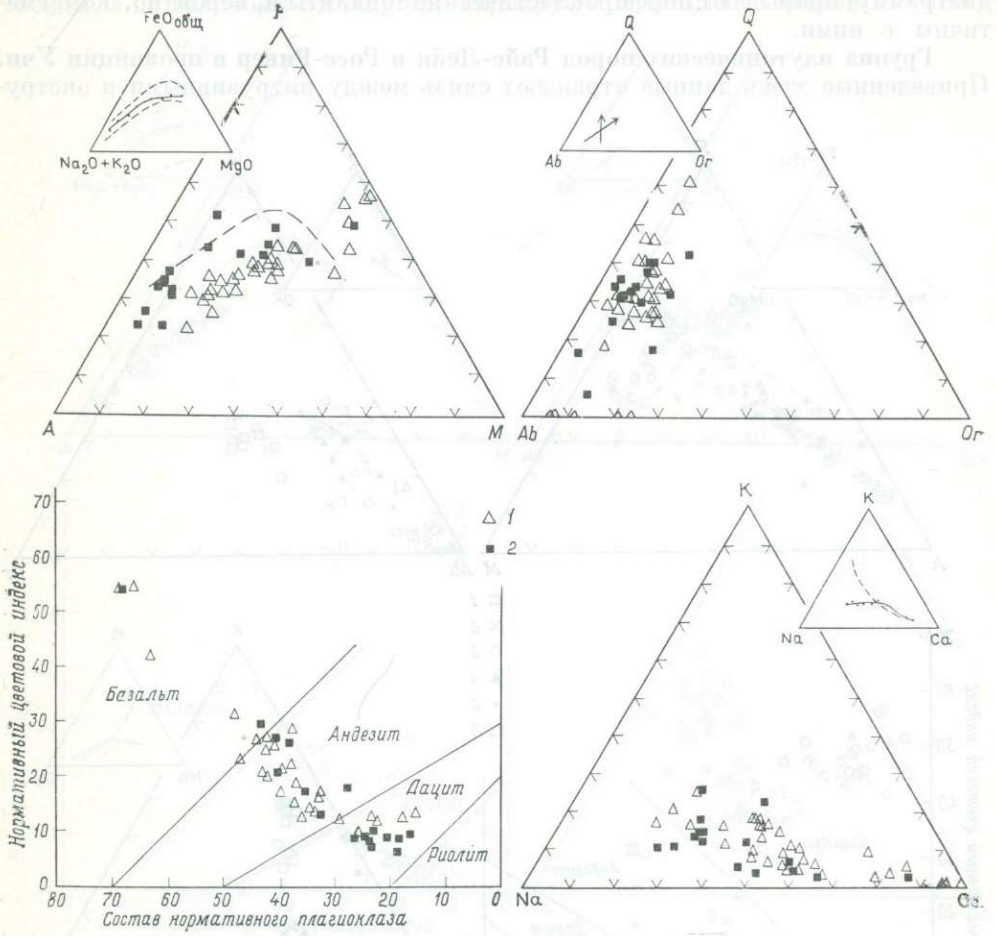


РИС. 6. Диаграммы нормативного состава пород плутона Росс-Ривер (рис. 2, субпровинция Учи) и гранитов Лак-дю-Бонне (рис. 2, субпровинция Инглиш-Ривер). Тоналиты Росс-Ривер вулканического пояса Райс-Лейк (интравулканические тела) по сравнению с другими тоналитовыми образованиями (см., например, рис. 4) характеризуются незначительными колебаниями концентраций главных петрогенных элементов. Содержания нормативного кварца (диаграмма Q — Ab — Or) в граните и тоналите примерно равны и колеблются от 20 до 38%. Отношение Na : K, отражающее степень дифференциации, для тоналита составляет 6 : 4, а для гранита равно 2 : 8 (диаграмма K — Na — Ca). Эти составы рассматриваются как представители обогащенных натрием и калием конечных членов дифференцированных трондьемитовой и известково-щелочной серий соответственно. Данные заимствованы у Паулса и Тернока [37] и Мак-Ритчи [30]. Черные треугольники — граниты Лак-дю-Бонне, светлые кружки — тоналиты плутона Росс-Ривер.

Возраст вулканической и плутонической активности не был точно установлен, однако возможно, что в этом районе присутствуют породы как с возрастом 3 млрд. лет, так и образовавшиеся после кеноранской складчатости.

Интрузивные породы. Габброиды, которые при полевых наблюдениях обнаруживают связь с вулканитами, по нормативным составам больше сходны с базальтами, имеющими обычные содержания Na, чем с породами тоналитовой серии (рис. 5). Регионально распространенные тоналиты данного района

более разнообразны по составу по сравнению с породами плутона Росс-Ривер (рис. 6), что, вероятно, отражает различную историю их эволюции. Составы этих пород, нанесенные на диаграммы нормативных компонентов, попадают в поле известково-щелочных пород дацита и андезита, а большая часть находится в области дацита. Четыре группы пород (от A до D), которые картируются как тоналиты [30, 29, 40], имеют следующий состав:

	A	B	C	D	Плутон Росс-Ривер
SiO_2	64%	65%	68%	69%	69%
Al_2O_3	17%	16%	17%	15%	16%
TiO_2	0,52%	0,52%	0,32%	0,40%	0,32%
K_2O/Na_2O	0,44	0,34	0,40	0,26	0,40

Для позднего синкинематического плутона Росс-Ривер характерен однородный состав (рис. 6). Паулус и Тернок [37] сообщили о незначительном обогащении пород кварцем в направлении центральной части батолита и небольшом увеличении содержаний кальция и суммарного железа вблизи его краевых частей. Эти породы относятся к известково-щелочному типу и по нормативному составу отвечают дациту и андезиту. На рис. 6 граниты Лак-дю-Бонне нанесены в качестве эталона обогащенных калием пород; составы пород плутона Росс-Ривер попадают на трондьемитовый тренд, отличный от тренда гранитов. Из диаграммы Q — Ab — Or видно, что гранит и тоналит содержат одинаковое количество кварца.

Экструзивные породы. Вулканические породы [43] почти не связаны с известково-щелочным трендом (рис. 5). Если опять использовать состав гранита Лак-дю-Бонне как эталонный, то оказывается, что щелочной конечный член вулканической серии оказывается более натровым. Объем вулканитов непрерывных и прерывистых серий, уничтоженный эрозией, не известен; не ясно также, в какой степени эрозия могла изменить соотношения этих серий. Тем не менее Черч и Уилсон [9] отмечают, что в провинции озера Верхнего чаще встречаются непрерывные серии.

Прерывистые вулканические серии, описанные Черчем и Уилсоном[9], образованы породами бимодальной базальт-дацитовой серии. По данным этих авторов, точки составов базальтовых пород располагаются вблизи конечной точки тренда исландских базальтов, в то время как точки составов дацитов попадают на середину непрерывного тренда дифференциации пород Каскадных гор. В данной схеме три класса пород, выделенные по более чем 200 анализам (на рис. 5 обозначенные номерами 1, 2, 3), относятся к толеитовым базальтам и известково-щелочным андезитам; между ними имеются различия, которые отражены на рис. 5. Базальты (класс 1) проецируются на край поля пород группы габбро. Андезиты (класс 2) попадают в поле щелочно-кварцевых пород. Андезиты класса 3 («гибридные андезито-базальты») проявляют тенденцию к необычному обогащению натрием (5,15 вес.% Na_2O [9]) относительно нормативного цветового индекса. Такой состав пород может быть следствием либо кристаллизационной дифференциации магмы, обогащенной натрием, либо контаминации магмы базальтового состава породами, богатыми натрием. По содержанию Na_2O эти натровые лавы мало отличаются от тоналитовых пород, в которых среднее содержание Na_2O составляет 4,5 вес.%, однако порфирокластические тоналиты острова Блэк содержат несколько меньше Na_2O (3,4 вес.%), что более соответствует андезит—дацитовым концентрациям.

В общем очевидно, что как вулканические, так и интрузивные породы происходят из толеитового источника, а составы, образовавшиеся при дифференциации, имеют натровый, а не калиевый характер. Составы тоналитовых

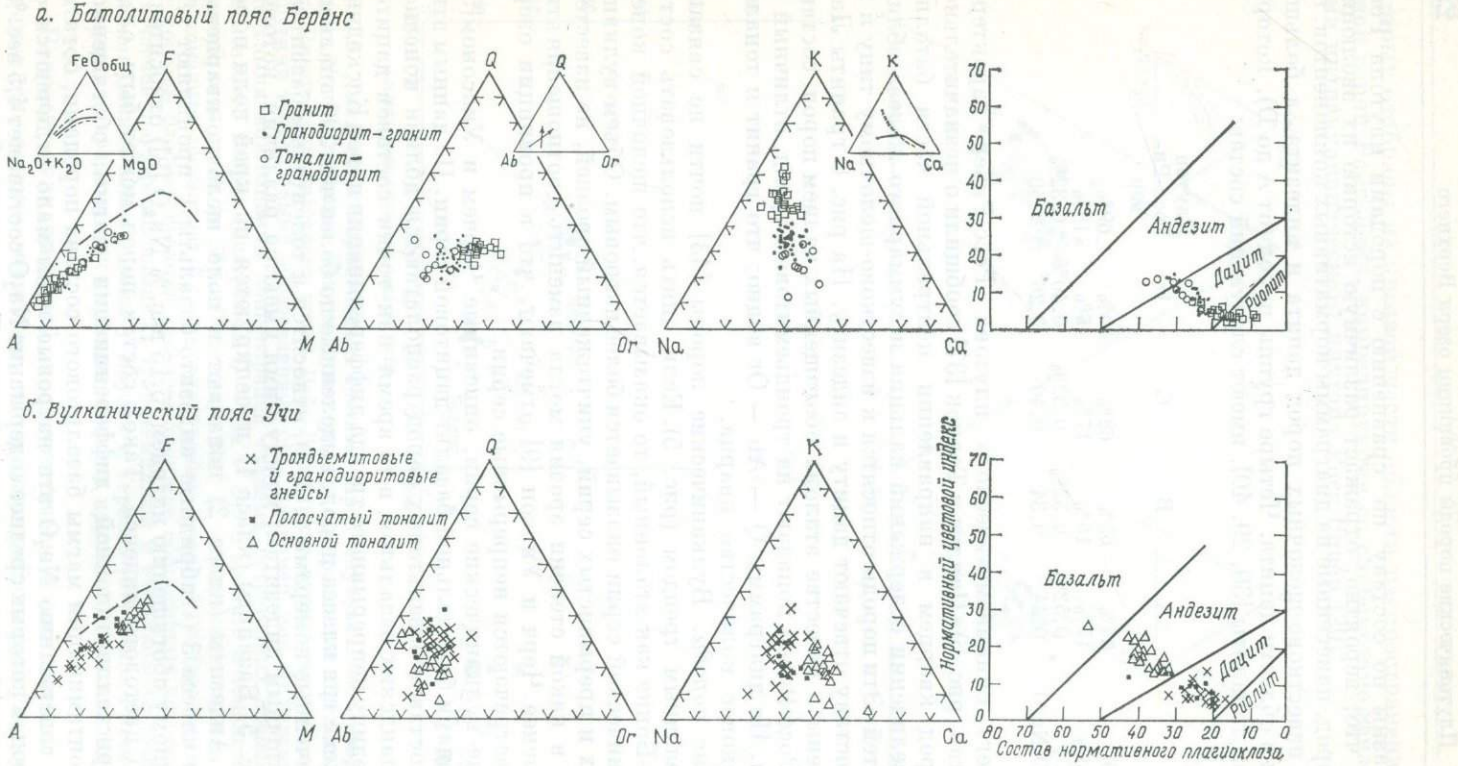


РИС. 7. Сравнение плутонических пород из субпровинций Беренс (неметаморфизованные) и Учи (метаморфизованные). Образцы, по которым произведены анализы, отобраны в районе площадью 12 950 км², который расположен между 51 и 52° с. ш. Количество анализов соотнесено с площадью (средние составы приведены в табл. 1, а положение района — на рис. 2). Породы серии Учи имеют особенности трондьемитов и варьируют по нормативному составу от дацита до андезита. Серия Беренс характеризуется известково-щелочным трендом, состав пород меняется от риолита до андезитодацита.

пород группируются вдоль границы нормативного андезита и дацита (рис. 5). Исключение составляют более древние породы острова Блэк, среди которых преобладают разности, соответствующие нормативному андезитовому составу. Габброидные породы, интрузивные или одновозрастные с базальтами, по химическому составу обнаруживают большее сходство с вулканогенными базальтами, чем с тоналитами (базальт класса 1, рис. 5). Исключение опять же составляет группа древних пород острова Блэк, в которой тоналиты проявляют незначительные вариации состава в пределах полей нормативных составов дацита, андезита и базальта (рис. 5).

Следует отметить, что местами в пределах области распространения тоналитовых пород субпровинции Учи встречаются участки, сложенные калиевыми разностями (гранодиоритами). Однако это вторичное обогащение калием свойственно гибридным породам, явно связанным с позднекеноранской тектонической деятельностью (Rb-Sr-возраст калиевого полевого шпата составляет примерно от 2,3 до 2,5 млрд. лет [42]), подобно тому как это установлено в батолитовом поясе Беренс.

Сравнение плутонических пород северной части субпровинции Учи и субпровинции Беренс. Данные по химическому составу пород, приведенные на рис. 7 и в табл. 1, относятся к территории площадью 12 950 кв. км [11], которая была опробована в течение шести стадий, и сгруппированы (иерархически) по степени значимости (Камерон, Эрманович и Госс, готовится к печати). Эти данные соотнесены с площадью и, таким образом, дают общую оценку состава плутонических пород субпровинций Беренс и Учи в Манитобе.

За исключением серии пород Райс-Лейк, породы района метаморфизованы (высокая и средняя ступени амфиболитовой фации). В пределах пояса Учи интрузивные породы метаморфизованы в различной степени, и аналогичные им мигматизированные реликты обнаружены в пределах пояса Беренс (рис. 8). Батолитовый пояс Беренс характеризуется крупными телами постметаморфических массивных плутонических пород.

В табл. 1 приведены средневзвешенные анализы шести групп пород, нанесенных на рис. 7, которые показыват, что плутонические породы субпровинций Учи и Беренс более всего различаются по величине отношения K_2O/Na_2O (0,48 против 0,89). Отношение Rb/Sr меняется от 7,3 в субпровинции Учи до 4,6 в субпровинции Беренс. Отношения K/Rb для наиболее ранних плутонических ассоциаций, рассчитанные по данным табл. 1 (колонки 2,3 и 4), равны 263, 302 и 316 соответственно (среднее 285). Отношения K/Rb для более поздних пород (колонки 5, 6 и 7) равны 277, 269 и 267 соответственно (среднее 264). Количественное соотношение пород, отвечающих составу нормативного андезита, в поясах Учи и Беренс составляет 3 : 1.

Субпровинция Учи. Составы пород субпровинции Учи располагаются в полях нормативных известково-щелочных дацитов и андезитов (рис.7, *б*). Отмечается странное отсутствие составов, промежуточных между дацитом и андезитом, и сосредоточенность точек составов в центральной части диаграммы K — Na — Ca. Отсутствуют риолитовые составы, а нормативный цветовой индекс в основном выше, чем у аналогичных составов пояса Беренс (рис. 7, *а*).

На диаграмме K — Na — Ca наблюдается значительный разброс точек (рис. 7, *б*); тренд этих пород сходен как с трондьемитовым, так и с известково-щелочным трендами, а поле их составов перекрывает поле составов пород пояса Беренс. На диаграмме Q — Ab — Or также наблюдается разброс фигуративных точек (рис. 7, *б*); в общем обнаруживается трондьемитовый тренд, хотя составы некоторых пород, которые, как следует из полевых наблюдений, были подвержены калиевому метасоматозу, совпадают с известково-щелочным трендом субпровинции Беренс (рис. 7, *а*).

Субпровинция Беренс. Составы пород проецируются между полями нормативного риолита и дацита, небольшая часть тяготеет к краю андезитового поля (рис. 7, *а*). Диаграмма K — Na — Ca отчетливо выявляет обогащение пород K_2O (фельзическая часть известково-щелочнго тренда) и подтверждает правильность выделения в поле трех типов пород. Вызывает удивление то, что на диаграмме K — Na — Ca нижняя часть тренда совпа-

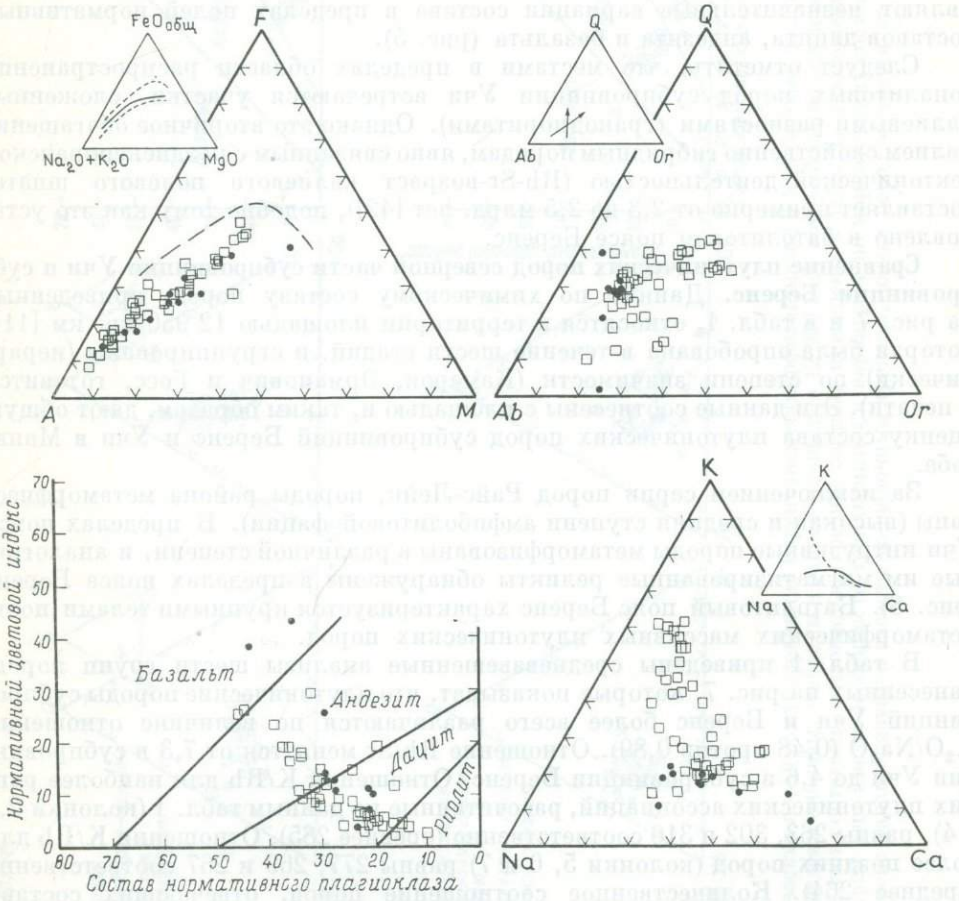


РИС. 8. Сравнение массивных плутонических (кенорансних) пород (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и граниты) и реликтовых разгнейсованных тоналитов, которые рассматриваются как остатки докеноранской или раннекеноранской коры пояса Беренс к северу от 52° с. ш. Для тоналитовых пород характерен трондьемитовый тренд. Черные кружки — разгнейсованные тоналиты, светлые квадраты — массивные плутонические породы.

дает с полем составов пород пояса Учи, для которого эта область недостаточно охарактеризована. На диаграмме Q — Ab — Or точки тесно сгруппированы, и хорошо выражены верхний предел содержания нормативного кварца и калиевый характер дифференциации.

Проверка гипотезы: натровые скиалиты в субпровинции Беренс. На рис. 8 представлены данные по субпровинции Беренс (район Беренс-Ривер — Дир-Лейк [12]), собранные к северу от территории, химизм пород которой был изучен статистически (см. предыдущий раздел). Предполагается, что разнообразные гибридные «тоналитовые гнейсы» в этом районе являются производ-

ными натрового субстрата, сходного с субстратом провинции Учи. Данные по этим гнейсам, в которых макроскопически не устанавливается следов метасоматоза, согласуются с выводами, изложенными в предыдущем разделе: по-видимому, эти метаплутонические породы представляют собой наиболее ранние проявления трондьемитового магматизма.

Вулканический пояс Хорсшу-Лейк. Считается, что вулканический пояс Хорсшу-Лейк (рис. 2) связан с позднекеноранским интрузивным магматиз-

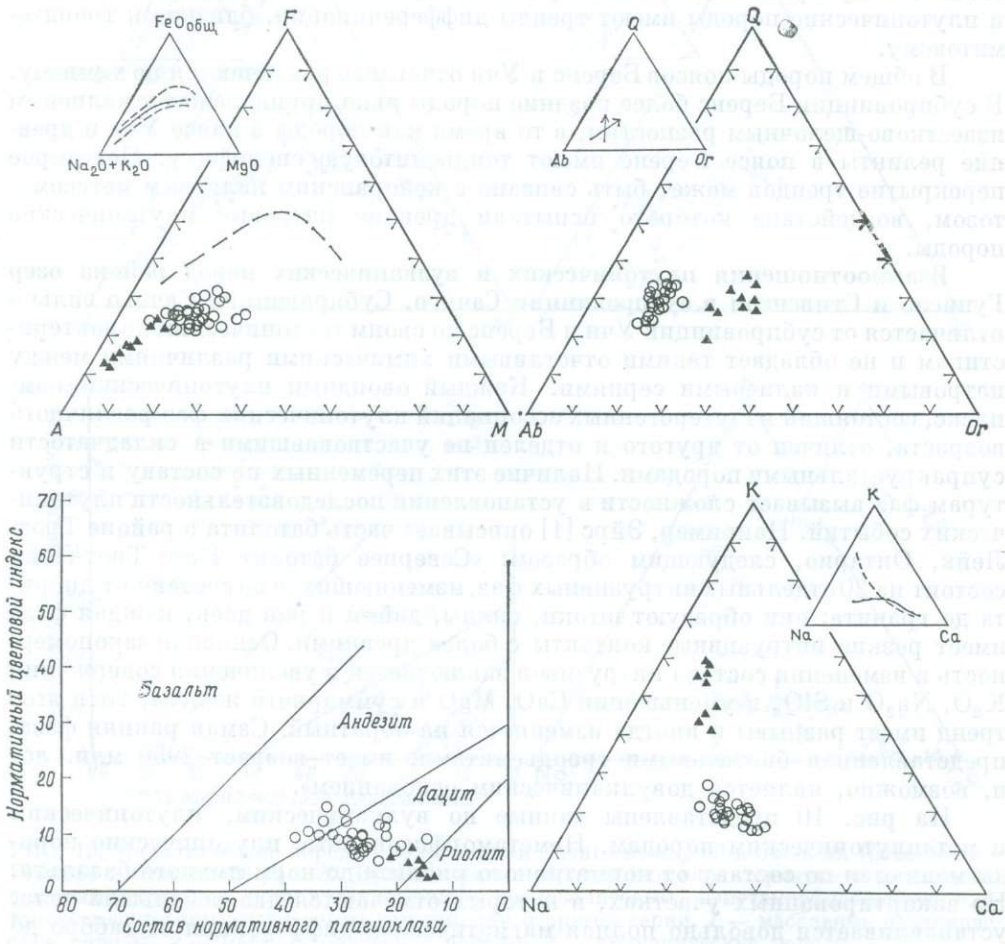


РИС. 9. Известково-щелочной тренд дифференциации пород из группы Хорсшу-Лейк субпровинции Беренс. Вулканические породы метаморфизованы в амфиболитовой фации и прорваны интрузивными образованиями. Субвулканические породы, по-видимому, тяготеют к трондьемитам (см. текст). *1* — массивные плутонические породы; *2* — субвулканические породы; *3* — вулканические породы.

мом. Супракрустальные породы (главным образом порфировые дациты, кварц-полевошпатовые пелиты и известково-силикатные гнейсы) метаморфизованы до амфиболитовой фации и прорваны постметаморфическими (массивными) интрузивными породами, состав которых меняется от гранита до тоналита [12].

Некоторые дациты содержат так много фенокристаллов, что модальный состав породы принимает диоритовый характер; такие породы здесь считаются субвулканическими (рис. 9). Предполагается, что эти образования име-

ют неглубокое залегание и подстилаются массивным гранитом; отсюда можно предположить, что метаморфизм этих пород связан с внедрением гранитов. Рис. 9 показывает, что вулканиты и массивные плутонические породы образуют непрерывный известково-щелочной тренд.

Эти данные интерпретируются как указание на генетическую связь известково-щелочного вулканизма толщи Хорсшу-Лейк с поясом калиевых плутонов Беренс. В отличие от этого в поясе Учи не обнаруживается очевидной связи между вулканизмом и плутонизмом, хотя как вулканические, так и плутонические породы имеют тренды дифференциации, близкие к тондьемитовому.

В общем породы поясов Беренс и Учи отчетливо различаются по химизму. В субпровинции Беренс более поздние породы явно принадлежат к калиевым известково-щелочным разностям, в то время как породы в поясе Учи и древние реликты в поясе Беренс имеют тондьемитовую специфику. Некоторое перекрытие трендов может быть связано с кеноранским калиевым метасоматозом, воздействие которого испытали древние натровые плутонические породы.

Взаимоотношения плутонических и вулканических пород района озер Гунисао и Стивенсон в субпровинции Сачиго. Субпровинция Сачиго сильно отличается от субпровинций Учи и Беренс по своим тектоническим характеристикам и не обладает такими отчетливыми химическими различиями между натровыми и калиевыми сериями. Каждый овоидный плутонический комплекс, состоящий из гетерогенных ассоциаций плутонических фаз различного возраста, отличен от другого и отделен не участвовавшими в складчатости супракрустальными породами. Наличие этих переменных по составу и структурам фаз вызывает сложности в установлении последовательности плутонических событий. Например, Эйрс [1] описывает часть батолита в районе Трот-Лейк, Онтарио, следующим образом: «Севернее батолит Норт-Трот-Лейк состоит из 20 отдельных интрузивных фаз, изменяющихся по составу от диорита до гранита; они образуют штоки, силлы, дайки и рои даек, каждая фаза имеет резкие интрузивные контакты с более древними. Основная закономерность в изменении состава интрузивов заключается в увеличении содержания K_2O, Na_2O и SiO_2 и уменьшении CaO, MgO и суммарного железа, хотя этот тренд имеет разрывы и иногда изменяется на обратный. Самая ранняя фаза, представленная биотитовыми трондьемитами, имеет возраст 2950 млн. лет и, возможно, является довулканическим основанием».

На рис. 10 представлены данные по вулканическим, плутоническим и метаплутоническим породам. Неметаморфизованные плутонические породы меняются по составу от нормативного риолита до нормативного базальта. На закартированных участках, в которых отмечаются два небольших тела, устанавливается довольно полная магматическая дифференция от габбро до гранита. Метаплутонические породы меняются от нормативного дацита среднего состава до базальта. Состав вулканических пород изменяется от андезита до базальта, и эти различия отражают вывод, сделанный в поле, о том, что верхняя формация кислых вулканитов на опробованной территории озер Понаск и Стивенсон отсутствует.

Диаграмма Q — Ab — Or (рис. 10) указывает на то, что массивные плутонические и метаплутонические породы характеризуются известково-щелочным трендом. Метаплутонические породы проявляют тенденцию к изменению состава по трондьемитовому тренду. Диаграмма K — Na — Ca (рис. 10) позволяет сделать аналогичные выводы, хотя ее интерпретация затруднена, так как имеющиеся данные далеко не полностью охватывают весь ряд изменений составов.

В целом обобщение по субпровинции Сачиго не может основываться на ограниченных данных, полученных авторами. Эти данные демонстрируют до-

вольно широкий спектр составов массивных плутонических пород в субпровинции Сачиго (от нормативного базальта до нормативного риолита), который отсутствует в субпровинциях Беренс и Учи. Однако, учитывая предыдущие исследования, следует отметить, что состав метаплутонических

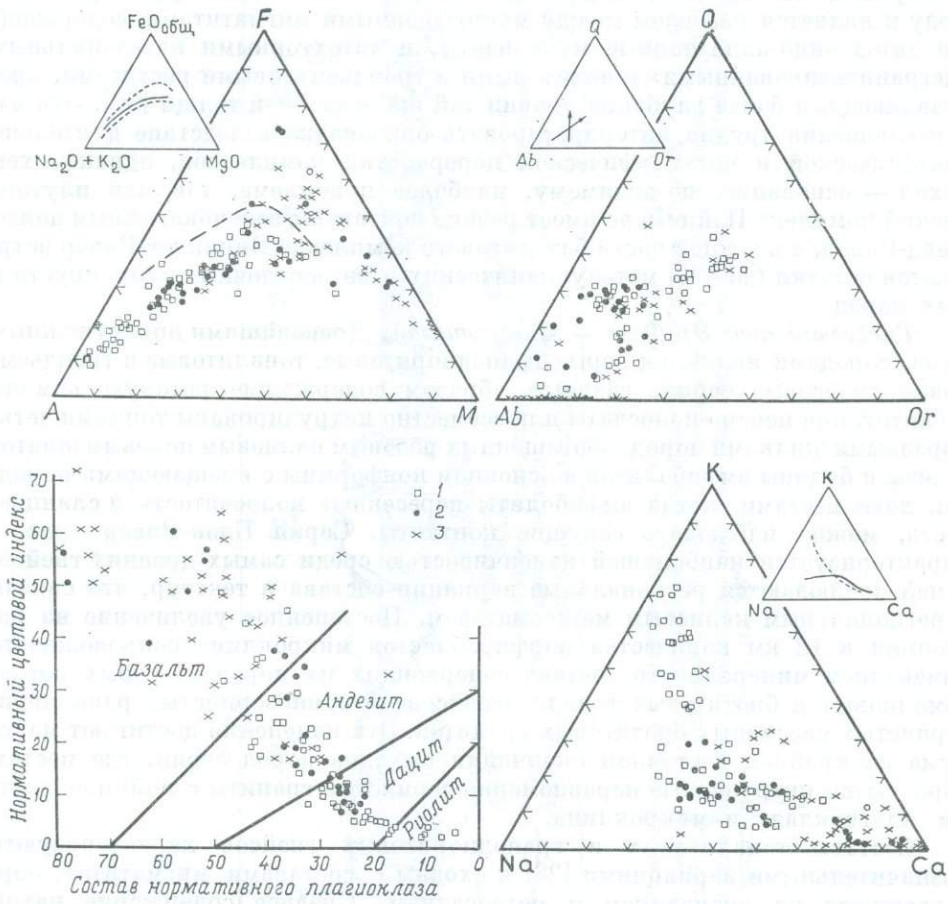


РИС. 10. Магматические породы субпровинции Сачиго между 53 и 54° с. ш. (районы озер Гунисао и Стивенсон, рис. 2). Вулканические образования характеризуются известково-щелочным трендом, метаплутонические — трондьемитовым, неметаморфизованные плутонические породы имеют черты как той, так и другой серии. *1* — массивные плутонические породы, *2* — метаплутонические породы, *3* — вулканические породы.

пород меняется лишь от дацитов среднего состава до более меланократовых пород. Вулканические породы обладают слабовыраженным известково-щелочным трендом (диаграмма K — Na — Ca).

Субпровинция Инглиш-Ривер. Сведения о нормативных и модальных составах гранитных пород субпровинции Инглиш-Ривер, Манитоба, и данные по *PT*-условиям метаморфизма приведены в работах 1971 г. Мак-Ритчи [30, 31] и Мак-Ритчи и Уэбера [32]. В данном обсуждении рассматриваются вопросы временно́го и пространственного изменений состава гранитоидов в свете геохронологических данных, полученных с 1971 г.

В Манитобе породы с метаморфическими парагенезисами наиболее высоких ступеней и мигматиты Маниготаганского гнейсового пояса в общем залегают согласно на неясно полосчатых гранитогнейсах наиболее типичных

батолитовых комплексов Пайн-Фолс и Виннипег-Ривер и дисконформны с ними по характеру складчатости. Эти взаимоотношения могут указывать на то, что более молодые супракрустальные осадки перекрывают основание, сложенное докеноранскими ортогнейсами [5, 3]. Мак-Ритчи [30] считает, что граница между этими двумя комплексами имеет метаморфическую природу и является разделом между метаосадочными мигматитами, содержащими автохтонно-аллохтонные мобилизаты, и автохтонными катазональными «дегранитизированными» тоналитовыми и трондьемитовыми реститами, представляющими более глубокие уровни той же осадочной толщи [30]. Эти взаимоотношения трудно интерпретировать однозначно вследствие длительной тектонической и метаморфической переработки комплексов, однако схема чехол — основание, по-видимому, наиболее приемлема, так как плутонический комплекс Пайн-Фолс имеет резкие контакты с зеленокаменным поясом Берд-Ривер, а в южной части батолитового комплекса Виннипег-Ривер встречаются остатки (до 4%) метавулканических и метаосадочных супракрустальных пород.

Гнейсовый пояс Эр-Фолс — Маниготаган. Древнейшими обнаруженными здесь породами являются серые гранодиоритовые, тоналитовые и трондьемитовые гнейсовые серии, главным образом содержащие роговую обманку и биотит; они неясно полосчаты и повсеместно интрудированы тонкими четкообразными жилками пород, обогащенных розовым калиевым полевым шпатом. Линзы и будины амфиболитов в основном конформны с вмещающими породами, хотя местами, когда амфиболиты пересекают полосчатость и сланцеватость, можно наблюдать секущие контакты. Серия Блэк-Ривер (рис. 2) характеризуется наибольшей изменчивостью среди самых древних гнейсов, в ней наблюдаются региональные вариации состава и текстур, что связано с региональным калиевым метасоматозом. Постепенное увеличение на расстоянии в 12 км количества порфиробластов микроклина сопровождается изменением минерального состава содержащих их пород от серых роговообманковых и биотитовых тоналитогнейсов до крупнозернистых равномернозернистых массивных биотитовых гранитов. Эти изменения достигают максимума на крайнем восточном окончании выходов пород серии, где местами образуются интрузивные неравномерно-зернистые граниты с пойкилобластами плагиоклаза и микроклина.

Составы тоналитовых и гранодиоритовых гнейсов характеризуются незначительными вариациями [28] и сходны с составами мигматитов, образовавшихся по грауваккам и метаосадкам. Среднее содержание натрия в породах гнейсовой серии незначительно увеличивается одновременно с уменьшением содержания калия при переходе от метаосадков через мигматиты к гнейсам высоких ступеней метаморфизма. Эти изменения состава первоначально считали подтверждением концепции о «гранодиоритизации» осадков в процессе удаления первичного вещества, образовавшегося при частичном плавлении и активной их дегранитизации [28]. Эта гипотеза была использована в более широком смысле для объяснения коровой зональности: с увеличением температуры и глубины метаосадки через мигматиты и тектотермально-дегранитизированные тоналитовые гнейсы переходят в зону, где тоналитовый остаток в конечном итоге мог дать начало трондьемитовым магмам.

Батолитовый пояс Виннипег-Ривер. Породы батолитового пояса простираются примерно параллельно главному направлению субпровинции Инглиш-Ривер. Древние гранитогнейсы слагают только небольшую часть батолитового пояса, 8% которого составляют отдельные плутоны, батолиты и штоки более молодых интрузивных тоналитов и гранитов. Гранитогнейсы, распространенные в западной части пояса, относятся к так называемому гибридному катазональному гранитоидному комплексу трондьемитов, тона-

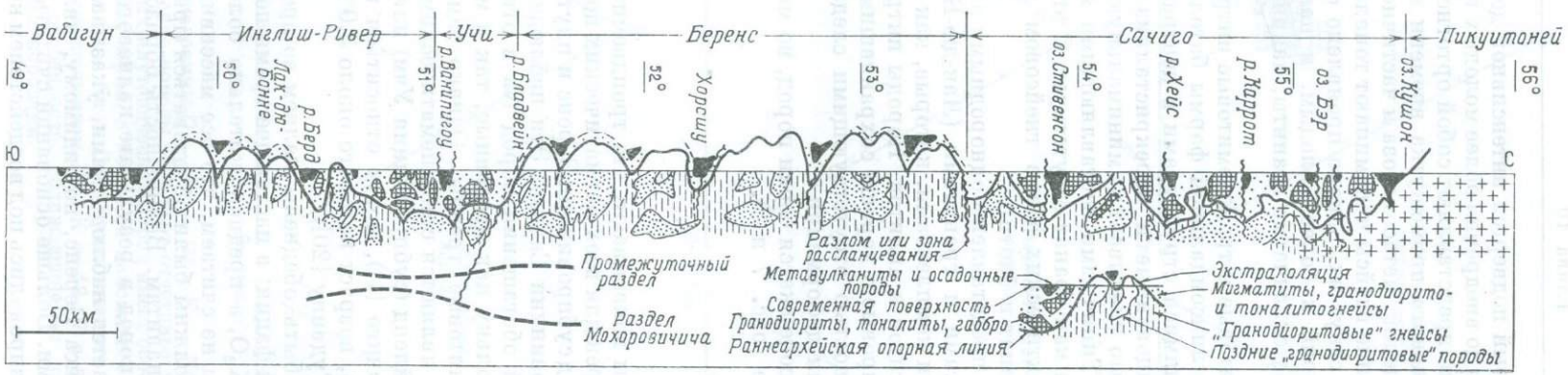


РИС. 11. Схематический меридиональный геологический разрез провинции озера Верхнего в Манитобе по Эрмановичу и Дейвисону [15]. Разрез иллюстрирует модель, предполагающую два основных периода магматизма (докеноранский — раннекеноранский и кеноранский), которые разделены линией, получившей название «раннеархейской опорной линии». Положение геофизических границ показано приблизительно по Уилсону и Холлу и Хайналу [21]. На разрезе район реки Ванипигоу совмещен с областью развития пород группы Райс-Лейк. Вертикальный масштаб произвольный. Разрез проходит через точку с координатами 53° с. ш., 96° з. д.

литов и гранодиоритов, который подвергся интенсивной деформации и перекристаллизации во время или до внедрения более молодых интрузий. В связи с этим предполагается, что они представляют собой ортогнейсы, формировавшиеся на протяжении длительного промежутка времени в процессе многократных магматических внедрений, метасоматоза и частичного плавления [5]. По химическому составу древние гнейсы напоминают тоналитовые и гранодиоритовые интрузии, которые секут их, однако проявлено общее обогащение калием от более древних серий к более молодым, и наиболее калиевыми являются самые поздние и постскладчатые граниты, например граниты Лак-дю-Бонне (рис. 2 и 11).

Тоналитовые, гранодиоритовые и трондьемитовые интрузии встречаются в виде даек, штоков и тел эллипсоидальной формы батолитовых размеров. Породы с хорошо сохранившимися структурами в центральных частях тел обычно переходят в рассланцованные и перекристаллизованные разности в краевых частях плутонов, что указывает на минимальную степень деформации после их образования. Типичными составляющими являются роговая обманка и биотит, в то время как гранат отсутствует. С этим контрастирует присутствие типичных анатектических фаз в гнейсовом поясе Эр-Фолс — Маниготаган, где обычны гранат и биотит.

Более молодые интрузии представлены однородными по составу и структурам розовыми гранодиоритами и гранитами (Лак-дю-Бонне, Тету-Лейк, и Лонт-Лейк) и интрузивными комплексами, которые, как правило, окружены роями жил и даек пегматитов и аплитов. Породы интрузий либо равномерно-зернистые, либо порфировые с хорошо сохранившимися структурами, с незначительными или полностью отсутствующими следами метаморфической перекристаллизации или деформации.

В субпровинции Беренс содержатся серии пород, во многих отношениях сходные с описанными выше (рис. 7 и 8).

Тектоническое положение

Предшествующие разделы показывают, что трондьемитовый (Na) характер дифференциации характерен для всех магматических пород субпровинции Учи, метаплутонических пород субпровинции Беренс и плутонических и метаплутонических пород субпровинции Сачиго. Эти наблюдения не позволяют предположить, что причиной обогащения пород Na в этих субпровинциях является метаморфизм, поскольку как массивные, так и метаплутонические породы проявляют трондьемитовые тренды. Однако там, где тоналитовые серии метаморфизованы, они являются синкинематическими, а некоторые из них, например серия Блэк-Айленд (субпровинция Учи) или тоналиты Фейворабл-Лейк (субпровинция Сачиго [1]), могут относиться к докеноранскому тектонотермальному событию, возраст которого около 3,0 млрд. лет (например, событие Лак-Сёль, по Гудвину [20]).

Ранние тоналиты могли быть обеднены калием во время последующего метаморфизма амфиболитовой фации; в настоящее время породы серии Блэк-Айленд содержат около 1% K_2O, а предположительно более молодые породы — от 1 до 2%. Однако мы не считаем, что все массивные плутонические фазы субпровинции Беренс должны были образоваться при анатексисе материнских пород, подобных тоналитам. Возможность образования массивных кеноранских плутонических пород в результате калиевого анатектического фракционирования опровергается наблюдениями, указывающими на то, что тоналит-гранитные серии пояса Беренс, по-видимому, являются когенетичными и почти одновозрастными. Больше оснований считать, что ранние метатоналитовые реститы гранитизировались под воздействием кеноранской серии,

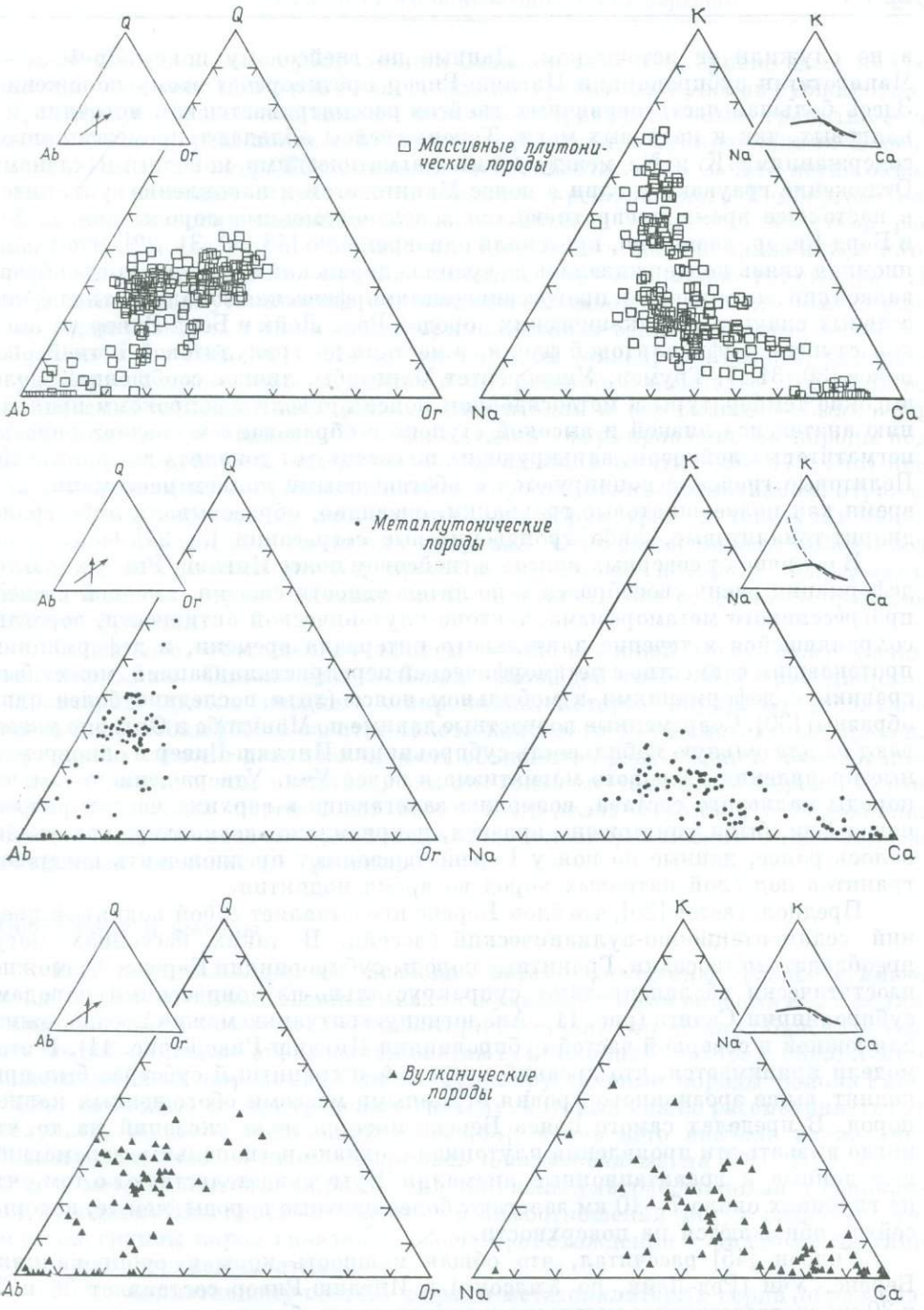


РИС. 12. Сводные диаграммы Q — Ab — Or и K — Na — Ca для всех анализов (рис. 4—10). Метаплутонические породы обладают отчетливо выраженным тронд'емитовым трендом. Тренд массивных плутонических пород имеет особенности как известково-щелочных, так и тронд'емитовых серий, в целом он напоминает тренд пород субпровинции Сачиго (рис. 10, диаграмма K — Na — Ca). Вулканические породы характеризуются прямолинейным трендом с соотношением Na : K = 13 : 7 в координатах K — Na — Ca, однако могут проявляться особенности, сближающие их как с известково-щелочными, так и с тронд'емитовыми породами.

а не служили ее источником. Данные по гнейсовому поясу Эр-Фолс — Маниготаган субпровинции Инглиш-Ривер противоречат этому положению. Здесь большая часть первичных гнейсов рассматривается как источник как калиевых, так и натровых магм. Теперь гнейсы обладают промежуточными содержаниями K и Na между этими магматическими конечными членами. Отложение граувакк и глин в поясе Маниготаган и накопление вулканитов, в настоящее время превратившихся в зеленокаменные породы поясов Учи и Берд-Ривер, возможно, протекали одновременно [43, 30, 31, 22]. Эта эволюционная связь поддерживалась во время кеноранской орогении, когда образовалась синтектоническая прогрессивнометаморфическая зональность от фации зеленых сланцев в вулканических породах Райс-Лейк и Берд-Ривер до высокой ступени амфиболитовой фации, а местами до гранулитовой в гнейсовом поясе [30, 31, 7, Трумен, Университет Манитобы, личное сообщение]. Более высокие температуры в метаосадочном поясе привели к широкому проявлению анатексиса низкой и высокой ступени с образованием среднезернистых пегматитовых лейкосом, варьирующих по составу от тоналита до гранита [5]. Пелитовые гнейсы ассоциируются с обогащенными калием неосомами, в то время как полевошпатовые граувакки, очевидно, образовывали либо гранодиорит-тоналитовые, либо трондьемитовые сегрегации [5, 24].

В отличие от северных поясов в гнейсовом поясе Инглиш-Ривер характер деформации очень своеобразен и по интенсивности сжатия, высокой степени прогрессивного метаморфизма, тектоно-плутонической активности, вероятно сохранявшейся в течение длительного интервала времени, и деформациям, протекавшим совместно с метаморфической перекристаллизацией, может быть сравним с деформациями в мобильном поясе (хотя последние более однообразны) [30]. Современные возрастные данные по Манитобе и Онтарио указывают на длительную мобильность субпровинции Инглиш-Ривер и одновременные проявления натрового магматизма в поясе Учи. Утверждение о том, что породы калиевого состава, возможно залегавшие в верхних частях разреза пояса Учи, были уничтожены эрозией, неприемлемо, поскольку, как указывалось ранее, данные по поясу Беренс позволяют предположить внедрение гранитов под слой натровых пород во время поднятия.

Предполагается [20], что блок Беренс представляет собой поднятый древний седиментационно-вулканический бассейн. В таких бассейнах могут преобладать метаосадки. Гранитные породы субпровинции Беренс, возможно, изостатически сбалансированы супракрустально-плутоническими породами субпровинции Сачиго (рис. 11). Аналогичную ситуацию можно предположить для южной и северной частей субпровинции Инглиш-Ривер (рис. 11). В этой модели принимается, что древний натровый и гранитный субстрат был приподнят выше эрозионного уровня огромными массами обогащенных калием пород. В пределах самого пояса Беренс имеется мало указаний на то, что могло вызвать эти проявления плутонизма, однако региональные аэромагнитные данные и гравитационные аномалии Буге свидетельствуют о том, что на глубинах около 7—10 км залегают более плотные породы, чем те, которые сейчас обнажаются на поверхности.

Уилсон [45] рассчитал, что общая мощность коры в субпровинциях Беренс, Учи (Ред-Лейк, по Уилсону) и Инглиш-Ривер составляет 36 и 34 и 30 км соответственно; мощности «гранитного» и «базальтового» слоев в этих субпровинциях, по его расчетам, составляют 18 и 18 км, 20 и 14 км и 22 и 8 км соответственно. Это означает, что пояса калиевых батолитов Беренс и Виннипег-Ривер подстилаются более мощным «базальтовым» слоем, чем натровые гнейсы пояса Учи или гнейсы мобильного пояса Инглиш-Ривер. Последние, однако, подверглись метаморфизму того же типа, который проявился на плато Абукума, в связи с высоким тепловым потоком, обусловленным близостью мантийного источника.

Мощность коры в субпровинции Сачиго неизвестна, однако здесь наблюдается обтекание контуров эллипсовидных гранитных куполов субширотного простирания разветвляющимися поясами супракрустальных гранитно-зеленокаменных пород; такие структуры отсутствуют в субпровинциях Беренс, Учи и Инглиш-Ривер. Тектонические особенности пояса Сачиго легко объясняются с помощью структурного анализа, предложенного Рамбергом [38]. Различная степень поднятия зеленокаменных и гранитных участков рассматривается как результат действия статического поля напряжений, в котором ось максимального сжатия занимала горизонтальное положение. По мере развития плутонических куполов они взаимно сближались, а между ними формировались сравнительно прямолинейные зеленокаменные пояса [6]. В районе Трот-Лейк Эйрс [1] описывает пассивное внедрение батолита в породы супракрустального разреза, смятые в антиклинальную складку. При этом все процессы: вулканизм, плутонизм, седиментация и деформация — были очень тесно связаны во времени, и на всех стадиях формировавшиеся породы подвергались воздействию одинаково направленного сжатия [36, 17]. Этот процесс деформации, сопровождающийся плутоническим магматизмом, отражен в сложных переходных метаморфических структурах и текстурах пород и в полифазности магматических интрузий. Стрессовая модель также предполагает длительный период времени, в течение которого непрерывная магматическая дифференциация могла протекать без отделения образовавшихся фракций.

Отдельные, обогащенные калием штоки в южной части пояса Сачиго редки и малы. Однако для больших площадей гнейсовых гранодиоритов характерны ореолы позднего микроклина, которые окружают небольшие гранитные штоки [14]. Развитие такого калиевого метасоматоза во времени в условиях сжатия дает возможность объяснить процесс гранитообразования в поясе Сачиго в том масштабе, как это имеет место в поясе Беренс. Вертикальные разломы перемещают блоки в пределах огромной субпровинции Сачиго [45], что позволяет наблюдать проявления калиевого магматизма на различных стадиях его развития.

Обобщения и выводы

1. Тоналитовые породы, особенно метаморфизованные разности, имеют тенденцию к пространственной связи с вулканическими поясами или с реликтами вулканических поясов. В некоторых случаях это можно объяснить тем, что зеленокаменные образования слагают синклиналь, которая обрамляется подстилающими породами. Однако супракрустальные породы района Райс-Лейк, по-видимому, приурочены к грабену, который можно рассматривать как результат мощных дислокаций коры [45]; вдоль него вначале изливались базальтовые лавы, а затем внедрялась тоналитовая магма [30]. Вулканические и метатоналитовые образования прорваны ультраосновными и основными породами. Эти пространственные взаимоотношения могут означать, что все три группы пород связаны в своем происхождении с нижними частями коры или верхней мантии.

2. По нормативному составу породы метатоналитовых серий (образовавшиеся на ранних этапах плутонической деятельности) изменяются от среднего дацита до базальта, имеется и значительное количество андезитов (например, рис. 4, 5 и 7). Массивные породы поздних фаз плутонической деятельности по нормативному составу меняются от риолита до андезита, однако пород андезитового состава среди них немного.

3. Древнейшими породами, которые выделяются во всех четырех рассмотренных здесь субпровинциях, являются метатоналиты, главным образом биотитсодержащие.

4. В метатоналитах обнаруживаются бо́льшие вариации в содержании главных элементов, чем в неметаморфизованных тоналитах (например, рис. 6 и 7). Это можно объяснить метаморфической дифференциацией, но, скорее всего, эти вариации отражают различный генезис пород (например, парагнейсы и ортогнейсы). Грауваккн, образовавшиеся из базальтовых пород, по составу могут иметь сходство с основными тоналитами (табл. 1) и в метаморфизованном виде (парагнейсы) становятся неотличимыми от ортогнейсов по содержанию главных элементов.

5. Гранитоидные гнейсы и интрузивные породы субпровинции Инглиш-Ривер образуют три дискретные и генетически различные серии. Более древние гранодиоритовые, тоналитовые и трондьемитовые гейсы образовались около 3,0 млрд. лет назад [26] и, как полагают, представляют докеноранский комплекс, а не являются продуктом ультраметаморфизма парагнейсов в гнейсовом поясе Эр-Фолс — Маниготаган, как это предполагалось ранее [30, 31]. Их парагенезис и положение в коре таковы, что непосредственная ассоциация с вулканическими породами, по-видимому, исключается. Их согласное залегание и тесная ассоциация с осадочными породами рассматриваются как указание на первичные дотектонические соотношения. Более поздняя интрузивная серия тоналитов и гранодиоритов распространена в батолитовом поясе Виннипег-Ривер и субпровинции Учи и, по-видимому, отсутствует в гнейсовых поясах Пайн-Фолс и Эр-Фолс — Маниготаган. Присутствие вулканических пород в первом регионе и преимущественно осадочных реликтов во втором рассматривается как указание на тесную парагенетическую связь между супракрустальными образованиями и ассоциирующимися с ними интрузиями. Третья, самая молодая серия интрузий — поздне- и посттектонические гранитные батолиты (например, граниты Лак-дю-Бонне, Тету-Лейк и Лонт-Лейк) и штоки серий Тертл-Лейк и Тут-Лейк.

6. В вулканическом поясе Учи проявлен натровый вулканизм и плутонизм; породы как дотектонических (докеноранских), так и поздних синтектонических плутонов имеют трондьемитовые тренды. Из этого наблюдения можно сделать вывод о том, что пояс Учи в течение длительного времени был натровой магматической субпровинцией провинции озера Верхнего в Манитобе, существование которой, возможно, было связано с высоким тепловым потоком в области мобильного гнейсового пояса Инглиш-Ривер.

7. Породы поясов Учи и Беренс четко различаются по величине отношения K_2O/Na_2O, которое у пород пояса Беренс в два раза больше. Отношение Sr/Rb, возможно отражающее концентрации главных петрогенных элементов в породах, для пояса Учи вдвое выше. Породы андезитового состава более характерны для пояса Учи, чем для пояса Беренс; их количественное соотношение в этих двух поясах составляет 3 : 1.

8. Массивные плутонические породы, имеющие широкое площадное распространение в субпровинции Беренс, рассматриваются как первичные натровые образования (субстрат). Самые молодые вулканические плутонические породы характеризуются отчетливым известково-щелочным трендом, направленным в сторону калиевых составов (рис. 7, 8 и 9).

9. В южной части субпровинции Сачиго вулканические породы обладают известково-щелочным трендом, тогда как метаплутонические породы обладают особенностями трондьемитов. Однако неметаморфизованные плутонические породы имеют как калиевый, так и натровый тренды (рис. 10). Сходство химических составов и трендов плутонических и метаплутонических пород субпровинции Сачиго может быть объяснено, исходя из положения о том, что химические особенности плутонических пород формировались в поле статических напряжений в течение длительного периода времени. Это должно было позволить магмам дифференцироваться без отделения фракцио-

натов и привести к образованию интрузий, сложенных полными сериями габбро — гранит, как это наблюдается по крайне мере в двух местах.

Сопоставляя распространенность пород на поверхности с мощностью и составом коры в других поясах, можно предположить, что кора пояса Сачиго более «базальтовая», чем в блоке Беренс. Вследствие этого магматическая дифференциация, приводящая к появлению большого количества гранитов (как, например, в поясе Беренс), в поясе Сачиго не была полной, возможно, из-за спада тектонических напряжений.

10. Если мощность и состав коры использовать для объяснения наблюдаемых особенностей интрузивного магматизма, то пояс Беренс подстилается более мощной корой и более мощным «базальтовым» слоем, чем субпровинция Учи или субпровинция Инглиш-Ривер. Субпровинция Инглиш-Ривер, имеющая характер «мобильного пояса», подстилается более тонкой корой и самым маломощным «базальтовым» слоем. Пояс Учи в этом отношении занимает промежуточное положение как в географическом отношении, так и по мощности коры и ее составу.

11. Для объяснения наблюдаемых особенностей плутонизма может быть принята самая простая модель, по которой калиевые конечные члены дифференцированных серий образовались из базальтовых магм, следуя известково-щелочному тренду дифференциации; это произошло после формирования их натровых плутонических предшественников. Породы, характеризующиеся трондьемитовым трендом, по-видимому, относятся к наиболее ранним образованиям (вместе с еще не обнаруженными ранними вулканитами) и могут быть связаны с мощной «гранитной» корой. Мощная «гранитная» кора должна создавать условия высоких температур и давлений в подстилающих ее «базальтовых» слоях, что в свою очередь должно приводить к образованию высокотемпературных магм, представителем которых являются тоналиты. Следует подчеркнуть, что крупные плутоны не внедрялись в северную часть мобильного сектора гнейсового пояса Инглиш-Ривер, несмотря на его близость к мантии. Таким образом, тектоническая активность в пределах пояса может быть только косвенно связана с внедрением кеноранских батолитов к северу и югу от него.

В общем плутонические породы западной части провинции озера Верхнего отражают длительную эволюцию магматизма от обогащенных натрием основных тоналитов и гранодиоритов до тоналитов и лейкократовых гранитов. Плутонические породы, по нормативному составу отвечающие андезиту, преобладают на ранних этапах магматической деятельности. Это согласуется с данными по другим районам развития архейских пород (например, [19]). Кроме того, в соответствии с двустадийной или трехстадийной схемой эволюции архейских зеленокаменных плутонов (например, [20, 18, 33]) и с учетом существующей в настоящее время неопределенности геохронологической информации можно предположить, что некоторые супракрустальные породы, скорее всего, «образовались в частично кратонизированных районах, где первичные зеленокаменные образования ранее были интрудированы натровыми гранитами» [18].

Меррей приготовил все рисунки и оказывал помощь в подготовке рукописи на первых этапах. Хаустон взял на себя ответственность за пересчеты химических анализов на нормативный состав и машинную обработку данных, необходимых для построения диаграмм. Барагар и Дейвисон прочли рукопись и сделали критические замечания. За все ошибки в фактическом материале или в его интерпретации, разумеется, несут ответственность авторы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ayres L. D.*, Geology of the Trout Lakes area, District of Kenora (Patricia Portion), Ontario Div. Mines, GR 113, 197 pp., 1974.
2. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, Geology, 4, 596—600, 1976.
3. *Beakhouse G. P.*, A subdivision of the western English River subprovince, Canadian Jour. Earth Sci., 14, 1481—1489, 1972.
4. *Breaks F. M., Bond W. D.*, English River subprovince (Marchington Lake area), District of Kenora, *In* Summary of Field Work, 1977, by the Geological Branch, Edited by V. G. Milne, O. L. White, R. B. Barlow, J. A. Robertson, Ontario Geol. Surv., Misc. Paper, 75, 18—28, 1977a.
5. *Breaks F. W., Bond W. D.* Manifestations of recent reconnaissance investigations in the English River subprovince, Northern Ontario Geotraverse Conf., 1977.
6. *Brown A.*, Vertical tectonics in the Superior Province, *In* Volcanism and Volcanic Rocks, Edited by I. F. Ermanovics, Geol. Surv. Canada, Open-File, 165, 153, 1973.
7. *Butrenchuck S.*, Metamorphic petrology of the Bird Lake area, southestern Manitoba, Unpub. Msc Thesis, Univ. Manitoba, 1970.
8. *Campbell F. H. A.*, Stratigraphy and sedimentation of part of the Rice Lake Group, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie and W. Weber, Manitoba Mines Branch, Publ. 71—1, 135—188, 1971.
9. *Church N., Wilson H. D. B.*, Volcanology of the Wanipigow Lake-Beresford Lake area, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie and W. Weber, Manitoba Mines Branch, Publ. 71—1, 127—134, 1971.
10. *Douglas R. J. W.*, Geological provinces. *In* The National Atlas of Canada, Geol. Surv. Canada, Map 27—28, 1973.
11. *Ermanovics I. F.*, Precambrian geology of Hecla-Carroll Lake map-area, Manitoba-Ontario, Geol. Surv. Canada Paper, 69—42, 33 pp., 1970a.
12. *Ermanovics I. F.*, Geology of Berens River-Deer Lake map-area, Manitoba and Ontario, and a preliminary analysis of tectonic variations in the area, Geol. Surv. Canada Paper, 70—29, 24 pp., 1970b.
13. *Ermanovics I. F.*, «Granites», «granite gneiss» and tectonic variation of the Superior Province of southeastern Manitoba, *In* Geoscience Studies in Manitoba, Edited by A. C. Turnock, Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 91, 77—82, 1971.
14. *Ermanovics I. F.*, Precambrian geology of the Norway House and Grand Rapids map area, Geol. Surv. Canada Paper, 72—29, 27 pp., 1973.
15. *Ermanovics I. F., Davison W. L.*, The Pikwitonei granulites in relation to the northwestern Superior Province of the Canadian Shield, *In* The Early History of the Earth, Edited by F. B. Windley, John Wiley & Sons, London, England, 331—347, 1976.
16. *Ermanovics I. F., Froese E.*, Metamorphism in the Superior Province of Manitoba, *In* Metamorphism in the Canadian Shield, Edited by J. A. Fraser, W. W. Heywood, Geol. Surv. Canada, Paper, в печати.
17. *Fyson W. K., Herd R. K., Ermanovics I. F.*, Diapiric structures and regional compression in an Archean greenstones belt, Island Lake, Manitoba, Canadian Jour. Earth Sci., в печати.
18. *Glikson A. Y.*, Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of the southern hemispere, *In* The Early History of the Earth. Edited by B. F. Winley, John Wiley & Sons, London, England, 257, 1976.
19. *Glikson A. Y.*, On the basement of Canadian greenstone belts, Geoscience Canada, 5, 3—17, 1978.
20. *Goodwin A. M.*, Archean basin-craton complexes and the growth of Precambrian shields, Canadian Jour. Earth Sci., 14, 2737—2759, 1977.
21. *Hall D. H., Hajnal Z.*, Deep seismic crustla studies in Manitoba, Seismological Soc. America Bull., 63, 885—910, 1973.
22. *Harris N.*, Evolution of the eastern Lac Seul region of the English River gneiss belt, Geotraverse Conference 1976, Report 18—1, 65—73, 1976.
23. *Irvine T. N., Baragar W. R. A.*, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Jour. Earth Sci., 8, 523—548, 1971.
24. *Kilinc I. A.*, Experimental study of partial melting of crustal rocks and formation of migmatites, 24th Internat. Geol. Cong., Sec. 2, Petrology, 109—113, 1972.
25. *Krogh T. E., Davis G. L.*, Zircon U-Pb ages of Archean metavolcanic rocks of the Canadian Shield, *In* Annual Report of the Director, Geophysical Laboratory Yearbook, 70, 241—242, 1971.
26. *Krogh T. E., Davis G. L., Harris N. B. W., Ermanovics I. F.*, Isotopic ages in the eastern Lac Seul region of the English River gneiss belt, *In* Annual Report of the Director, Geophysical Laboratory Yearbook, 74, 623—625, 1975.

27. *Krogh T. E., Ermanovics I. F., Davis G. L.*, Two episodes of metamorphism and deformation in the Archean rocks of the Canadian Shield, *In* Annual Report of the Director, Geophysical Laboratory Yearbook, 73, 573—575, 1974.
28. *Marmo V.*, On the granite problem, Earth Science Reviews, 3, 7—29, 1967.
29. *Marr J. M.*, Petrology of the Wannipigow River suite, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie and W. Weber, Manitoba Mines Branch Pub., 71—1, 203—214, 1971.
30. *McRitchie W. D.*, Petrology and environment of the acidic plutonic rocks of the Wanipigow-Winnipeg Rivers region, Southeastern Manitoba, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie and W. Weber, Manitoba Mines Branch Pub., 71—1, 7—62, 1971.
31. *McRitchie W. D.*, Metamorphism in the Precambrian of Manitoba; an outline, *In* Geoscience Studies in Manitoba, Edited by A. C. Turnock, Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 91, pp. 69, 1971.
32. *McRitchie W. D., Weber W.*, Metamorphism and deformation of the Manigotagangneissic belt, Southeastern Manitoba, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie, W. Weber, Manitoba Mines Branch Pub., 71—1, 235—284, 1971.
33. *Moorbath S.*, Age and isotope constraints for the evolution of Archean crust, *In* The Early History of the Earth, Edited by B. F. Windley, John Wiley & Sons, London, England, 351—360, 1976.
34. *Nockolds S. R.*, Average chemical composition of some igneous rocks, Geol. Soc. Amer. Bull., 65, 1007—1032, 1954.
35. *Nockolds S. R., Allen R.*, The geochemistry of some igneous rock series, Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 105—142, 1953.
36. *Park R. G., Ermanovics I. F.*, Tectonic evolution of two greenstone belts from the Superior Province in Manitoba, Canadian Jour. Earth Sci., в печати.
37. *Paulus G. E., Turnock A. C.*, Petrology of the Ross River Pluton, Manitoba, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie, W. Weber, Manitoba Mines Branch Publ., 71—1, 215—226, 1971.
38. *Ramberg H.*, Gravity, deformation and the Earth's crust; as studied by centrifuged models, Academic Press, London, England, 214 pp., 1967.
39. *Scoates R. F. J.*, A description and classification of Manitoba ultramafic rocks, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie and W. Weber, Manitoba Mines Branch Publ., 71—1, 89—96, 1971.
40. *Stephenson J. F.*, Gold deposits of the Rice Lake-Beresford Lake greenstone Belt, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie and W. Weber, Manitoba Mines Branch Publ., 71—1, 337—374, 1971.
41. *Streckeisen A.*, To each plutonic rocks its proper name, Earth Science Reviews, 12, 1—33, 1976.
42. *Turek A.*, Geochronology of the Rice Lake-Beresford Lake area, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie and W. Weber, Manitoba Mines Branch Publ., 71—1, 313—324, 1971.
43. *Weber W.*, Geology of the Long Lake-Gem Lake area, *In* Geology and Geophysics of the Rice Lake Region, Southeastern Manitoba (Project Pioneer), Edited by W. D. McRitchie and W. Weber, Manitoba Mines Branch Publ., 71—1, 63—106, 1971.
44. *Weber W., Scoates R. F. J.*, Archean and Proterozoic metamorphism in the northwestern Supeior Province and the Churchill — Superior boundary, Manitoba, *In* Metamorphism in the Canadian Shield, Edited by J. A. Fraser and W. W. Heywood, Geol. Surv. Canada, Paper, в печати.
45. *Wilson H. D. B.*, The Superior Province in the Precambrian of Manitoba, *In* Geoscience Studies in Manitoba, Edited by A. C. Turnock, Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 91, L 41—50, 1971.

Глава II

Геохимия изотопов кислорода архейских гранитоидов

Ф. Дж. Лонгстафф

Краткое содержание

Значения $\delta^{18}O$ архейских гранитоидов из северо-западных районов Онтарио варьируют от 3,2 до 11,7‰ и отражают воздействие множества магматических, метаморфических и осадочных процессов и процессов изменения.

Некоторые пробы гнейсов Пакуош и Футпринт имеют значения $\delta^{18}O$ от 6 до 7‰, которые значительно ниже, чем аналогичные величины, определенные для пород из других частей этих толщ. Низкие значения $\delta^{18}O$, вероятно, отражают изотопный обмен с внешним источником (базальтовым?), обладающим низким содержанием ^{18}O при частичном плавлении во время амфиболитового метаморфизма высокой ступени. Метаосадочная группа *A* гнейсов Туилайт, которая была метаморфизована до гранулитовой фации, по-видимому, подверглась изотопному обмену с окружающими более значительными по объему метамагматическими гранитоидами. Менее измененные части этих и других гнейсов сохранили свой изотопный состав, по которому можно определить их осадочную (гнейсы Пакуош) или метамагматическую и, возможно, метаплутоническую (гнейсы Футпринт, Сидар-Лейк и Кенора) природу.

Некоторые архейские гранитоиды низких ступеней метаморфизма также обеднены ^{18}O, но они распространены локально. Лейкократовые метавулканические породы в окрестностях гранодиоритового плутона Бардитт-Лейк изменили свой химический состав и были обеднены ^{18}O в результате действия магматических флюидов. Часть пород гранодиоритового комплекса Джэкфиш-Лейк также имеет низкое значение $\delta^{18}O$ вследствие обмена с флюидами, обедненными ^{18}O (возможно, это результат действия грунтовых вод). Химический состав этих пород, включая содержания легких р. з. э., также подвергся изменению.

Неизмененные породы плутонического комплекса Джэкфиш-Лейк имеют значения $\delta^{18}O$ от 6,4 до 9,2‰, наиболее высокие значения связаны с прогрессивной дифференциацией комплекса от диоритов до гранодиоритов.

Неизмененные архейские метаплутонические гранитоиды, состав которых изменяется от тоналита до гранита, обладают значениями $\delta^{18}O$ от 7,3 до 9,3‰, которые несколько ниже, чем у их фанерозойских аналогов. Возможно, это отражает более ювенильный характер сиалического материала, присоединенного к континентальной коре во время архейского периода корообразования.

Большинство архейских гранитоидов, хотя и не сильно изменены, тем не менее неравновесны в отношении изотопного состава кислорода. На это указывают проявленное в различной степени, но обычно значительное фракционирование кварц — микроклин и сильное фракционирование кварц — биотит и характерное для многих гнейсов низкое значение $\delta^{18}O$ для биотита (менее 3‰). Для времени кульминации метаморфизма гнейсов района Кеноры по кварц-магнетитовым геотермометрам достаточно хорошо установлены минимальные температуры. Однако низкие (400° С) «температуры», рассчитанные для гнейсов по кварц-биотитовым геотермометрам, могут свидетельствовать о наиболее вероятном изотопном обмене между биотитом и флюидами, которые, скорее всего, обладали низкими содержаниями ^{18}O.

Введение

Целью этой главы является интерпретация данных по изотопному составу архейских гранитоидов (термин «гранитоид» используется здесь в широком смысле для обозначения полнокристаллических кварцсодержащих пород; специальные названия плутонических пород, использованные в работе,

---

F. J. Longstaffe, Department of Geology, University of Alberta, Edmonton, Canada T6G 2E3.

соответствуют рекомендациям Международной комиссии по классификации пород [26]) из северо-западного Онтарио в свете различных магматических, осадочных, метаморфических процессов и процессов изменения, которые эти породы претерпели.

Особое внимание уделено архейским гранитогнейсам. Развивается гипотеза о том, что отношения изотопов кислорода в сочетании с геологическими и геохимическими данными могут дать информацию о протолитах гнейсов.

Интерпретация вариаций изотопного состава кислорода в архейских гранитоидах требует рассмотрения следующих проблем:

1. Что означает наблюдаемый разброс значений $\delta^{18}O$ для архейских гранитоидов?

2. До какой степени значения $\delta^{18}O$ архейских гранитоидов являются функцией магматической дифференциации при высокой температуре, осадочных процессов (например, во время образования парагнейсовых протолитов), метаморфизма и (или) последующего изменения?

3. Наблюдается ли равновесие изотопов кислорода в архейских гранитоидах? Какое значение для изотопии кислорода имеют температуры, определяемые по минеральным парам в таких породах?

Ниже делается попытка дать предварительные ответы на эти вопросы

Аналитические методы

Анализы изотопного состава кислорода проводились по порошкам минералов и пород весом 12—25 мг. Извлечение кислорода осуществлялось с использованием BrF_5 [14]. O_2 переводился в CO_2 при реакции с горячим графитовым стержнем [52]. Для масс-спектрометрических анализов CO_2 использовался двухколлекторный масс-спектрометр Nier с двухканальной системой напуска. Выход для образцов минералов и стандартов составлял $100 \pm 2\%$.

Экспериментальные данные приведены в обычной форме в виде величины δ, соотнесенной со стандартом средней океанической воды SMOW [17].

$$\frac{R_{\text{образца}} - R_{\text{стандарта}}}{R_{\text{стандарта}}} \cdot 1000‰; \quad R = {}^{18}O/{}^{16}O.$$

Значения $\delta^{18}O$ были пересчитаны на международный кальцитовый стандарт GCS, который был калиброван по отношению к NBS-20; $\delta^{18}O$ NBS-20 принято равным $-4{,}14‰$ по шкале PDB при ${}^{18}CO_2$ PDB $= 0{,}22‰$ по отношению к SMOW [16, 17] и коэффициенте фракционирования между ${}^{18}CO_2$ и H_2O при 25° С, равном 1,0412 [39]. Многие анализы, вызывающие сомнение, были дублированы, сходимость составляет около $\pm 0{,}1—0{,}2‰$.

Фракционирование изотопов кислорода между двумя минеральными фазами А и В может быть представлено в виде.

$$\Delta_{AB} = \delta_A - \delta_B = 1000 \ln \alpha_{AB}‰ \quad \text{для } \Delta < 10$$

где α — коэффициент фракционирования между А и В.

Химические анализы выполнены методом рентгеновской флуоресценции с использованием автомата Phillips PW-1450. Сходимость со стандартными значениями [1] хорошая [28].

Расположение изученных районов

В основном обсуждение будет касаться четырех групп гнейсов (рис. 1):

А. Гнейсы Футпринт. Это кварцдиоритовые и гранитные породы, обнажающиеся на западной окраине батолита Рейни-Лейк в пределах гранитно-зеленокаменного пояса Вабигун.

Б. Гнейсы района Сидар-Лейк — Клей-Лейк. Это тоналитовые и гранодиоритовые породы из преимущественно плутонической южной части гнейсового пояса Инглиш-Ривер.

В. Гнейсы района Кенора и связанные с ними метаплутонические гранитоиды, также расположенные в южной части гнейсового пояса Инглиш-Ривер.

Г. Гнейсы Пакуош — полосчатые парагнейсы и мигматиты, ассоциирующиеся с главной супракрустальной серией, расположенной в северной части гнейсового пояса Инглиш-Ривер.

Кроме того, проанализированы гранитоиды и лейкократовые метавулканические породы гранитно-зеленокаменного пояса Вабигун, среди них

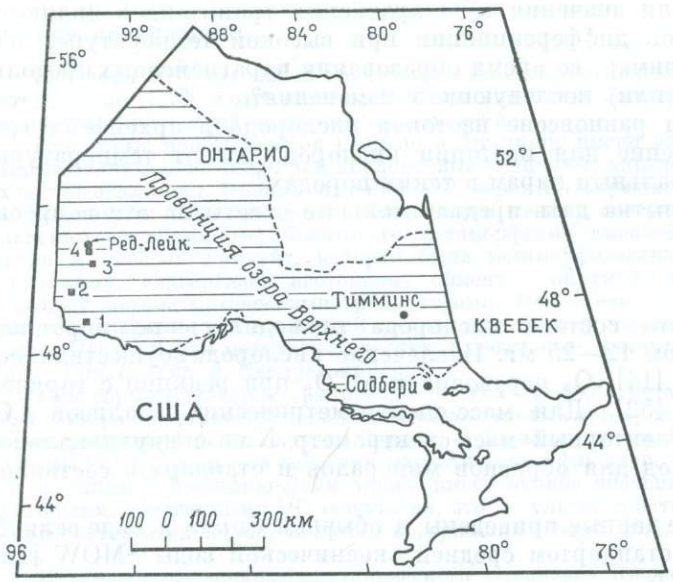


РИС. 1. Расположение районов исследований: — район Бардитт-Лейк — Лейк-Диспейр, гранитно-зеленокаменный пояс Вабигун (гнейсы Футпринт, комплекс Джэкфиш-Лейк, комплекс Нортуэст-Бей, плутон Бардитт, лейкократовые метавулканические породы Бардитт-Лейк, лейкократовые сланцы Маномин-Лейк); *2* — район Кенора; *3* — район Сидар-Лейк—Клей-Лейк; *4* — район Пакуош-Лейк.

образцы из района Бардитт-Лейк — Лейк-Диспейр (комплексы Джэкфиш-Лейк и Нортуэст-Бей, плутон Бардитт-Лейк, лейкократовые метавулканиты Бардитт-Лейк и лейкократовые сланцы Маномин-Лейк) (рис. 1).

Изотопный состав кислорода архейских гранитоидов: обзор

Об изучении изотопного состава кислорода в архейских гранитоидах сообщалось во многих публикациях [21, 22, 56, 57, 2, 3, 41, 45, 50]. Кроме того, некоторые данные, приведенные в этой главе, кратко рассмотрены Лонгстаффом и др. [30, 31, 32, 33, 34] и Лонгстаффом и Шварцем [29]. Ши и Шварц [44] и Ши и др. [46] проанализировали аналогичные породы протерозойского возраста. Уилсон и др. [61] и Уилсон и Грин [60] определили отношения изотопов кислорода в некоторых архейских и протерозойских основных гранулитах. Некоторые из этих исследований дают информацию о влиянии магматизма, метаморфизма и последующих изменений на изотопный состав кислорода архейских гранитоидов.

В работе Форкейда и Джевоя [22] приведены значения $\delta^{18}O$ от 5,5 до 7,8‰ для средних и кислых архейских гранулитов обломочного происхождения из алжирской Сахары. Эти значения ниже, чем наблюдаемые для большинства плутонических гранитоидов (7—10‰ [50]), и еще ниже, чем значения, характерные для парагнейсов, например описанных Гарликом и Эпстейном [23].

Для объяснения своих результатов Форкейд и Джевой предлагают две гипотезы. По первой модели между гранулитами и породами верхней мантии, обладавшими низким содержанием ^{18}O, во время метаморфизма высоких ступеней происходил изотопный обмен. Вследствие отсутствия как проявлений в широком масштабе процессов частичного плавления в породах Оуззал, так и высоких температур (что согласуется с данными изотопии кислорода), предполагается, что обмен происходил с отделявшейся из мантии CO_2, а не с водой. В соответствии со второй моделью седиментогенные протолиты гранулитов образовались из кислых пород со значениями $\delta^{18}O$, близкими к базальтовым. Такие составы, возможно, могли образовываться при отделении кислых фракционатов из базальта при высоких температурах. Эрозия и осадконакопление, имевшие место сразу после этих процессов, также влияли на изотопный состав обломочного материала.

Эти гипотезы были использованы для объяснения особенностей изотопного состава других архейских и протерозойских гранитоидов с низким содержанием ^{18}O. Ши и Шварц [44] проанализировали две группы протерозойских гренвиллских пород из Онтарио. Группа А состоит из мигматитов, метаморфизованных в высокой ступени амфиболитовой — гранулитовой фации, парагнейсов и конкордантно залегающих гранитогнейсов со значениями $\delta^{18}O$ от 5 до 9‰. Группа В сложена метаосадочными породами и плутоническими образованиями высоких уровней, $\delta^{18}O$ меняется от 9 до 17‰. Ши и Шварц [44] предположили, что проявленный в широком масштабе изотопный обмен с резервуаром магмы основного состава, расположенным в нижней части коры или в верхней мантии, привел к обеднению пород группы А ^{18}O во время мигматизации. Имеются и другие примеры обеднения ^{18}O метамагматических и метаосадочных пород [25, 9, 19, 51], хотя не во всех случаях изменение изотопного состава связывается с мигматизацией.

Баркер и др. [2, 3] опубликовали значения $\delta^{18}O$ для протерозойских и архейских гранитоидов и их метаморфических аналогов. Значения $\delta^{18}O$ для почти ненарушенных (неизменных) образцов варьируют от 4,9 до 8,6‰ (пересчитано по данным Баркера и др. [3] для значения SMOW = 0‰). Особо следует отметить, что тоналитовые гнейсы из Южной Африки характеризуются значениями $\delta^{18}O$ от 5,8 до 7,7‰. Баркер и его сотрудники предположили, что архейские тоналиты являются продуктом высокотемпературной дифференциации водосодержащих примитивных пород базальтового состава. Баркер и др. [3] полагают также, что значения $\delta^{18}O$ от 5 до 7‰, свойственные большинству гнейсов Южной Африки, подтверждают это предположение.

Тейлор [50] и Тейлор и Магаритс [53] обнаружили, что некоторые южноафриканские гранитоиды имеют отношения изотопов кислорода несколько более низкие, чем большинство гранитоидов, ассоциирующихся с фанерозойскими батолитами. За исключением небольшого количества архейских гнейсов седиментагенного происхождения, ни один образец не имеет значений $\delta^{18}O$ выше 9‰. По предположению Тейлора [50], эти отношения $^{18}O/^{16}O$ свидетельствуют о том, что гранитоиды образовались из примитивной коры с низкими значениями ^{18}O или непосредственно из мантии.

Тейлор [50] полагает, что процесс образования гранитоидов со значениями $\delta^{18}O$ от 7 до 9‰ в некоторых аспектах существенно отличается от модели Баркера и др. [3], предложенной для пород со значением $\delta^{18}O$ 5—7‰. Одним из способов разрешения этой дилеммы является интерпретация данных Перри и др. [41, 42], относящихся к тоналит-гранодиоритовым гнейсам Гренландии, которые имеют значения $\delta^{18}O$ 7,9—9,0‰. Эти авторы считают, что базальтовые породы, обогащенные ^{18}O в результате выветривания в подводных условиях, были захоронены (или вовлечены в зону субдукции) и затем претерпели частичное плавление с образованием кислых протолитов, обладающих соответствующими отношениями изотопов кислорода. Эти исходные породы и бы-

Таблица 1

Значения $\delta^{18}O$ для архейских гнейсов северо-западного Онтарио (порода в целом)

Образец	$\delta^{18}O$, ‰	Порода
Лейк-Диспейр, гранитно-зеленокаменный пояс Вабигун		
Гнейсы Футпринт		
F110	8,85	Гранитогнейс
F103	7,79	Тоналитогнейс
F10	7,59	Трондьемитогнейс
F73	7,72	Гранодиоритогнейс
F152	7,45	Трондьемитогнейс
F98	7,57	Гранодиоритогнейс
F99	7,00±0,16 (2)	Троналитогнейс
F150	6,31	Кварцдиоритовый гнейс
F7	6,09	Тоналитовый гнейс
F151	6,05	Трондьемитогнейс
F149	5,93	Гранодиоритогнейс
Сидар-Лейк — Клей-Лейк, южная часть гнейсового пояса Инглиш-Ривер		
1. Гнейсы Туилайт		
309 Группа А	7,33±0,32 (2)	Парагнейс гранулитовой фации
377 Группа А	8,29±0,09 (2)	То же
535 Группа А	8,73	» » (?)
448 Группа В	9,03	» » (?)
538 Группа В	9,25	Парагнейс гранулитовой фации
2. Гнейсы Клей-Лейк		
531А	7,02	Эндербит гранулитовой фации
433	7,06	То же
553	7,87	» »
516	9,03	Аляскит гранулитовой фации
458	8,15	То же
367	8,76	» »
3. Гнейсы Сидар-Лейк		
432	8,72	Гранитогнейс амфиболитовой фации
24	7,37	То же
62	7,63	» »
350	8,01	» »
560	7,81	» »
Район Кенора, южная часть гнейсового пояса Инглиш-Ривер		
G106B	7,59	Биотитовый тоналитогнейс
G110A	7,39	Лейкократовый гранитоид, ассоциирующийся с тоналитогнейсами
G350A	7,96	Биотитовый тоналитогнейс
G350B	8,02	Пегматоидный гранитогнейс
G886	8,26	То же
G715	7,51	Тоналит Мелик
G596A	7,85	То же
G135	7,54	Серый гранодиорит Даллес
G145	7,26	Розовый гранит Даллес
G835	8,56	Лейкократовый гранитоид, ассоциирующийся с амфиболитом
Район Пакуош-Лейк, северная часть гнейсового пояса Инглиш-Ривер		
L37	8,97	Плагиоклаз-кварц-биотит-гранатовая слоистая метаграувакка
P178	10,95	Плагиоклаз-кварц-биотитовая слоистая метаграувакка
P249A	9,18	Плагиоклаз-кварц-биотит-гранатовая слоистая метаграувакка

Продолжение табл. 1

Образец	$\delta^{18}O$, ‰	Порода
P61A	11,31	Плагиоклаз-кварц-биотит-гранатовая слоистая метаграувакка
P164	9,04	То же
P205B	9,83	» »
P202A	11,69	» »
P306A	10,93	» »
P1097	8,83	» » (?)
P52B	10,21	Плагиоклаз-кварц-биотитовая слоистая метаграувакка
P181	9,11	Плагиоклаз-кварц-биотит-гранатовая слоистая метаграувакка
P80	10,23	То же
L42	9,46	» »
L40	6,75	Мигматизированная метаграувакка
L44A	6,99	То же
L44B	6,53	» »
L43	7,68	Лейкосома: кварц-плагиоклаз-микроклин-мусковитовый пегматит
L45B	6,99	Мигматизированная метаграувакка
L45A	9,70	Мигматизированный метапелит
L41	10,0 [a]	Дайка розового пегматита

[a] Рассчитано по $\delta^{18}O$ для минералов и данных модального состава. Следующие авторы предоставили образцы: из района Сидар-Лейк — Клей-Лейк — Вестерман, из района Кенора — Гоуэр, из района Пакуош-Лейк (серия Р) — Бикхауз.

ли впоследствии метаморфизованы и превращены в гнейсы. Первичный изотопный состав базальтовых пород, при плавлении которых, возможно, образовывались архейские кислые магмы, мог варьировать.

Самые низкие отношения $^{18}O/^{16}O$, которые наблюдаются в архейских гранитоидах (менее 3‰), по-видимому, не связаны с магматическими или метаморфическими процессами. Тейлор и Магаритс [53] и Тейлор [50] объясняют их воздействием атмосферных вод. Лонгстафф и др. [33] получили сходные результаты, которые обсуждаются ниже в этой главе.

Результаты определения $\delta^{18}O$ в гранитоидах северо-западного Онтарио

Результаты определения $\delta^{18}O$ в гранито-гнейсах северо-западного Онтарио приведены в табл. 1 и иллюстрируются рис. 2. Значения $\delta^{18}O$ меняются от 5,9 до 11,7‰, однако только образцы гнейсов Пакуош имеют $\delta^{18}O$ выше, чем полученные для неизмененных гранитоидов архейских плутонов также из северо-западного Онтарио.

Большинство значений $\delta^{18}O$ для комплексов Футпринт, Клей-Лейк, Сидар-Лейк, Туилайт (не путать с протерозойскими гнейсами Туилайт из Колорадо [2]), а также для гнейсов района Кенора позволяет отнести их к категориям от I до H_2 по классификации Тейлора [47], предложенной им для гранитных пород (см. рис. 2). Значения $\delta^{18}O$ для наименее метаморфизованных плутонических пород также превышают 9,3‰ (табл. 2, рис. 3). Таким образом, архейские гранитоиды в общем обогащены ^{18}O по сравнению с аналогичными породами фанерозойских батолитов западной части США, которые имеют значения отношений изотопов кислорода, соответствующие группе H_2 по Тейлору [47, 50].

Отношения $^{18}O/^{16}O$ находятся в пределах значений, свойственных категориям LL и L по Тейлору [47], включая некоторые диориты и гранодиориты комплекса Джэкфиш-Лейк и некоторые образцы гнейсов Пакуош и гнейсов

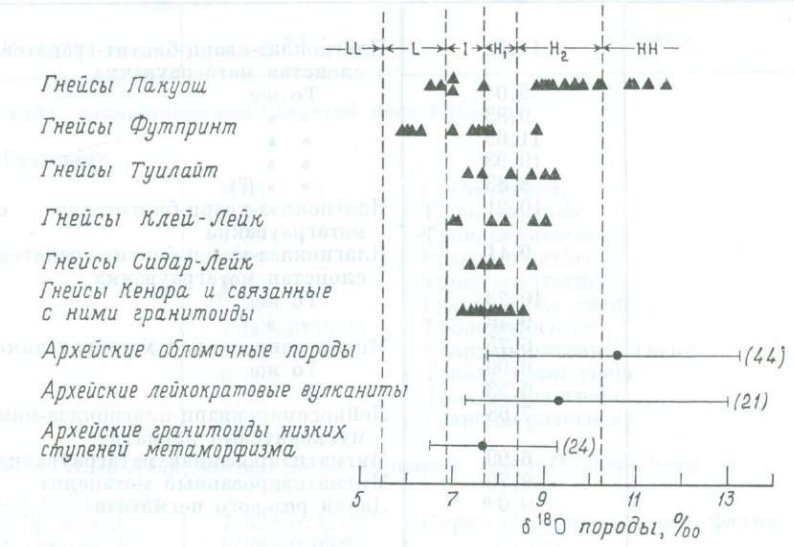


РИС. 2. Изотопный состав кислорода в архейских гнейсах северо-западного Онтарио (порода в целом). Кроме того, показаны средние значения и пределы колебаний величины $\delta\ ^{18}O$ для архейских обломочных метаосадочных пород зеленосланцевой фации и лейкократовых метавулканитов [29], а также для неизмененных архейских плутонических гранитоидов (диориты комплекса Джэкфиш-Лейк исключены). Цифры в скобках указывают количество образцов. Классификационная схема, основанная на изотопном составе кислорода (категории LL, L, I, H_2, HH), заимствована у Тейлора [47].

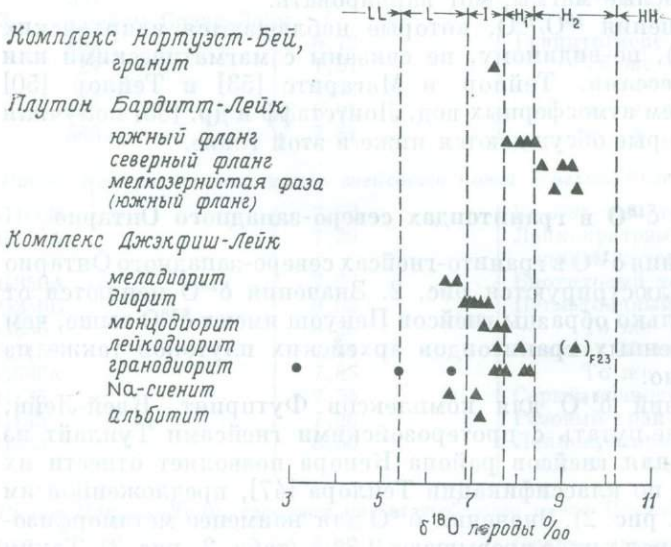


РИС. 3. Значения $\delta\ ^{18}O$ для плутонических пород (порода в целом) из района Бардитт-Лейк — Лейк-Диспейр, гранитно-зеленокаменный пояс Вабигун. Низкие величины $\delta\ ^{18}O$ для некоторых гранодиоритов комплекса Джэкфиш-Лейк обусловлены их изменением. Несколько пониженные значения $\delta\ ^{18}O$ для натровых сиенитов из этого комплекса могут быть связаны с магматическими процессами или с изотопным обменом с вмещающими основными метавулканитами. Черные кружки — измененные породы, черные треугольники — неизмененные породы.

Футпринт (рис. 2 и 3). Низкие значения, определенные для диоритов, не удивительны, учитывая меланократовый состав этих пород [32]. Низкое содержание ^{18}O в гранодиоритах комплекса Джэкфиш-Лейк является следствием взаимодействия с грунтовыми водами. Повышенный интерес вызыва-

Таблица 2

Значения $\delta^{18}O$ для архейских плутонических пород района Бардитт-Лейк — Лейк-Диспейр, северо-западное Онтарио

Образец	$\delta^{18}O$, ‰	Порода
Плутон Бардитт-Лейк		
G53 (южный фланг)	8,23	Мусковит-биотитовый гранодиорит
G56 То же	8,34	То же
442-10	7,76	Биотит-роговообманковый гранодиорит
441-2 » »	8,04	Мусковит-биотитовый гранодиорит
G21 (северный фланг)	8,55	Биотит-роговообманковый гранодиорит
G22 То же	8,91	То же
G8 » »	9,17	» »
G51 (южный фланг)	9,27	Мелкозернистый гранодиорит
G78 То же	8,84	Массивный аплит
Комплекс Нортуэст-Бей		
F129	7,50±0,24 (3)	Гранит
Комплекс Джэкфиш-Лейк		
F139	6,37	Меладиорит
F146	6,68	»
F84	6,99	Диорит
F21	6,86±0,17 (2)	»
D8	6,96	»
F131	7,19	»
F144	7,33±0,06 (2)	»
F135	7,54	Монцодиорит
F82	7,72	»
F133	7,26	Кварцевый монцодиорит
F94	7,54	Лейкодиорит
F24	8,08±0,16 (2)	Лейкократовый кварцевый диорит
F113	7,61	Гранодиорит
F118	7,77	»
F26	7,48	»
D1	8,17	»
F3	8,24	»
F40	6,58 [a]	»
F37	5,41 [a]	»
F67	3,16 [a]	»
F46	7,10	Натровый сиенит
F28	6,49	» »
F86	7,21	Альбититовая дайка
F23	9,23	Кварц-плагиоклазовая дайка

[a] Измененная порода. Образцы из плутона Бардитт-Лейк предоставлены Бирком.

ют обедненные ^{18}O гнейсы Пакуош ($\delta^{18}O$ 6,53—6,99‰) и Футпринт ($\delta^{18}O$ 5,93—7,00‰); такие значения характерны для архейских образований, описанных Форкейдом и Джевоем [22], Ши и Шварцем [44] и Баркером и др. [3].

Геохимия изотопов кислорода гнейсов Пакуош. Мигматизированные метаосадочные гнейсы (включая гнейсы Пакуош) расположены в пределах северной части гнейсового пояса Инглиш-Ривер; они обсуждались в работах Бикхауза [4—6], а также в работе Брейкса и Бонда [12]. Гнейсы Пакуош сложены плагиоклазом, кварцем, биотитом, гранатом и изредка мусковитом, силлиманитом, магнетитом и кордиеритом. Изменения содержаний биотита и граната помогают установить первичную слоистость, которую Бикхауз [5]

интерпретировал как переслаивание метаграувакк, алевритовых метаграувакк и метааргиллитов. Осадочные текстуры плохо сохранились, но Бикхауз [6] все же наблюдал структуры оползания, а также градационную и тонкую косую слоистость.

Гнейсы Пакуош были метаморфизованы до средних и верхних ступеней амфиболитовой фации и частично расплавлены. Брейкс и Бонд [12] разработали классификацию аналогичных пород из данного района по соотношению в них лейкосомы и палеосомы. В процессе данного исследования изучались две группы пород: «протометатекситы» (отношение лейкосома/палеосома $<0{,}1$), в них лейкосома представлена линзами и прослоями в пелитовых слоях гнейсов (образцы L37, L42, серия P; табл. 1), и «метатекситы» (лейкосома/палеосома $= 0{,}1 \div 0{,}6$), в которых для метаграувакковой палеосомы

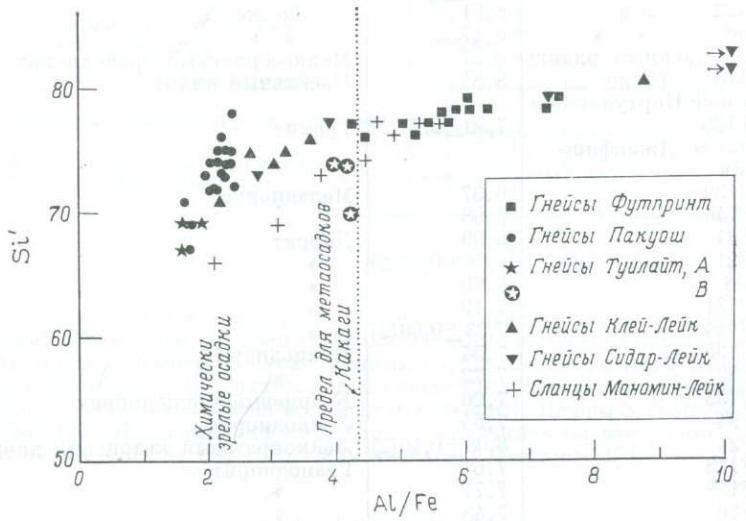


РИС. 4. Диаграмма Si′ — Al/Fe [18] для некоторых архейских гнейсов. Поле химически зрелых обломочных пород показано по Деннену и Муру [18].

характерна строматитовая полосчатость, а лейкосома образует протяженные полосы (обр. L40, L44A, L44B, L45A, L45B). В последней группе лейкосома иногда дискордантно инъецирует метаграувакковую палеосому.

Значения $\delta^{18}O$ для палеосомы метаграувакковых гнейсов Пакуош составляют от 6,5 до 11,7‰ (табл. 1, рис. 2), а для протометатекситов 8,8—11,7‰, это самые высокие отношения изотопов кислорода, известные для архейских гнейсов. Эти величины перекрывают область значений архейских обломочных метаосадочных пород, метаморфизованных в фации зеленых сланцев [29], и, таким образом, подтверждают осадочную природу этой серии. Однако метавулканические протолиты не могут быть идентифицированы на основании только одних изотопных данных.

Метаграувакковые прослои из обеих групп гнейсов Пакуош имеют состав, сходный с составом многих химически «зрелых» обломочных осадков. Мур и Деннен [36] и Деннен и Мур [18] указали на то, что химически зрелые обломочные осадки имеют отношения Al/Fe около $1{,}9 \pm 0{,}4$, а значения параметра Si′, сильно меняющиеся из-за гидравлической сортировки ($Si' = \frac{Si}{Si+Al+Fe} \cdot 100$). Состав палеосомы метаграувакковых гнейсов Пакуош в отличие от составов других изученных гнейсов попадает в это поле (рис. 4). Более «зрелые» архейские обломочные метаосадочные породы из северного

Онтарио также имеют отношения Al/Fe около 1,9 и обогащены ^{18}O [28]. Но очень примитивные архейские метаграувакки, такие, как грауваккн из района Какаги-Лейк, могут иметь более высокие значения этого отношения; самые высокие из них, установленные Лонстаффом [28], показаны на рис. 4.

Шоу [43] предложил различать гнейсы магматического и осадочного происхождения по дискриминантной функции главных элементов (DF). Зна-

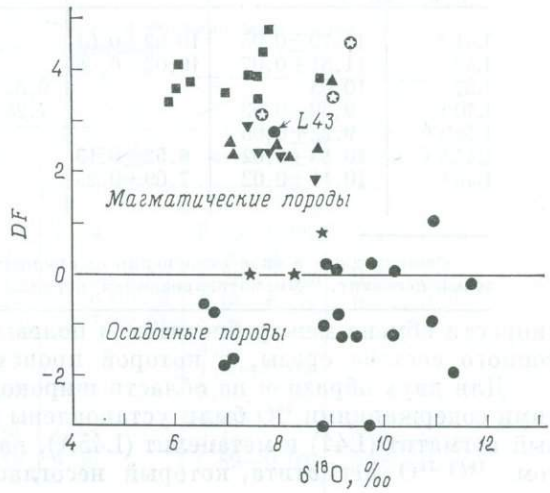


РИС. 5. Диаграмма дискриминантная функция (DF) — $\delta^{18}O$ для некоторых архейских гнейсов. Значения дискриминантной функции заимствованы у Шоу [43]. $DF = 10{,}44 - 0{,}21\ SiO_2 - 0{,}32\ Fe_2O_{3(общ)} - 0{,}98\ MgO + 0{,}55\ CaO + 1{,}46\ Na_2O + 0{,}54\ K_2O$.

чения DF менее нуля указывают на осадочную природу протолитов, а выше нуля — на магматическую. На рис. 5 значения этой функции для многих исследованных гнейсов соотнесены со значениями $\delta^{18}O$ по методу Ши и др. [46]. В отличие от других изученных гранитоидов, точки метаграувакковых слоев Пакуош группируются в пределах поля осадочных пород, несмотря на их изотопный состав.

Таким образом, по крайней мере в данном случае, ясно, что породы с низкими содержаниями ^{18}O из толщи Пакуош не были образованы в результате магматических процессов. Высокие величины $\delta^{18}O$ для протометатекситов показывают, что обогащение ^{18}O не могло произойти в ходе осадочных процессов [29], поскольку это противоречит второй гипотезе, предложенной Форкейдом и Джевоем [22]. Мне представляется, что метатекситы Пакуош были обеднены ^{18}O во время метаморфизма высоких ступеней и частичного плавления. Присутствие кислого расплава и (или) флюидов в метатекситах могло способствовать изотопному обмену с внешним источником, обладающим низким содержанием ^{18}O при высоких температурах.

Изотопный состав минералов из гнейсов Пакуош, как показали исследования, отражает вариации изотопного состава пород в целом (табл. 3, рис. 6). Если не считать (необъясненного) значения $\delta^{18}O$ для кварца (L37), два образца (L42, L37) немигматизированной грауваккоиой палеосомы (протометатекситы) имеют значительно более высокие отношения $^{18}O/^{16}O$ по сравнению с минералами из метатекситов (L40, L44A, L44B). Лейкосома (L43), связанная с мигматизированными метаграувакками, имеет значения $\delta^{18}O$, аналогичные значениям минералов. В минералах не отмечается существенных отклонений от изотопного равновесия, какие обычно наблюдаются в связи с воздействием атмосферных вод. Тем не менее различные минералы обеднены ^{18}O в различной степени; для слюды характерна самая значительная потеря ^{18}O (3,9‰), затем следуют полевые шпаты (2,8‰) и, наконец, кварц (1,5‰). О'Нил и Чаппелл [37] и Кол и Омото [15] указали на то, что относительные

Таблица 3

Результаты определения изотопного состава минералов из гнейсов Пакуош и связанных с ними пегматоидов

Образец	$\delta^{18}O$, ‰				
	Кварц	Микроклин	Плагиоклаз	Мусковит	Биотит
L41 [а]	11,79±0,05	10,02±0,01		9,54	6,69±0,07
L42	11,81±0,07	10,02±0,08			5,57±0,17
L37	10,05		$9,32\pm0,007\ An_{20}$		5,20
L40 [б]	9,30±0,03		$7,28\pm0,01\ An_{20}$		1,63±0,19
L44B [б]	9,22±0,06				1,95±0,26
L44A [б]	10,33±0,02	6,52±0,13			2,17±0,19
L43 [в]	10,11±0,02	7,09±0,25		5,59	2,10±0,37

Ошибки даны в виде отклонения от среднего по серии анализов. [а] Секущий розовый пегматит. [б] Мигматизированная порода. [в] Лейкосома, белый пегматоид.

скорости обмена между биотитом и полевым шпатом могут зависеть от изотопного состава среды, в которой происходил обмен.

Для двух образцов из области широкого распространения пород с низкими содержаниями ^{18}O были установлены высокие значения $\delta^{18}O$. Это розовый пегматит (L41) и метапелит (L45A), находящийся в контакте с пегматитом. $^{18}O/^{16}O$ пегматита, который несогласно интрудирует обедненные ^{18}O

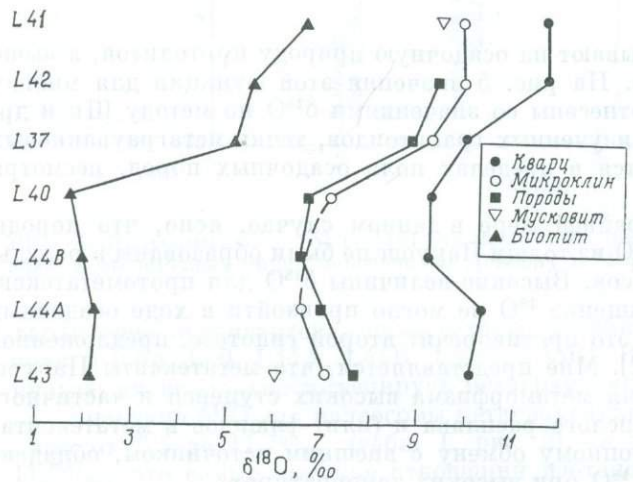


РИС. 6. Значения $\delta^{18}O$ для минералов гнейсов Пакуош и связанных с ними пегматоидов.

метатекситы, позволяет предположить, что эта порода образовалась при частичном плавлении не обедненных ^{18}O метаосадочных пород. Возможно, что такие парагнейсы подверглись частичному плавлению после главного периода мигматизации на более высоких горизонтах коры, чем метатекситы. Поскольку такое плавление произошло на небольших глубинах, изотопный обмен между образовавшейся магмой и расположенным ниже источником, обедненным ^{18}O, не имел места. Высокие содержания ^{18}O в метапелитовых породах, вероятно, являются следствием изотопного обмена с поздними пегматитами.

Геохимия изотопов кислорода гнейсов Футпринт. Среди тоналит-гранитных гнейсов Футпринт так же, как и среди гнейсов Пакуош, имеются породы со значениями $\delta^{18}O$ 5,9—7,0‰ и породы с более обычным изотопным соста-

вом. Как и в случае гнейсов Пакуош, не наблюдается явных химических различий между двумя группами образцов. Метамагматический характер гнейсов Футпринт не вызывает сомнений (рис. 4, 5; [28, 32]).

Значения отношений $^{18}O/^{16}O$ в минералах гнейсов Футпринт уменьшаются вместе с уменьшением этого отношения в породе в целом (табл. 4), хотя

Таблица 4

Результаты определения изотопного состава минералов из гнейсов Футпринт

Образец	$\delta^{18}O$, ‰				
	Кварц	Микроклин	Эпидот	Мусковит	Магнетит
F110	10,59±0,10	7,99±0,17	5,74	2,52±0,08	0,18±0,29
F73	10,64±0,13	6,63±0,13		2,50±0,26	
F98	9,76±0,17	7,08±0,27	3,91±0,10	1,36±0,12	0,00±0,07
F103	9,65±0,12	7,57±0,25	4,66±0,16	2,04±0,25	0,24∓0,49
F10	9,74±0,15	7,65±0,11	4,45±0,01	2,34	
F152	8,86	8,14		4,49	
F99 [a]	8,84±0,12	8,55		1,69±0,09	
F150 [a]	8,66±0,03	5,59±0,02	3,63	0,20±0,23	0,61
F7 [a]	8,97±0,02	6,65		2,70	
F151 [a]	9,62±0,25	7,30±0,20	2,87	2,18	—0,80±0,10
F149 [a]	8,86±0,00	7,05±0,10	4,59	1,89±0,03	—0,09±0,02

Ошибки даны в виде отклонения от среднего по серии анализов. [a] «Мигматизированная» порода.

имеются и некоторые отклонения. Но тем не менее опять все фазы (за исключением магнетита из образца F150) одного образца обладают значениями, которые уменьшаются в порядке, установленном для неизмененных гранитоидов: кварц, полевой шпат, биотит, магнетит [47, 52].

Гнейсы Футпринт деформированы, содержат включения мигматизированного амфиболита и местами имеют строматитовые, флебитовые и птигматитовые текстуры. Эти особенности указывают на то, что данные породы претерпели метаморфизм, достигавший верхних ступеней амфиболитовой фации, хотя к такому выводу нельзя прийти, исходя из сравнительно малоинформативного минерального состава (кварц + плагиоклаз + микроклин + биотит).

Количественное разделение гнейсов и мигматитов особенно трудно произвести в отдельных образцах. Однако повторный осмотр обнажений, в которых имеюся породы, обедненные ^{18}O, показал, что в таких участках присутствует большое количество кварц-микроклин-плагиоклазовых полос. Эти полосы мощностью 1—5 см залегают согласно и переслаиваются с более тонкими (0,5—2 см) полосами обогащенной биотитом меланосомы и кварц-плагиоклаз-биотитовой палеосомы. «Немигматизированные гнейсы также обладают полосчатостью, но не столь хорошо выраженной. В противоположность «мигматитам» переходы между полосами довольно постепенные. Увеличение размеров зерен и появление отчетливой полосчатости — характерные особенности других участков, где тоналитовые гнейсы превращены в мигматиты» [27].

Ввиду указанной специфики возникновение обедненных ^{18}O пород в гнейсовом комплексе Футпринт также является результатом изотопного обмена, сопровождавшего мигматизацию, а не первичных магматических процессов.

Природа источника, обедненного ^{18}O. Если обеднение изотопом ^{18}O гнейсов Пакуош и Футпринт вызвано обменом во время частичного плавления, которое имело место при метаморфизме высоких ступеней, то можно ввести некоторые ограничения для определения природы гипотетического источника, с которым происходил обмен.

Во-первых, обмен должен был происходить при температурах по крайней мере 650—700 °С, т. е. минимальных температурах плавления пород, по составу сходных с гнейсами Футпринт и Пакуош.

Во-вторых, источник, с которым происходил обмен, должен был быть способен в конечном счете образовать породы с одинаковыми изотопными отношениями (от 5,9 до 7,0‰) из обеих групп гнейсов, несмотря на первичные изотопные различия пород Пакуош (8,83—11,69‰) и Футпринт (7,45—8,85‰). Особенности среды изотопного обмена не ясны, наиболее вероятно присутствие флюида (преимущественно водного?), при участии которого протекало частичное плавление.

Необходимы были такие условия, при которых среда обмена находилась в высокотемпературном равновесии с источником изотопов кислорода, который обладал бóльшим объемом по сравнению с гнейсами (отношение источник/гнейс должно было быть более двух), кроме того, источник должен был иметь значение $\delta^{18}O$ около 6‰ [28]. Из обычных пород такими значениями $\delta^{18}O$ обладают базиты и ультрабазиты. Наиболее вероятно, что в архейских областях это были базальты. Таким образом, можно предположить, что во время частичного плавления гнейсы пришли к изотопному равновесию с флюидами, изотопный состав которых контролировался подстилающими базальтами.

Другие возможные причины обеднения ^{18}O. Заслуживают внимания две другие возможности обеднения гнейсов изотопом ^{18}O. Это обмен с атмосферными водами и взаимодействие с морской водой.

Тейлор и его коллеги [48, 50] зафиксировали обеднение ^{18}O и D гранитоидов при взаимодействии с горячими грунтовыми водами. Магаритс и Тейлор [35] показали, что атмосферные воды могут воздействовать на гранитные породы в масштабе батолита, однако Тейлор [49, 50] пришел к выводу о том, что, хотя системы циркуляции атмосферных вод и установлены в большинстве батолитов, бóльшая часть пород при этом не изменила свой изотопный состав, за исключением, возможно, отношений D/H в водных минералах.

Из-за перекристаллизации петрографические данные малопригодны для установления изменений гнейсов, связанных с воздействием на них атмосферных вод, которое произошло до последней стадии метаморфизма. Но другие данные показывают, что такое воздействие не произвело существенных изменений отношения $^{18}O/^{16}O$ в гнейсах Футпринт и Пакуош. Во-первых, значений $\delta^{18}O$ менее 5,9‰ не установлено, во-вторых, необходимый минимум образцов не обнаруживает закономерного распределения, которое характерно для зон проникновения атмосферных вод [50, 20]. И наконец, большинство всех минералов обладают «нормальным» фракционированием изотопов (Δ).

Ювенильная и нестабильная природа архейской коры позволяет говорить о возможности проникновения морской воды через отдельные части гнейсовых комплексов Футпринт и Пакуош во время определенного периода их истории. Тем не менее это представляется маловероятным, так как по содержанию главных и второстепенных элементов и элементов-примесей породы, обедненные и не обедненные ^{18}O, не различаются между собой, а при воздействии горячей морской воды следует ожидать химических изменений.

Геохимия изотопов кислорода района Сидар-Лейк — Клей-Лейк: возможное обеднение ^{18}O в области развития гранулитов. Геология и геохимия района Сидар-Лейк — Клей-Лейк изучена Вестерманом [58, 59], Брейксом

и др. [13] и Брейксом и Бондом [12]. Вестерман [58, 59] выделил три главных комплекса, представляющие для нас интерес,— гнейсы Сидар-Лейк, измененные в амфиболитовой фации, и гнейсы Клей-Лейк и Туилайт, метаморфизованные в гранулитовой фации.

Гнейсы Сидар-Лейк — это ассоциации чередующихся деформированных амфиболитов и гранитоидов. Вестерман [58, 59] предполагает, что протолитами кислых образований были интрузивные гранитоиды, для которых характерен обычный известково-щелочной тренд дифференциации, а не простое обогащение натрием.

Гнейсы Клей-Лейк представляют известково-щелочную серию метаинтрузивных пород, варьирующих по составу от тоналита до гранита. Встречаются прослои претерпевших ретроградный метаморфизм эндербитов, перемежающихся с гранатсодержащими аляскитами. Как считает Вестерман [58, 59], наблюдаемое теперь согласное залегание этих, до некоторой степени различных по химическому составу, слоев является результатом либо послойного внедрения, либо сильного расплющивания во время деформации.

Вестерман [58, 59] разделил гнейсы Туилайт на две группы. Считается, что группа А имела обломочные метаосадочные протолиты. Группа В сложена более крупнозернистыми, более массивными породами и по объему меньше, чем группа А; Вестерман [58, 59] предположил, что исходными породами для нее были пирокластические образования.

На рис. 4 видно, что точки, отражающие составы гнейсов Сидар-Лейк, Клей-Лейк и группы В комплекса Туилайт, лежат вне поля химически зрелых терригенных осадков, выделенного Денненом и Муром [18]. Только точки группы А комплекса Туилайт попадают в поле метаграувакковых слоев Пакуош. Но группа В имеет отношения Al/Fe, которые находятся в пределах, установленных для незрелых метаграувакк Какаги-Лейк. По дискриминантной функции Шоу [43] породы группы А также попадают в пределы поля осадочных пород или располагаются вблизи него в противоположность породам группы В, которые попадают в поле гнейсов магматического происхождения. В этом случае мы опять можем видеть, что очень незрелые архейские метаграувакки могут иметь дискриминационную функцию значительно больше нуля [28]. Таким образом, в то время как осадочная природа группы А подтверждается химизмом слагающих ее пород, происхождение группы В (магматическое или осадочное) остается невыясненным.

Гнейсы Туилайт интенсивно деформированы и метаморфизованы в гранулитовой фации [58, 59], однако частичное плавление наблюдается в очень ограниченных масштабах.

Результаты, полученные с помощью изотопии кислорода. Все гнейсы из района Сидар-Лейк — Клей-Лейк имеют значения $\delta^{18}O$ 7,0—9,3‰ несмотря на то, что у них были различные протолиты (табл. 1, F, рис. 7). Характерно, что породы групп А и В гнейсового комплекса Туилайт обладают такими же значениями отношения $^{18}O/^{16}O$. Если породы группы А образовались из химически зрелых обломочных пород осадочного происхождения, то они почти наверняка были обеднены ^{18}O на 1—3‰ [29]. Свойственные им значения $\delta^{18}O$ заметно ниже, чем у необедненных образцов из сходных по химическому составу гнейсов Пакуош (рис. 2). Группа В имеет значения $\delta^{18}O$, которые позволяют предполагать ее метамагматическое происхождение, однако если породы группы А обеднены ^{18}O, то образования перемежающейся с ней группы В должны были изменять свой изотопный состав во время гранулитового метаморфизма аналогично гнейсам Клей-Лейк.

Я полагаю, что гнейсы Туилайт и Клей-Лейк претерпели изменение изотопного состава, но группа В и комплекс Клей-Лейк раньше достигли изотопного равновесия с источником обмена. Маловероятно, что в группе А произошел изотопный обмен с неизменным источником, таким, как базальты,

поскольку значения $\delta^{18}O$ менее $7^0/_{00}$ не обнаружены. Другим и более простым объяснением является предположение о том, что гранулиты участвовали в изотопном обмене с окружающими более значительными по объему метамагматическими породами амфиболитовой фации метаморфизма (такими, как гнейсы Сидар-Лейк).

Результаты изучения изотопного состава пород группы А гнейсов Туилайт показывают, что архейские гнейсы осадочного происхождения могут иметь значения $\delta^{18}O$, сходные со значениями неизмененных архейских плу-

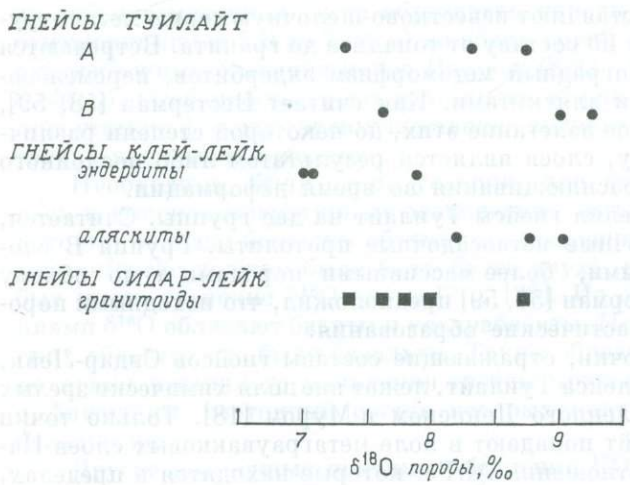


РИС. 7. Значения $\delta\ ^{18}O$ для пород в целом; район развития гнейсов Сидар-Лейк — Клей-Лейк. Черные кружки — породы гранулитовой фации, черные квадраты — породы амфиболитовой фации.

тонических гранитоидов. Однако следует отметить, что нужно осторожно интерпретировать значения $^{18}O/^{16}O$ гнейсов, метаморфизованных от верхних ступеней амфиболитовой до гранулитовой фации, учитывая природу их протолитов.

Изменение изотопного состава лейкократовых метавулканитов Бардитт-Лейк и гранодиоритового комплекса Джэкфиш-Лейк: взаимодействие с магматическими и атмосферными водами. В предыдущих разделах было показано, что некоторые архейские гнейсы сохраняют отношения $^{18}O/^{16}O$, являющиеся диагностическими для их протолитов, но что метаморфизм высоких ступеней может изменять эти значения. В этом разделе описываются два других типа изменений, которые влияют на изотопный состав архейских гранитоидов.

А. Метавулканические лейкократовые породы Бардитт-Лейк. В соответствии с данными Лонгстаффа и Шварца [29] $\delta^{18}O$ для лейкократовых метавулканических пород из района Бардитт-Лейк, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, изменяется от 7,9 до $11{,}4^0/_{00}$. По их мнению, наиболее обогащенные ^{18}O образцы из данного района претерпели некоторые низкотемпературные изменения, следствием чего явилось обогащение ^{18}O. Основные метавулканические породы зеленосланцевой фации из того же района также обогащены ^{18}O [32].

Более детальное изучение лейкократовых метавулканитов Бардитт-Лейк, измененных в зеленосланцевой фации, показало, что эволюция их изотопного состава является более сложной, чем это предполагалось ранее. Те образцы, которые были отобраны менее чем в 1000 м от гранодиоритового плутона Бардитт-Лейк, имеют значения $\delta^{18}O$, укладывающиеся в обычные пределы, характерные для лейкократовых вулканических пород [47]; но образовались эти породы, скорее всего, вследствие изменений, связанных с внедрением плутона Бардитт-Лейк, а не при магматических процессах.

Результаты определения изотопного состава образцов, отобранных вдоль линии, пересекающей плутон Бардитт-Лейк и вмещающие его лейкократовые метавулканические породы с северо-запада на юго-восток, показаны на рис. 8. Значения $\delta^{18}O$ для мусковит-биотитовых и биотит-роговообманковых гранодиоритов из южной части штока Бардитт-Лейк существенно не отличаются от значений для пород, слагающих центр плутона и его юго-восточный участок, но примерно на $1^0/_{00}$ ниже, чем значения $\delta^{18}O$ для гранодиоритов с микрокли-

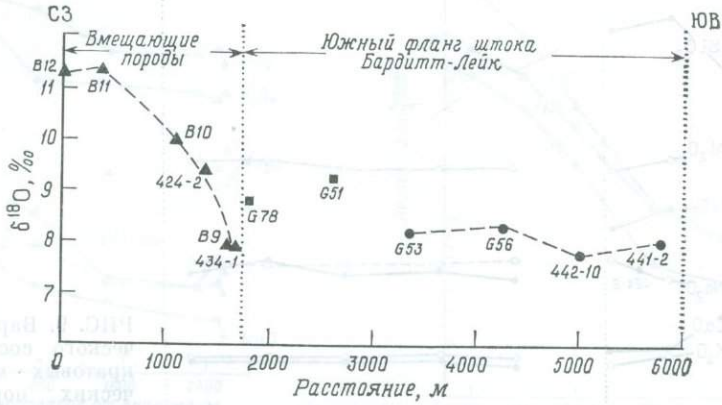


РИС. 8. Значения $\delta\ ^{18}O$ для пород в целом. Образцы отобраны вдоль линии, пересекающей с северо-запада на юго-восток южный фланг гранодиоритового плутона Бардитт-Лейк и вмещающие его лейкократовые метавулканиты. Образцы лейкократовых метавулканитов 424-2 и 434-1 отобраны юго-западнее этой линии на указанных расстояниях от контакта плутона с вмещающими породами; они образуют непрерывный ряд с образцами B9, B10, B11 и B12, демонстрирующий обеднение изотопом ^{18}O. Мелкозернистые породы G51 и G78 также находятся на линии разреза, они обогащены ^{18}O по сравнению со среднезернистыми гранодиоритами южного фланга. Значения $\delta\ ^{18}O$ для лейкократовых метавулканитов заимствованы у Лонгстаффа и Шварца [29]. Черные кружки — гранодиориты, черные квадраты — мелкозернистые породы, черные треугольники — лейкократовые метавулканиты.

новыми мегакристаллами, слагающих небольшой участок на севере плутона, и мелкозернистых фаз (G51, G78), которые обнажаются на юге (табл. 2). Значения $\delta^{18}O$ для вмещающих лейкократовых метавулканических пород убывают от $11{,}4^0/_{00}$ в 1700 м от плутона до $7{,}9^0/_{00}$ в пределах контактовой зоны шириной 50 м.

Сходство значений $\delta^{18}O$ для лейкократовых метавулканических пород, слагающих контактовую зону ($7{,}9^0/_{00}$), и мусковит-биотитовых и биотит-роговообманковых гранодиоритов, слагающих большую часть южного участка (среднее значение $8{,}0^0/_{00}$), позволяет считать, что лейкократовые метавулканиты в различной степени приблизились по изотопному составу к гранодиоритам, слагающим южную часть плутона. Наиболее реальным механизмом изотопного обмена является воздействие флюида, вначале находившегося в высокотемпературном изотопном равновесии с мусковит-биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами южной части плутона.

Тури и Тейлор [54, 55] показали, что обеднение ^{18}O может произойти в сравнительно сухих вмещающих породах кровли плутонов; в таких участках горячие породы способны к изотопному обмену с магматическими флюидами, поднимающимися вверх сквозь гранитоиды. Бирк и Мак-Натт [7, 8] указали на значение роли флюидов во время заключительных стадий кристаллизации плутона Бардитт-Лейк; более высокие значения $\delta^{18}O$ гранодиоритов северной части и тонкозернистых гранодиоритов южного участка могут быть связаны автометасоматозом, вызванным этими флюидами; Бирк и Мак-

Натт [8] также описывают резкие брекчированные контакты, свидетельствующие о том, что обнажаются верхние горизонты плутона.

Таким образом, если вмещающие лейкократовые метавулканические породы были сравнительно сухими, то в данном районе, по-видимому, име-

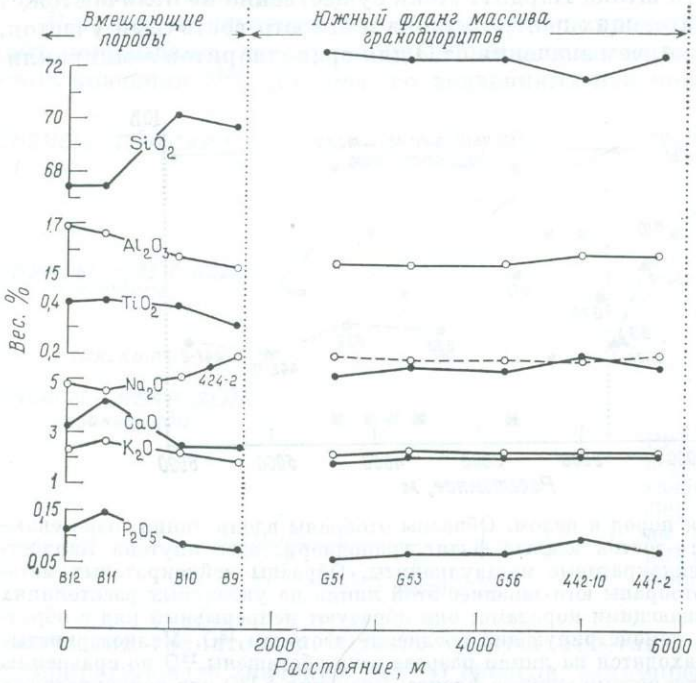


РИС. 9. Вариации химического состава лейкократовых метавулканических пород района Бардитт-Лейк, залегающих поблизости от плутона Бардитт-Лейк. Определения Na_2O для образца 424-2 и химические анализы главной фазы гранодиоритов проведены Бирком.

лись все необходимые условия для взаимодействия их с магматической водой.

Проникновение флюида из плутона во вмещающие породы, очевидно, должно было сопровождаться химическим изменением лейкократовых мета-

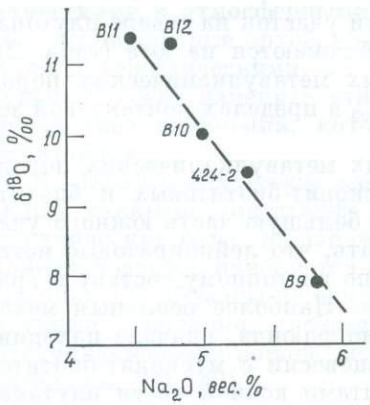


РИС. 10. Диаграмма $\delta^{18}O$ — Na_2O для лейкократовых метавулканических пород, залегающих поблизости от плутона Бардитт-Лейк.

вулканических пород в контактовой зоне. Химический состав вмещающих пород явно изменен (рис. 9), свидетельством чего является их альбитизация. Для вмещающих пород устанавливается корреляция между Na_2O и $\delta^{18}O$ (рис. 10), указывающая на возможную роль сравнительно обогащенного Na флюида в данном процессе.

Б. Гранодиоритовый комплекс Джэкфиш-Лейк. Разлом Нортуэст-Бей ограничивает с юга гранодиоритовый комплекс Джэкфиш-Лейк. Породы

данного комплекса, развитые вблизи разлома, явно изменены; плагиоклаз в них замутнен, а сами породы имеют красноватый оттенок из-за ожелезнения.

С приближением к разлому степень изменения пород увеличивается (рис. 11). Особый интерес представляет сравнение графиков распределения

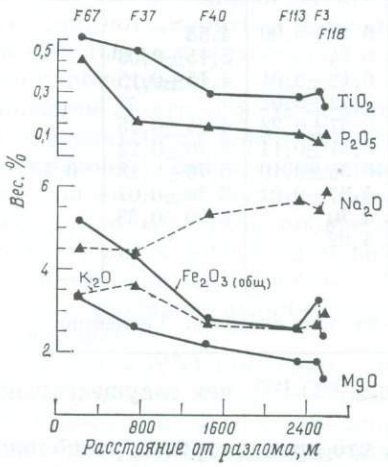


РИС. 11. Вариации содержаний некоторых элементов в породах гранодиоритового комплекса Джэкфиш-Лейк вблизи разлома Нортуэст-Бей. Породы F118, F3 и F113 не изменены.

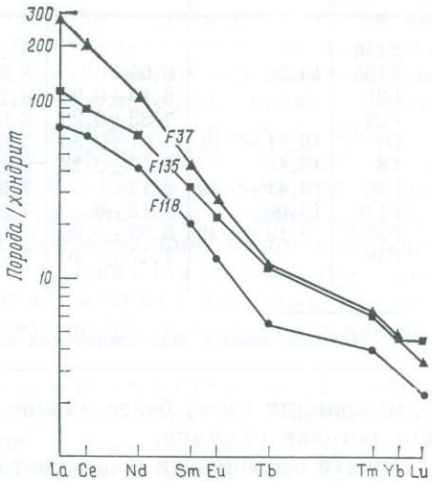


РИС. 12. Распределение нормализованных по хондритам содержаний р. з. э. в некоторых породах комплекса Джэкфиш-Лейк. F37 — измененный гранодиорит, F135 — монцодиорит, F118 — гранодиорит.

р. з. э. (содержания р. з. э. нормализованы по хондритам) для измененных (F37, гранодиорит) и неизмененных (F118, гранодиорит, и F135, монцодиорит) пород. Графики для последних двух образцов ограничивают изменения состава неизмененных частей гранодиоритового комплекса Джэкфиш-Лейк. По

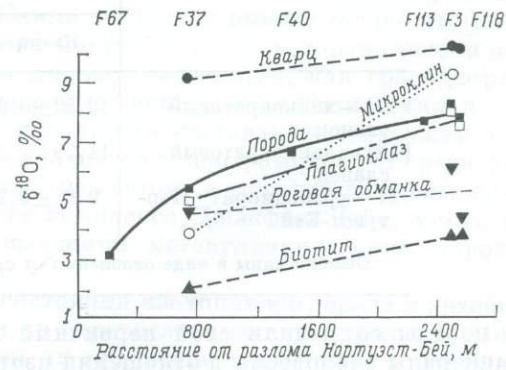


РИС. 13. Результаты определения $\delta^{18}O$ для пород и минералов комплекса Джэкфиш-Лейк в окрестностях разлома Нортуэст-Бей.

сравнению с неизмененными образцами образец F37 очень сильно обогащен легкими р. з. э. (рис. 12) [Лонгстафф и Крокет, готовится к публикации].

Измененные образцы тоже имеют необычные значения $\delta^{18}O$ (табл. 2). Они убывают (рис. 13) от 7,9‰ (в 2300 м от разлома) до 3,2‰ (в 220 м от разлома). Значения $\delta^{18}O$ для минералов из измененного гранодиорита (образец F37, табл. 5) также свидетельствуют об изотопном неравновесии. Напри-

Таблица 5

Изотопный состав кислорода в минералах пород комплекса Джэкфиш-Лейк

Образец	$\delta^{18}O$, ‰					
	Кварц	Микроклин	Плагиоклаз	Роговая обманка	Биотит	Магнетит
F146			8,79±0,00	6,17±0,00	4,53	
F135	10,36	8,04	8,67±0,15	6,54	5,15±0,03	
F21		8,10±0,20	8,25	6,12±0,01	4,15±0,15	
F24		7,83±0,22	8,08	5,42±0,01		
D1	10,51±0,01	7,61±0,36	7,51±0,13	5,37±0,22	4,24±0,15	
F3	10,16	9,17±0,23	8,14±0,01	6,01±0,11	3,70±0,22	
F26	10,41±0,10	9,12	7,29	6,35±0,10	5,70±0,18	0,56
F118	10,06	7,12±0,07	7,36±0,02	4,37±0,22	3,70±0,07	
F37 [a]	9,19±0,29	3,93±0,00	5,02±0,29	4,70	2,00±0,33	
F46		7,47±0,10	7,70±0,11	4,92		—1,89

Ошибки даны в виде отклонения от среднего по серии анализов. [a] Изменено.

мер, микроклин имеет более низкое отношение $^{18}O/^{16}O$, чем сосуществующая с ним роговая обманка.

Все эти особенности позволяют считать, что гранодиориты, расположенные в зоне разлома, были изменены при взаимодействии с атмосферной водой, как это было описано Тейлором [48].

Остается рассмотреть необычный характер изотопных и химических изменений. Значения $\delta^{18}O$ для двух гранитоидов (F31, F129, образцы отобраны из комплекса Нортуэст-Бей в 300 м от разлома, но с его южной стороны) характеризуют их как совершенно неизмененные породы (табл. 2,6).

Таблица 6

Изотопный состав кислорода в минералах гранитоидов комплекса Нортуэст-Бей и лейкократовых сланцев Маномин-Лейк

Образец	$\delta^{18}O$, ‰		
	Кварц	Микроклин	Биотит
F124 — лейкократовый сланец	12,52±0,05	10,00±0,11	5,04±0,11
F121 — лейкократовый сланец	11,79	8,59±0,00	4,56±0,31
F31 — гранодиорит Нортуэст-Бей	9,65±0,22	8,40	3,92±0,16

Ошибки даны в виде отлонения от среднего по серии анализов.

Эти породы сохранили свой первичный химический состав, а слагающие их минералы равновесны в отношении изотопов кислорода. Из этого следует, что либо породы комплекса Нортуэст-Бей в зоне разлома заняли свое современное положение после прекращения действия атмосферных вод, либо один из блоков был выдвинут по разлому из глубин, где не сказывалось влияние атмосферных вод. В любом случае сам разлом рассматривается как проводник флюидов, обедненных ^{18}O.

Комплекс Джэкфиш-Лейк: эволюция изотопного состава во время дифференциации. Приведенные примеры касаются вариаций изотопного состава,

которые могут быть связаны с осадочными, метаморфическими процессами и процессами изменения, тогда как значения $\delta^{18}O$, установленные для неизмененных участков комплекса Джэкфиш-Лейк, могут обсуждаться в рамках магматической эволюции.

Геология и геохимия части плутонического комплекса Джэкфиш-Лейк изучены Лонгстаффом [28], Лонгстаффом и др. [30, 33] и Блэкберном [10]. Большую часть области за пределами площади, изученной данными авторами, слагают диориты и монцодиориты, но на рассматриваемом нами участке в небольших количествах встречаются (кварцевые) монцодиориты, (кварцевые) лейкодиориты, тоналиты, гранодиориты и натровые сиениты. По предположению Лонгстаффа [28], весь комплекс образовался при частичном плавлении базальтовых пород на глубине, затем этот расплав внедрился в верхние горизонты, заняв современное положение, где произошла кристаллизация большей части магмы и образовались диориты. Тем не менее небольшой объем магмы подвергся прогрессивной дифференциации, которая контролировалась кристаллизацией амфибола, а на поздних стадиях — также натрового плагиоклаза и микроклина. Содержание амфибола, например, варьирует от 70% в наиболее меланократовом диорите до 5% в наиболее лейкократовых породах.

Значения $\delta^{18}O$ для неизмененных пород меняются от 6,4 до 9,2‰ (рис. 3, табл. 2) и обычно увеличиваются по мере того, как породы становятся более лейкократовыми: для меланодиоритов они составляют 6,4—6,7‰, для диоритов 6,9—7,3—8,1‰, для (кварцевых) монцодиоритов 7,3—7,7‰, для (кварцевых) лейкодиоритов 7,5—8,1‰, гранодиоритов 7,5—8,2‰. Но натровые сиениты и альбититы, которые в составе комплекса играют незначительную роль и являются самыми лейкократовыми породами, не подчиняются этой закономерности. Они имеют значения $\delta^{18}O$ (6,5—7,2‰) ниже, чем гранодиориты, с которыми они тесно ассоциируются.

Эти вариации изотопного состава могут быть объяснены с позиций эволюции минерального состава комплекса. Первичная кристаллизация большого количества амфибола (и, возможно, некоторого количества пироксена), который имеет низкие значения $\delta^{18}O$ (4—6‰), должна приводить к образованию пород с низкими значениями $\delta^{18}O$. Однако, когда богатые ^{18}O фазы, такие, как кварц и полевой шпат, начинают преобладать среди кристаллизующихся фаз, возникающие при этом породы должны иметь прогрессивно увеличивающиеся значения $\delta^{18}O$. Самые последние порции жидкости (натровые сиениты и альбититы), возможно, могут быть до некоторой степени обеднены ^{18}O по сравнению с ранними дериватами, такими, как гранодиориты. Это может объясняться тем, что натровые сиениты и альбититы сильно обогащены полевым шпатом (>95% модального состава), но содержат очень немного кварца, который является главным концентратором ^{18}O среди фельзических минералов. Другое объяснение состоит в том, что натровые сиениты, залегающие в кровельной части комплекса Джэкфиш-Лейк, могли претерпеть изотопный обмен с вмещающими метавулканическими породами ($\delta^{18}O \simeq 5{,}5‰$ [28]).

Равновесное и неравновесное состояния изотопов кислорода в архейских гранитоидах. Последним вопросом из перечисленных во введении к данной статье был следующий: равновесны ли архейские гранитоиды в отношении изотопного состава кислорода? Предшествующее обсуждение показало, что нет. Цель данного раздела — приблизительно оценить степень неравновесности; детально этот вопрос будет рассмотрен в специальной статье.

Первым признаком изотопной неравновесности данных пород являются широкие пределы фракционирования изотопов между кварцем и микроклином (Δ кварц — микроклин). Большинство магматических пород, равновесных в отношении изотопного состава кислорода, имеют значения Δ кварц —

микроклин от 0,8 до 2,0‰ [38]. Значения этого параметра для наименее метаморфизованных пород комплекса Джэкфиш-Лейк варьируют от 0,9 до 2,9‰, а рассчитанные по этой минеральной паре изотопные температуры обычно не совпадают с температурами, установленными по парам кварц — роговая обманка и кварц — биотит. Температуры, рассчитанные по двум последним парам, также не всегда совпадают! Микроклин из комплекса Джэкфиш-Лейк встречается в виде мегакристаллов [32], его присутствие и изотопный состав, вероятно, связаны с автометасоматозом (Лонгстафф и др., готовится к публикации).

Значения Δ кварц — микроклин для гнейсов также указывают на отсутствие изотопного равновесия в этих породах. Значения, определенные как для мигматизированных, так и для немигматизированных частей гнейсов Футпринт, изменяются от 0,3 до 4,0‰, при этом нет существенных различий в фракционировании между двумя группами. Величина Δ кварц — микроклин для гнейсов Кенора (табл. 7) составляет 1,2—3,3‰, а для «мигмати-

Таблица 7

Изотопный состав кислорода в минералах пород района Кенора

Образец	$\delta^{18}O$, ‰				
	Кварц	Микроклин	Роговая обманка	Биотит	Магнетит
G106B	10,13±0,25			2,73±0,06	
G110A	10,29±0,08	6,97±0,07		1,59	
G350A	10,50±0,10		5,18±0,12	3,09	
G350B	9,65±0,10	8,42		2,29	
G886	10,46±0,06	7,63		2,20±0,06	
G715	9,94			2,24	3,26
G596A	9,31±0,09	7,54±0,03		2,70±0,25	1,71±0,06
G135	9,73±0,03	7,07		2,70±0,03	1,35±0,19
G145	9,70±0,10	7,07		2,29	3,33
G835B	9,96±0,14			3,12	

Ошибки даны в виде отклонения от среднего по серии анализов. Выделение минералов проведено Гоуэром.

зированных» гнейсов Пакуош — 3,0—3,8‰, что значительно выше, чем можно было ожидать для пород высоких ступеней метаморфизма. Во всех случаях температуры, определенные по паре кварц — микроклин, не всегда совпадают с температурами, установленными по другим парам минералов, и чаще всего они ниже. Это относится и к температурам, рассчитанным по паре кварц — плагиоклаз.

Вторым указанием на неравновесное состояние изотопов кислорода является низкое значение $\delta^{18}O$ для биотита и значительных по объему кварц-биотитовых фракционатов гнейсов Футпринт и Кенора и «мигматизированных» гнейсов Пакуош (табл. 3, 4 и 7). Большинство биотитов из плутонических гранитоидов имеют более высокие значения $\delta^{18}O$ (3—7‰; см. обобщение литературных данных в статье Лонгстаффа, 1978), такие же, как и из комплексов Джэкфиш-Лейк и Нортуэст-Бей (табл. 5 и 6). Вследствие значительного фракционирования изотопов в гнейсах между кварцем и биотитом температуры, рассчитанные по паре кварц — биотит, низкие (в среднем 340—410 °С, табл. 8); все опубликованные температуры рассчитаны с помощью уравнения Боттинги и Джевоя [11]. Лейкократовые сланцы Маномин-Лейк, метаморфизованные в амфиболитовой фации, хотя и обладают нормальными значениями $\delta^{18}O$ для биотита, также имеют более высокие, чем

Таблица 8

Сводка температур (°С), рассчитанных по изотопам кислорода [а]

Породы	Δ кварц — биотит		Δ кварц — амфибол		Δ кварц — магнетит	
	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее	Пределы	Среднее
Гнейсы Футпринт [б]	365—460	400 (40)			425—560	490 (6)
Гнейсы Кенора	360—435	405 (10)		475 (1)	550—660	610 (4)
Мигматизированные гнейсы Пакуош	375—410	390 (4)				
Лейкократовые сланцы Маномин-Лейк	405—415	410 (2)				
Комплекс Джэкфиш-Лейк [в]	440—560	490 (5)	450—600	540 (5)		480 (1)
Комплекс Нортуэст-Бей		490 (1)				
Немигматизированные гнейсы Пакуош	460—550	515 (3)				

Цифра в скобках означает число минеральных пар. [а] Рассчитано с помощью уравнения Боттинги и Джевоя [11]. [б] Образец F152 исключен: T (кварц — биотит) = 590 °С. [в] Исключен измененный гранодиорит F37.

этого можно было ожидать, значения Δ кварц — биотит и соответственно более низкие кварц-биотитовые температуры (табл. 8).

С другой стороны, породы комплекса Джэкфиш-Лейк, вместе с немигматизированными (более низкая ступень метаморфизма) частями гнейсов Пакуош имеют средние кварц-биотитовые температуры от 490 до 515° С (табл. 8), более высокие, чем температуры гнейсов. Кварц-амфиболовые температуры комплекса Джэкфиш-Лейк еще выше: 450—600° С. Таким образом, роговая обманка, очевидно, менее восприимчива, чем биотит, к субсолидусному обмену, который наблюдается в комплексе Джэкфиш-Лейк.

Некоторые низкие значения $\delta^{18}O$ для биотитов из гнейсов обусловлены общим обеднением ^{18}O, описанным выше. Это наиболее вероятно для «мигматизированных» частей гнейсов Пакуош, в которых отношения $^{18}O/^{16}O$ в биотите уменьшились от 5,2—6,7‰ до 1,6—2,2‰. Однако этот эффект в меньшей степени проявлен в гнейсах Футпринт (см. табл. 4) и совсем незаметен в гнейсах Кенора, биотит из которых имеет значения $\delta^{18}O$ 1,59—3,2‰. Следует заметить, что из-за низкого содержания биотита в этих породах его $\delta^{18}O$ оказывает незначительное влияние на общую величину $\delta^{18}O$ породы.

Гарлик и Эпстейн [23] установили, что биотит обычно изменяет свой изотопный состав во время ретроградного метаморфизма, при этом исчезают признаки первичного фракционирования изотопов, которое характерно для высоких ступеней метаморфизма. Боттинга и Джевой [11] указали на то, что породы, образовавшиеся при температурах не менее 700° С (магматические или метаморфические), обычно имеют различные температуры, вычисленные по изотопному составу кислорода, поскольку не все минералы достигают изотопного равновесия при одной и той же температуре; в биотите и микроклине изотопный обмен происходит наиболее длительно. О'Нил и др. [40] и О'Нил и Чаппелл [37] сообщили о значительном фракционировании изотопов между кварцем и биотитом в гранитных породах, которое приводит к обеднению биотита ^{18}O по сравнению с другими минералами; эти авторы предположили, что одним из возможных объяснений этого является преимущественное взаимодействие биотита с грунтовыми водами.

С избирательным изотопным обменом биотита во время ретроградного метаморфизма, по-видимому, связаны низкие кварц-биотитовые температуры, устанавливаемые для гнейсов. Однако имеющиеся данные не позволяют

определить природу флюидов, воздействовавших на породы (атмосферные или какие-либо другие).

Последним указанием на неравновесность изотопного состава, которое я хотел бы обсудить, являются кварц-магнетитовые температуры, полученные для гнейсов Футпринт и Кенора.

Кварц-магнетитовые температуры, рассчитанные для пород района Кенора (550—660° С), сходны с температурными оценками условий раннего метаморфизма M_L этих пород (650 ± 40° С) [24]. Поскольку магнетит более устойчив к изотопному обмену, чем биотит, такие оценки дают полезную информацию о минимальных температурах сразу после кульминации главного периода метаморфизма.

В то время как кварц-биотитовые температуры для пород Кенора и Футпринт сходны, кварц-магнетитовые температуры для первых (средняя 610° С) выше, чем кварц-магнетитовые температуры (средняя 490° С) для последних. Причина этих расхождений неизвестна, но по крайней мере частично здесь, возможно, сказывается общее обеднение ^{18}O гнейсов Футпринт.

В заключение следует отметить, что, хотя архейские гранитоиды не всегда сильно отклоняются от изотопного равновесия, они все же никогда не приближаются достаточно близко к состоянию равновесия. Лучше всего это отражается в закономерном уменьшении изотопных температур, наблюдаемом для гранитоидов как плутонических, так и метаморфических. Самые высокие и наиболее достоверные температуры дают пары кварц — магнетит. Возможно, значение кварц-биотитовых температур несколько меньше, особенно если они отражают избирательный обмен биотита с неким, еще не известным источником флюидов.

Выводы

На вопросы, поставленные во введении к данной статье, теперь можно дать следующие ответы:

1. Значения $\delta^{18}O$ для архейских гранитоидов из северо-западного Онтарио изменяются от 3,2 до 11,7‰.

2. Значения $\delta^{18}O$ для не обедненных в изотопном отношении архейских метамагматических гнейсов (7,3—9,0‰) сходны с аналогичными значениями архейских плутонических гранитоидов такого же химического состава (7,3—9,3‰, комплекс Джэкфиш-Лейк, исключая диориты). Значения $\delta^{18}O$ для не обедненных изотопами кислорода гнейсов обломочно-осадочного происхождения (8,8—11,7‰) также сходны со значениями их протолитов; архейские лейкократовые метавулканические породы обладают сходными пределами колебаний значений $\delta^{18}O$ [29]; но если данные изотопии рассматривать в сочетании с петрохимической информацией (учитывая такие величины, как, например, Al/Fe, DF), то химически зрелые обломочно-осадочные протолиты можно, как правило, отличить от магматических исходных пород. По крайней мере до начала частичного плавления во время метаморфизма архейские гнейсы имели значения $\delta^{18}O$, являющиеся диагностическими для их протолитов.

3. Значения $\delta^{18}O$, наблюдаемые для многих неизмененных архейских магматических и метамагматических гранитоидов, несколько ниже, чем аналогичные значения для фанерозойских батолитов [47, 50]. Более низкие значения для архейских пород согласуются с другими геохимическими данными, которые показывают, что архейская сиалическая кора образована новым материалом, возникшим при дифференциации верхней мантии или нижней коры. Низкие значения $\delta^{18}O$ этих гранитоидов указывают на то, что существовавший до них коровый материал, обогащенный ^{18}O, не был главным компонентом гранитоидных магм, и (или) на то, что данные магмы

не изменили своего изотопного равновесия во время внедрения в существовавшие ранее сиалические породы.

4. Метаморфизм в верхних ступенях амфиболитовой фации и частичное плавление гнейсов Пакуош и Футпринт, вероятно, сопровождались изотопным обменом в открытой системе с источником, обладавшим низким содержанием ^{18}O ($\delta^{18}O$ 6‰), таким, как базальт. Низкие изотопные отношения в этих районах, очевидно, являются следствием метаморфических процессов, а не первичной генерации магмы из базальтовых пород.

5. Метаморфизм гнейсов Туилайт в гранулитовой фации, по-видимому, сопровождался уравновешиванием изотопного состава предполагаемых осадочных протолитов с окружающими метамагматическими гранитоидами, которые местами также метаморфизованы в гранулитовой фации.

6. В архейских гранитоидах значительно более низких ступеней метаморфизма первичный изотопный состав кислорода изменяется. Лейкократовые метавулканические породы зеленосланцевой фации, расположенные вблизи гранодиоритового плутона Бардитт-Лейк, обеднены ^{18}O ($\delta^{18}O$ на 3,5‰ меньше) под воздействием магматических флюидов из этого штока. Лейкократовые метавулканические породы, не подверженные такому обеднению, необычно обогащены ^{18}O по сравнению с неизмененными лейкократовыми вулканитами. Таким образом, обогащение этих пород ^{18}O связано с другим, более ранним эпизодом. Отдельные части гранодиоритового комплекса Джэкфиш-Лейк были обеднены ^{18}O в результате обмена с флюидами, содержащими мало ^{18}O (возможно, с атмосферными водами); химический состав этих пород, включая содержания легких р. з. э., подвергся изменению.

7. Большинство архейских гранитоидов не полностью равновесны в отношении изотопного состава кислорода. Для гнейсов кварц-магнетитовые температуры могут отвечать условиям кульминации метаморфизма, но кварц-биотитовые «температуры» намного ниже и отражают преимущественный обмен биотита с источником, обладавшим низкими значениями $\delta^{18}O$.

Внимание докторов Мак-Натта и Шварца к данному исследованию заслуживает самой большой благодарности. Бикхауз, Бирк, Гоуер и Вестерман предоставили в распоряжение автора свои образцы и еще не опубликованные данные.

Исследование финансировалось субсидиями Национального исследовательского совета и Государственного департамента энергетики, горнорудной промышленности и ресурсов Канады. Рукопись была приготовлена автором после защиты докторской диссертации во время пребывания в Университете провинции Альберта в качестве стипендиата, а аналитическая работа проведена в отделе геологии Мак-Мастерского университета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abbey S.*, Studies in "standard samples" of silicate rocks and minerals, Part 4, 1974 edition of "usable" values, Geol. Surv. Can., Paper 74—41, 23 pp., 1975.
2. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1,7—1,8 b.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis, Bull. Geol. Soc. Am., 87, 189—198, 1976a.
3. *Barker F., Friedman I., Hunter D. R., Gleason J. D.*, Oxygen isotopes of some trondhjemites, siliceous gneisses and associated mafic rocks, Precambrian Res., 3, 547—557, 1976b.
4. *Beakhouse G. P.*, A preliminary appraisal of the geology and geophysics of the English River gneiss belt, Centre for Precambrian Studies, University of Manitoba, Ann. Rept., part 2, 233—239, 1974a.
5. *Beakhouse G. P.*, Geology of the Pakwah Lake area, northern western Ontario, Centre for Precambrian Studies, University of Manitoba, Ann. Rept., part 2, 240—245, 1974b.
6. *Beakhouse G. P.*, A subdivision of the western English River subprovince, Can. J. Earth Sci., 14, 1481—1489, 1977.

7. *Birk D., McNutt R. H.*, Autometasomatism as a mechanism of differentiation in Archean granitoid diapirs (abstract), Abst. Program, 1976 Ann. Meetings, Geol. Assoc. Can., 1, 74, 1976.
8. *Birk D., McNutt R. H.*, Rb/Sr isochrons for Archean granitoid plutons within the Wabigoon greenstone belt, northwestern Ontario: a preliminary evaluation, Geol. Surv. Can., Paper 77-1A, rep. 33, 1977.
9. *Black P. M.*, Oxygen isotope study of metamorphic rocks from the Ouegoa District, New Caledonia, Contrib. Miner. Pet., 47, 197—206, 1974.
10. *Blackburn C. E.*, Geology of the Off Lake — Burditt Lake area, District of Rainy River, Ont. Div. Mines, GR 140, 62 p., Accompanied by Map 2325, scale 1 inch to 1 mile (1 : 63 360), 1976.
11. *Bottinga Y., Javoy M.*, Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks, Rev. Geophys. Space Phys., 12, 403—418, 1975.
12. *Breaks F. W., Bond W. D.*, Manifestations of recent reconnaissance investigations in the English River subprovince, 1977 Geotraverse Conference Rept. 27, University of Toronto, 170—211, 1977.
13. *Breaks F. W., Bond W. D., Harris N., Westermann C.*, Operation Kenora-Ear Falls, District of Kenora, Summary of field work, 1975, Ont. Div. Mines, M. P., 63, 19—33, 1975.
14. *Clayton R. N., Mayeda T. K.*, The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis, Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 43—52, 1963.
15. *Cole D. R., Ohmoto H.*, Effect of NaCl on the rate of oxygen isotopic exchange reactions between rocks and water (abstract), 1976 Ann. Meetings, Geol. Soc. Am., Abst. Programs, 8, 817, 1976.
16. *Craig H.*, Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide, Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 133—149, 1957.
17. *Craig H.*, Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters, Science, 133, 1833—1834, 1961.
18. *Dennen W. H., Moore B. R.*, Chemical definition of mature detrial sedimentary rocks, Nat. Phys. Science, 234, 127—128, 1971.
19. *Dontsova Ye. I.*, Oxygen isotope exchange in rock-forming processes, Geochem. Int., 8, 624—635, 1970.
20. *Forester R. W., Taylor H. P., Jr.*, $^{18}O/^{16}O$, D/H and $^{13}C/^{12}C$ studies of the Tertiary igneous complex of Skye, Scotland, Am. J. Sci., 277, 136—177, 1977.
21. *Fourcade A.*, Etude des fractionnements isotopiques $^{18}O/^{16}O$ dans quelques series metamorphiques at massifs granitiques precambriens de l'Ahagaar algerien, Thèse 3e cycle, Université Paris VI, 102 pp., 1972.
22. *Fourcade S., Javoy M.*, Rapports $^{18}O/^{16}O$ dans les roches du vieux socle catazonal d'In Ouzzal (Sahara algerien), Contrib. Miner. Pet., 42, 235—244, 1973.
23. *Garlick G. D., Epstein S.*, Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks, Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 181—214, 1967.
24. *Gower C. F., Clifford P. M.*, Metamorphism in the English River subprovince near Kenora, northwest Ontario (abstract), Proceedings 23rd Meeting, Institute on Lake Superior Geology, May 1977, 19, 1977.
25. *Hoernes S., Friedrichsen H.*, Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern area (Austria), Schweiz. Min. Pet. Mitt., 54, 769—788, 1974.
26. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Classification and nomenclature of plutonic rocks, recommendations, N. Jahr. Miner. Mh., 149—164, 1973.
27. *Kays M. A.*, Comparative geochemistry of migmatized, interlayered quartzofeldspathic and pelitic gneisses: a contribution from rocks of southern Finland and northeastern Saskatchewan, Precambrian Res., 3, 433—462, 1976.
28. *Longstaffe F. J.*, Oxygen isotope and elemental geochemistry of Archean silicate rocks from northern Ontario, Unpubl. Ph. D. thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, 564 pp., 1978.
29. *Longstaffe F. J., Schwarcz H. P.*, $^{18}O/^{16}O$ of Archean clastic metasedimentary rocks: a petrogenetic indicator for Archean gneisses? Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1303—1312, 1977.
30. *Longstaffe F. J., McNutt R. H., Schwarcz H. P.*, Geochemistry of the Lake Despair area, northwestern Ontario (abstract), Abst. Program, 1976 Ann. Meetings, Geol. Assoc. Can., 1, 48, 1976a.
31. *Longstaffe F. J., Schwarcz H. P., McNutt R. H.*, Whole rock oxygen isotope results for Archean clastic metasediments (abstract), Abst. Program, 1976 Ann. Meetings, Geol. Assoc. Can., 1, 46, 1976b.
32. *Longstaffe F. J., McNutt R. H., Schwarcz H. P.*, Geochemistry of the Archean Lake Despair area, a preliminary report, Geol. Surv. Can., Paper 77-1A, 169—178, 1977a.

33. *Longstaffe F. J., McNutt R. H., Schwarcz H. P.*, $^{18}O/^{16}O$ results for Archean plutonic rocks, Lake Despair area, northwestern Ontario (abstract), Proceedings 23rd. Meeting, Institute on Lake Superior Geology, May 1977, 24, 1977b.
34. *Longstaffe F. J., Schwarcz H. P., McNutt R. H.*, $^{18}O/^{16}O$ in Archean gneisses: primary and metamorphic variations (abstract), Abst. Program, 1977 Ann. Meetings, Geol. Assoc. Can., 2, 33, 1977c.
35. *Magaritz M., Taylor H. P., Jr.*, $^{18}O/^{16}O$ and D/H studies along a 500 km traverse across the Coast Range batholith and its country rocks, central British Columbia, Can. J. Earth Sci., 13, 1514—1536, 1976.
36. *Moore B. R., Dennen W. H.*, A geochemical trend in silicon-aluminum-iron ratios and the classification of clastic sediments, J. Sed. Petrol., 40, 1147—1152, 1970.
37. *O'Neil J. R., Chappell B. W.*, Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith, J. Geol. Soc. Lond., 133, 559—571, 1977.
38. *O'Neil J. R., Taylor H. P., Jr.*, The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars, Am. Miner., 52, 1414—1437, 1967.
39. *O'Neil J. R., Adami L. H., Epstein S.*, Revised value for the O^{18} fractionation between CO_2 and H_2O at 25°C, J. Res. U. S. Geol. Surv., 3, 623—624, 1975.
40. *O'Neil J. R., Shaw S. E., Flood R. H.*, Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite genesis in the New England batholith, Australia, Contrib. Miner., Pet., 62, 313—320, 1977.
41. *Perry E. C., Jr., Ahmad S. N., Read D. L., Swulius T. M.*, Oxygen and carbon isotope geochemistry of the 3,7 AE Isua supracrustal belt, West Greenland (abstract), 1976, Ann. Meetings, Geol. Soc. Am., Abst. Programs, 8, 1047—1048, 1976.
42. *Perry E. C., Jr., Ahmad S. N., Swulius T. M.*, The oxygen isotope composition of 3800 m.y. old metamorphosed chert and iron formation from Isukasia, West Greenland, J. Pet., в печати.
43. *Shaw D. M.*, The origin of the Apsley gneiss, Ontario, Can. J. Earth Sci., 9, 18—35, 1972.
44. *Shieh Y. N., Schwarcz H. P.*, Oxygen isotope studies of granite and migmatite, Grenville province of Ontario, Canada, Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 21—45, 1974.
45. *Shieh Y. N., Schwarcz H. P.*, An estimate of the oxygen isostope composition of a large segment of the Canadian Shield in northwestern Ontario, Can. J. Earth Sci., 14, 1977.
46. *Shieh Y. N., Schwarcz H. P., Shaw D. M.*, An oxygen isotope study of the Loon Lake pluton and the Apsley gneiss, Ontario, Contrib. Miner. Pet., 54, 1—16, 1976.
47. *Taylor H. P., Jr.*, The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks, Contrib. Miner. Pet., 19, 1—171, 1968.
48. *Taylor H. P., Jr.*, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition, Econ. Geol., 69, 834—883, 1974.
49. *Taylor H. P., Jr.*, Water-rock interactions and the origin of H_2O in granitic batholiths (abstract), Williams Smith Lecture, Geol. Soc. Newsletter, 5, 14—15, 1976.
50. *Taylor H. P., Jr.*, Water/rock interactions and the origin of H_2O in granitic batholith, J. Geol. Soc. Lond., 133, 509—558, 1977.
51. *Taylor H. P., Jr., Coleman R. G.*, $^{18}O/^{16}O$ ratios of co-existing minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 79, 1727—1756, 1968.
52. *Taylor H. P., Jr. Epstein S.*, Relationship between $O^{18}/^{16}O$ ratio in co-existing minerals of igneous and metamorphic rocks, parts 1 and 2, Bull. Geol. Soc. Am., 73, 461—480, 675—694, 1962.
53. *Taylor H. P., Jr., Magaritz M.*, Oxygen and hydrogen isotope studies of 2.6—3.4 b.y. old granites from the Barberton Mountain Land, Swaziland and the Rhodesian craton, South Africa (abstacrt), 1975 Ann. Meetings, Geol. Soc. Am., Abst. Programs, 7, 1293, 1975.
54. *Turi B., Taylor H. P., Jr.*, An oxygen and hydrogen isotope study of a granodiorite pluton from the Southern California batholith, Geochim. Cosmochim. Acta, 35,1971a.
55. *Turi B., Taylor H. P., Jr.*, O^{18}/O^{16} ratios of the Johnny Lyon granodiorite and Texas Canyon quartz-monzonite plutons, Arizona and their contact aureoles. Contrib. Miner. Pet., 32, 138—146, 1971b.
56. *Viswanathan S.*, Oxygen isotope studies of Early Precambrian granitic rocks from the Giants Range batholith, northeastern Minn., U.S.A., Lithos, 7, 29—34, 1974a.
57. *Viswanathan S.*, Oxygen isotope ratios of quartz in granitic rocks of magmatic and metasomatic origins, Indian J. Earth Sci., 1, 12—21, 1974b.
58. *Westerman C. J.*, Tectonic evolution of the Archean English River gneissic belt at Cedar Lake, N. W. Ontario (N.T.S. 52K), Unpublished progress report, Dept. Geol., McMaster University, Hamilton, Canada, 1975.
59. *Westerman C. J.*, Unpublished Ph. D. thesis McMaster University, Hamilton, Ontario, Canada, 1978.
60. *Wilson A. F., Green D. C.*, Theuse of oxygen isotopes for geothermometry of Proterozoic and Archean granulites, Spec. Publis. Geol Soc. Aust., 3, 389—400, 1971.
61. *Wilson A. F., Green D. C., Davidson L. R.*, The use of oxygen isotope geothermometry on the granulites and related intrusives, Musgrave Ranges, central Australia, Contrib. Mineral. Pet., 27, 166—178, 1970.

Глава 12

Архейские трондьемиты юго-западной части гор Биг-Хорн, Вайоминг: предварительное сообщение

Ф. Баркер, Дж. Д. Арт и Х. Т. Миллард мл.

Краткое содержание

В юго-западной части гор Биг-Хорн, Вайоминг, имеются две генерации архейских трондьемитовых пород. Наиболее древняя (Е-1) представлена полосчатыми трондьемит тоналитовыми гнейсами, которые были дважды метаморфизованы до верхней ступени амфиболитовой фации. 5—10% объема этой серии составляют незакономерно расположенные пегматитовые жилы, а 1—5% — линзы метабазальтов. Абсолютный возраст пород данной генерации, определенный U-Pb-методом по циркону и Rb-Sr-методом по породе, в целом составляет 2972 ± 180 (2σ) и 3007 ± 68 (2σ) млн. лет (Стерн, Арт, Ньюэлл, 1978 г., неопубликованные данные).

Более молодая генерация (Е-2) слагает плутон площадью 45 кв. км. Это синкинематически внедрившиеся трондьемиты с небольшим количеством тоналитов и гранодиоритов, имеющих возраст, скорее всего, около 2800 млн. лет (Арт, 1978 г., неопубликованные данные).

По химическому составу и содержанию элементов-примесей породы плутона Е-2 в основном сходны с тоналит-трондьемитовыми гнейсами Е-1. В 14 образцах наблюдаются следующие изменения концентраций петрогенных элементов: SiO_2 69,5—72,5%, Al_2O_3 14,6—16,3%, K_2O 1,20—1,65% (в одном образце содержится 2,64% K_2O). Для шести проанализированных образцов концентрации Rb составляют от 44 до 55 млн$^{-1}$, а Sr — от 299 до 527 млн$^{-1}$. Таким образом, трондьемитовые породы типа Е-1 и Е-2 относятся к обычному высокоглиноземистому типу ($Al_2O_3 \geqslant 15\%$). Трондьемиты обеих генераций заметно обеднены тяжелыми р. з. э.: содержания La в 27—97 раз, а Lu в 1—3,3 раза выше, чем в хондритах. Однако трондьемиты Е-2 несколько обогащены легкими р. з. э. относительно трондьемитов Е-1.

Линзы амфиболитов в гнейсах Е-1 по составу относятся к толеитовым базальтам или андезито-базальтам. Тонкие дайки роговообманково-биотитовых гнейсов, относящихся к поздним стадиям комплекса Е-1, имеют химический состав андезитов, но обладают аномально высокими концентрациями легких р. з. э. (содержания La в 249—485 раз выше хондритовых).

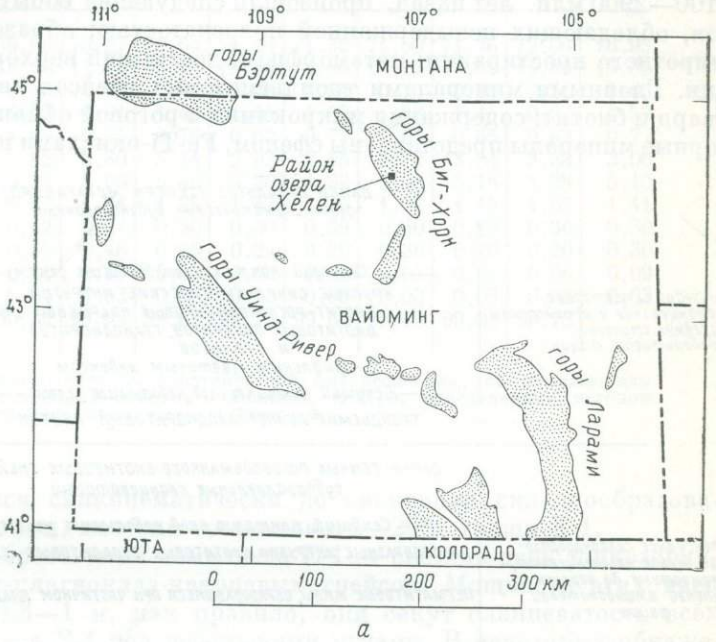
Введение

Горы Биг-Хорн в северной части центрального Вайоминга (рис. 1, *а*) представляют собой одно из главных поднятий Скалистых гор. Центральная часть этого хребта сложена преимущественно гранитами и кварц-полевошпатовыми гнейсами докембрийского возраста. В результате последних работ Хеймлиха и его сотрудников была составлена рекогносцировочная литологическая карта района развития докембрийских пород гор Биг-Хорн [4]. С использованием трех изотопных методов установлено [6, 7, 10], что большая часть этих образований имеет возраст 2,7—2,9 млрд. лет и, таким образом, является архейской. Хеймлих [4] выяснил, что северная половина хребта сложена главным образом тоналитами и гранитами (по международной классификации), а южная — преимущественно кварц-полевошпатовыми гнейсами и небольшим количеством тоналитов и амфиболитов. В работах Хеймлиха [5] и Остервальда [9] приведено в общей сложности 14 силикатных

F. Barker, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A. *J. G. Arth*, 929 National Center, U.S. Geological Survey, Reston, VA 22092, U.S.A. *H. T. Millard, Jr.*, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.

анализов кислых пород, на основании которых Хеймлих установил, что плагиоклаз-кварц-биотитовые гнейсы южной части района по составу отвечают тоналитам и трондьемитам.

В данной главе представлены предварительные результаты изучения геологии, геохимии и определений абсолютного возраста трондьемитов и



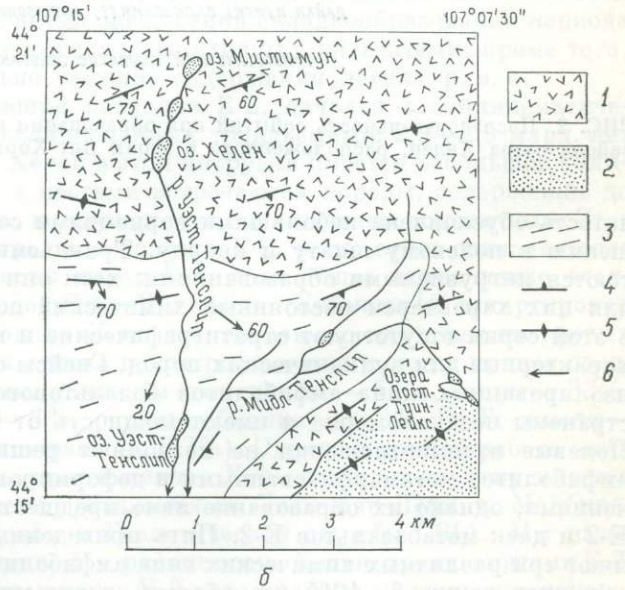


РИС. 1. Обзорная карта (*а*) и схематическая геологическая карта (*б*) южной части района озера Хелен. *1* — рассланцованные породы серии кварцевый диорит — гранит Е-2; *2* — рассланцованные трондьемиты Е-2; *3* — трондьемит-тоналитовые гнейсы, амфиболиты и роговообманково-биотитовые гнейсы Е-1; *4* — наклонное залегание сланцеватости; *5* — горизонтальное залегание сланцеватости; *6* — оси небольших складок.

тесно связанных с ними пород в районе озера Хелен. Эта площадь расположена на юго-западном склоне гор Биг-Хорн (рис. 1, *а*), в области развития гнейсов с небольшим количеством тоналитов [4]. Схематическая геологическая карта части этой площади показана на рис. 1, *б*.

Геология

Архейские породы в окрестностях озера Хелен сформировались в два этапа, как показано на рис. 2. На протяжении большей части первого этапа, названного Е-1 и имевшего место по данным радиологических определений 3100—2900 млн. лет назад, произошли следующие события: внедрение гнейсов, обладающих невыдержанной полосчатостью; образование складок субширотного простирания; метаморфизм, достигший верхов амфиболитовой фации. Главными минералами трондьемитовых гнейсов являются плагиоклаз, кварц и биотит; содержания микроклина и роговой обманки различны; акцессорные минералы представлены сфеном, Fe-Ti-окислами и мусковитом. Полос-

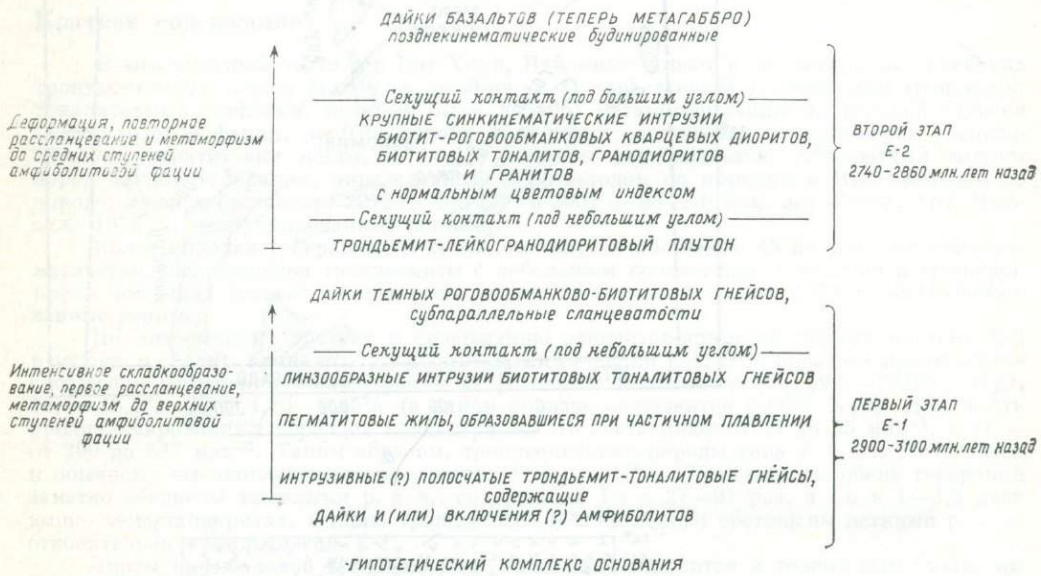


РИС. 2. Последовательность событий при образовании архейских пород в южной части района озера Хелен, расположенного в горах Биг-Хорн, Вайоминг.

чатость обусловлена небольшими вариациями содержания биотита по отношению к полевому шпату и кварцу. Трондьемитовые гнейсы условно считаются интрузивными образованиями; хотя они и обладают полосчатостью, для них характерен постоянный химический состав (табл. 1), кроме того, в этой серии отсутствуют стратиграфические и петрографические признаки, характерные для вулканических пород. Гнейсы содержат 1—5% (по объему) изолированных линз амфиболитов базальтового состава, которые распространены незакономерно и имеют мощность от 0,5 до 5 м и реже до 15 м. Полевые взаимоотношения не позволяют решить, являются ли эти тела амфиболитов метаморфизованными и деформированными дайками или включениями, однако их образование явно предшествовало внедрению интрузий Е-2 и даек метабазальтов Е-2. Пять приведенных здесь анализов представляют три различных химических типа амфиболитов. Трондьемитовые гнейсы содержат также 5—10% (по объему) кварц-микроклин-альбитовых пегматоидных обособлений, довольно равномерно распределенных в гнейсовой толще и либо залегающих согласно с полосчатостью, либо секущих ее. Эти пегматиты считаются продуктами частичного плавления трондьемитовых гнейсов. Линзообразные тела однородных биотитсодержащих тоналитовых

Таблица 1

Химический состав тоналит-тронджемитовых гнейсов Е-1 из района озера Хелен, юго-западная часть гор Биг-Хорн, в %

	LH-37	LH-32	LH-38	LH-39	LH-16	LH-40	LH-43	LH-15	LH-5	Среднее
SiO_2	69,58	69,88	70,37	70,64	71,28	71,32	71,50	71,76	72,06	70,93
Al_2O_3	15,84	16,00	15,12	15,95	15,64	14,80	15,22	15,61	15,89	15,56
Fe_2O_3	0,52	1,15	0,82	0,44	0,46	0,84	0,75	0,48	0,21	0,63
FeO	1,98	1,79	2,01	1,49	1,44	1,85	1,23	1,45	0,92	1,57
MgO	1,02	1,04	0,75	0,76	0,62	0,77	0,67	0,65	0,62	0,77
CaO	3,38	2,82	2,80	3,14	2,92	2,85	2,72	3,04	3,36	3,00
Na_2O	4,94	5,22	5,06	5,46	5,26	4,92	5,48	5,18	4,38	5,10
K_2O	1,20	1,57	1,64	1,28	1,47	1,45	1,32	1,15	1,65	1,41
H_2O	0,63	0,42	0,44	0,30	0,30	0,39	0,40	0,29	0,36	0,39
TiO_2	0,40	0,35	0,46	0,25	0,24	0,30	0,26	0,26	0,20	0,30
P_2O_5	0,09	0,11	0,15	0,08	0,09	0,09	0,07	0,08	0,06	0,09
MnO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03
Сумма	99,62	100,39	99,65	99,82	99,75	99,63	99,65	99,98	99,73	

Анализы выполнены методом рентгеновской флуоресценции, за исключением FeO, определенного с помощью объемного анализа, и H_2O, определенной методом Пенфилда. Аналитики Элсшеймер, Эспос и Тильман.

гнейсов, внедрившихся синкинематически до окончания складкообразования, судя по обнажениям, местами составляют 5—20% толщи Е-1.

Самые молодые образования комплекса Е-1 — система даек тонкозернистых амфибол-биотит-плагиоклаз-кварцевых гнейсов. Мощность этих даек небольшая, обычно 0,3—1 м, как правило, они секут сланцеватость всех других пород комплекса Е-1 под небольшими углами. В некоторых обнажениях видно, что дайки сами смяты в складки, отсюда можно сделать вывод о том, что они внедрились во время завершения складкообразования периода Е-1. По химическому составу породы даек сходны с андезитами, кроме того, в них наблюдаются аномально высокие содержания легких р. з. э.

Второй период, получивший название Е-2, начался с синкинематического внедрения плутона рассланцованных тронджемитов 2,8—2,9 млрд. лет назад. В окрестностях озера Хелен в этой интрузии имеется небольшое количество лейкогранодиоритов, а местами встречаются породы, содержащие до 10% биотита и Fe-Ti-окислов, которые могут быть названы тоналитами. Этот плутон, так же как и все породы комплекса Е-2, четко сечет сланцеватость и другие структурные элементы пород Е-1, хотя общее направление сланцеватости образований периодов Е-1 и Е-2 сходно. Хеймлих [4] закартировал данный плутон на площади около 45 кв. км, назвав его плутоном кварцевых диоритов Лейк-Мак-Лейн; он описал петрографию этих пород и привел средние данные по семи модальным анализам (плагиоклаз — 56%, кварц — 32%, биотит — 10%, микроклин — 3%, роговая обманка — 0,3%, Fe-Ti-окислы — 0,3%, другие акцессорные минералы — 0,7%). Однако в данной работе авторы не употребляют название, предложенное Хеймлихом, поскольку имеется некоторое несоответствие между названиями Лейк-Мак-Лейн и Мейбилл-Лейк на картах Лесной службы и Геологической службы США. Мы называем этот плутон, расположенный в районе озера Хелен, тронджемитами Е-2.

Большинство интрузий комплекса Е-2 в этом районе сложено известково-щелочными амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами, биотитовыми тоналитами, биотитовыми гранодиоритами и биотитовыми гранитами. В рассматриваемой части гор Биг-Хорн эти породы распространены на площади около 100 кв. км. Они несколько моложе, чем тронджемиты Е-2, секут слан

цеватость трондьемитов под небольшими углами и содержат их ксенолиты. Породы этой серии кварцевых диоритов и гранитов также отчетливо рассланцованы и внедрились синкинематически. В этих образованиях, относящихся к известково-щелочным породам по Пикоку, содержание кремнезема изменяется от 57 до 75%, цветовой индекс 10—20.

Самыми молодыми породами комплекса Е-2 являются метабазальты или метагаббро, которые встречаются в виде поздних синкинематически деформированных даек, которые четко секут сланцеватость всех других пород комплексов Е-1 и Е-2.

Известково-щелочные интрузии кварцевых диоритов и гранитов и базитовые дайки комплекса Е-2 не являются предметом настоящего исследования и в дальнейшем не будут обсуждаться.

Возраст событий Е-1 и Е-2

Имеются следующие геологические данные об относительном возрасте событий Е-1 и Е-2: 1) все интрузии Е-2 секут гнейсы Е-1, породы Е-1 были консолидированы во время внедрения интрузий Е-2 и 2) трондьемиты Е-2 были консолидированы во время внедрения кварцевых диоритов и гранитов Е-2, а сланцеватость последних обычно ориентирована под небольшим углом к сланцеватости трондьемитов.

Rb-Sr-определения абсолютного возраста, проведенные одним из авторов (Артом) по породам в целом для четырех образцов трондьемитов, тоналитов и для двух образцов амфиболитов Е-1, дали изохрону, указывающую на то, что все эти образования имеют возраст 3007 $\pm$ 34 (1 σ) млн. лет (использована константа распада ^{87}Rb 1,42 $\times$ 10^{-11}), а первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ принято равным 0,7001 $\pm$ 0,0001. U-Pb-изотопные датировки по циркону из трех образцов трондьемитовых гнейсов Е-1 дали возраст 2972 $\pm$ 90 (Iσ) млн. лет (Стерн, Ньюэлл, 1978 г., неопубликованные данные). Таким образом, можно считать, что событие Е-1 имело место 2900—3100 млн. лет назад.

Для тринадцати образцов серии кварцевых диоритов и гранитов Е-2 построена изохрона (по породам в целом), определяющая их возраст в 2801 $\pm$ $\pm$ 31 (Iσ) млн. лет, первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0,7015 $\pm$ $\pm$ 0,0002. Эти результаты сходны с возрастом 2805 $\pm$ 37 (Iσ) млн. лет, который установлен (при пересчете с использованием константы распада 1,42 $\times$ $\times$ 10^{-11}) для восьми образцов гнейсов из южной части гор Биг-Хорн [10]. Следовательно, трондьемиты Е-2 внедрились в интервале 3000—2800 млн. лет назад, скорее всего, ближе к верхнему пределу.

Химический состав и содержания элементов-примесей

Химический состав девяти образцов трондьемит-тоналитовых гнейсов Е-1 приведен в табл. 1, пяти амфиболитов — в табл. 2, трех образцов поздних даек Е-I — в табл. 3, в последней приведены также анализы пяти образцов трондьемитов из плутона Е-2. Изменения содержаний Al_2O_3, MgO, FeO′ (FeO + 0,9Fe_2O_3), CaO, Na_2O и K_2O в связи с вариациями SiO_2 показаны на рис. 3.

На рис. 3 выявляются следующие закономерности:

1. Содержания петрогенных элементов в трондьемит-тоналитовых гнейсах Е-1 и трондьемитах Е-2 одинаковы, все эти породы обычно относятся к высокоглиноземистому типу (т. е. содержат более 15% Al_2O_3 при 70% SiO_2 [3]).

2. Составы амфиболитов сходны с составами основных магматических пород, среди них выделены три типа: образцы LH-14, LH-44 и LH-45 относятся к натровым (2,54—3,15% Na_2O) оливин- или оливин-нефелиннормати-

Таблица 2

Химический состав амфиболитов Е-1 района озера Хелен, юго-западная часть гор Биг-Хорн, в %

	LH-45	LH-44	LH-14	LH-34	LH-35	Среднее
SiO_2	47,68	47,90	49,58	50,99	54,94	50,22
Al_2O_3	15,80	14,87	14,32	13,98	14,46	14,69
Fe_2O_3	2,75	3,03	3,23	1,58	2,29	2,58
FeO	9,93	10,05	8,56	7,89	9,06	9,10
MgO	6,20	6,84	7,52	9,56	5,12	7,05
CaO	10,04	9,50	10,52	12,48	8,68	10,24
Na_2O	3,15	2,81	2,54	1,47	2,41	2,48
K_2O	0,86	1,22	0,75	0,28	0,66	0,75
H_2O	1,45	1,58	1,47	1,59	1,22	1,46
TiO_2	1,22	1,24	0,92	0,36	0,78	0,90
P_2O_5	0,09	0,11	0,08	0,01	0,06	0,07
MnO	0,18	0,25	0,20	0,19	0,19	0,20
CO_2	0,20	0,01	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Сумма	99,35	99,40	100,27	100,38	99,87	

Анализы выполнены методом рентгеновской флуоресценции, за исключением FeO, определенного с помощью объемного анализа, и H_2O, определенной методом Пенфилда. Аналитики Элсшеймер, Эспос, Тильман, н. о. — не определялось.

Таблица 3

Химический состав роговообманково-биотитовых гнейсов, внедрившихся на завершающих стадиях периода Е-1, и трондьемитов Е-2, район озера Хелен, юго-западная часть гор Биг-Хорн, в %

	LH-33	LH-19	LH-41	Среднее	LH-24	LH-26	LH-28	LH-27	LH-9	Среднее
SiO_2	56,83	58,41	59,04	58,09	69,51	70,10	70,36	70,69	72,55	70,64
Al_2O_3	15,58	15,17	15,06	15,27	16,34	15,56	15,70	15,58	14,98	15,63
FeO	5,17	5,81	4,58	5,19	1,66	1,73	1,68	1,79	1,26	1,62
Fe_2O_3	4,34	4,20	4,09	4,21	0,82	0,96	0,93	0,87	0,54	0,82
MgO	2,62	2,71	2,38	2,57	0,92	0,86	0,91	0,90	0,61	0,84
CaO	5,77	5,76	5,56	5,70	3,52	3,12	3,30	3,31	2,74	3,20
Na_2O	3,97	3,78	4,08	3,94	5,22	5,17	4,92	4,96	3,69	4,79
K_2O	1,78	1,36	1,43	1,52	1,20	1,56	1,62	1,46	2,64	1,69
H_2O	0,89	0,92	0,78	0,86	0,18	0,00	0,09	0,11	0,40	0,16
TiO_2	1,35	1,20	1,20	1,25	0,31	0,34	0,32	0,35	0,25	0,31
P_2O_5	0,54	0,34	0,40	0,43	0,09	0,12	0,10	0,12	0,08	0,10
MnO	0,10	0,11	0,11	0,11	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05
Сумма	98,84	99,77	98,71		99,80	99,56	99,96	100,18	99,76	

Анализы выполнены методом рентгеновской флуоресценции, за исключением FeO, определенного с помощью объемного анализа, и H_2O, определенной методом Пенфилда. Аналитики Элсшеймер, Эспос, Тильман.

ным толеитам с довольно высоким (1,52—2,0) отношением $FeO'/(FeO' + MgO)$, образец LH-34 — к кальциевым низкокалиевым оливиннормативным толеитам с низким отношением $FeO'/(FeO' + MgO)$, образец LH-35 является кварцнормативным андезитобазальтом.

3. Амфибол-биотитовые гнейсы по составу отвечают андезитам. Эти дайки, очевидно, образовались во время непродолжительного магматического события, не связанного с проявлениями более основного и более кислого магматизма.

На диаграмме AFM (рис. 4) точки, выражающие составы амфиболитов Е-1, попадают в поле толеитов, точки составов поздних амфибол-биотитовых гнейсов Е-2 располагаются вблизи линии раздела толеитовой и известково-

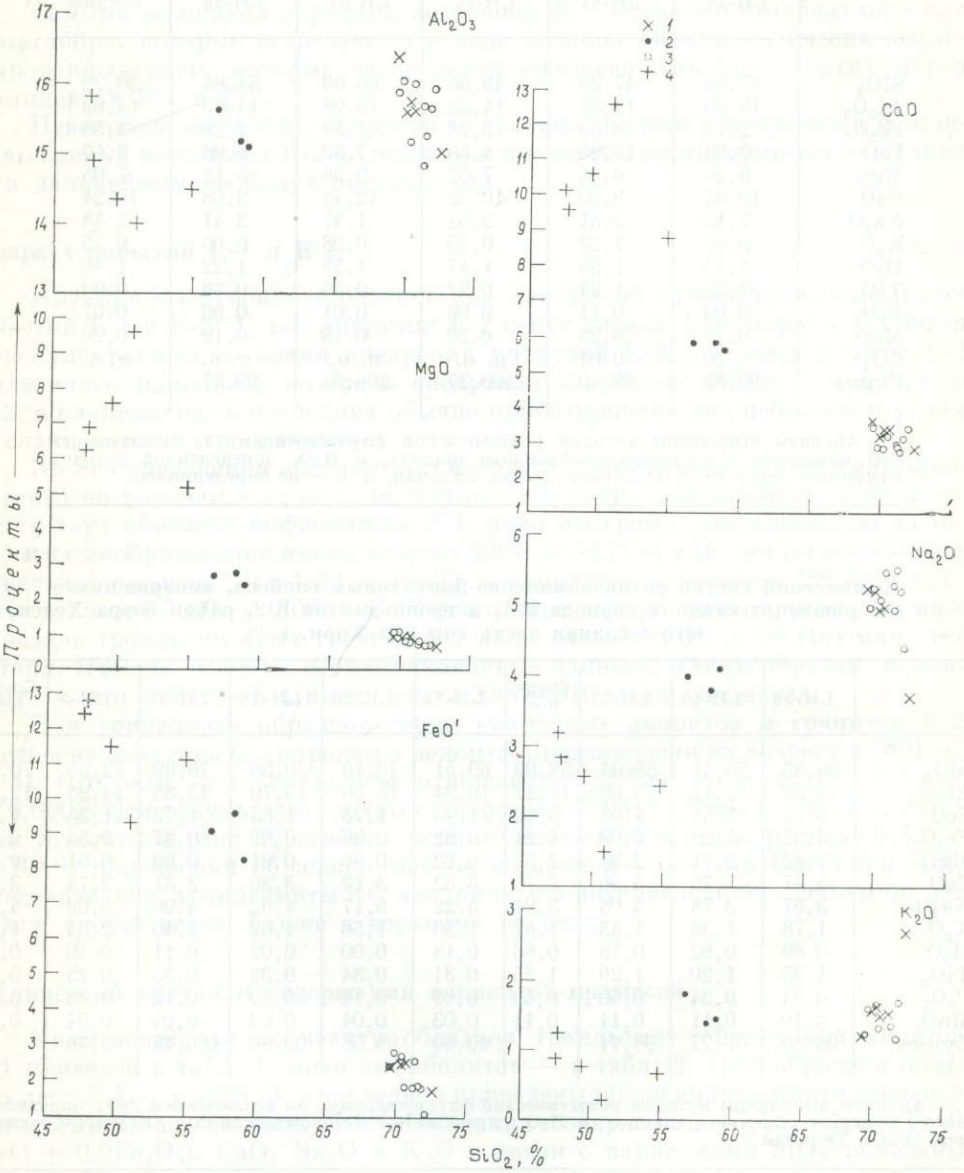


РИС. 3. Вариационные диаграммы SiO_2 — породообразующие окислы для амфиболитов Е-1, трондьемит-тоналитовых гнейсов Е-1, поздних роговообманко-биотитовых гнейсов Е-1 и трондьемитового плутона Е-2. *1* — трондьемитовый плутон Е-2; *2* — поздние роговообманко-биотитовые гнейсы Е-1; *3* — трондьемит-тоналитовые гнейсы Е-1; *4* — амфиболиты Е-1.

щелочной серий по Ирвину и Барагару [8], а точки составов трондьемит-тоналитовых пород Е-1 и Е-2 — в поле известково-щелочной серии. Поле трондьемитов Е-2 перекрывает поле трондьемитовых гнейсов Е-1.

Концентрации Rb и Sr (в млн$^{-1}$, определены методом изотопного разбавления) следующие: в трондьемит-тоналитовых гнейсах Е-1 45—54 Rb, 299—527 Sr; в амфиболитах Е-1 и Е-2 3,6—8,1 Rb, 65—104 Sr; в трондьемитах плутона Е-2 47—55 Rb, 385—416 Sr. (Амфибол-биотитовые гнейсы из поздних даек Е-1 еще не проанализированы.) Отношения Rb/Sr в трондьемит-тоналитовых породах варьируют от 0,09 до 0,16. Эти низкие значения типичны для трондьемитовых пород (см. гл. 4 в данном сборнике).

В 17 образцах были определены содержания р. з. э. методом инструментального нейтронно-активационного анализа (рис. 5 и 6). Поле семи

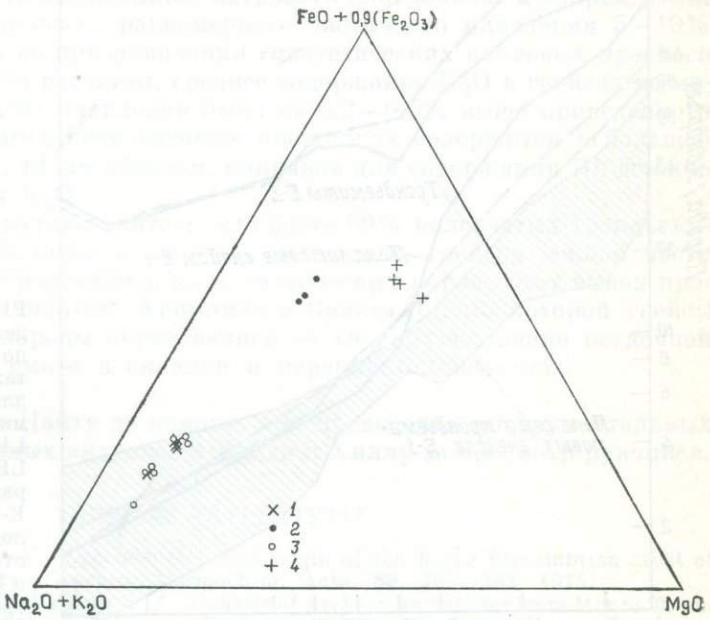


РИС. 4. Диаграмма AFM. *1* — трондьемитовый плутон Е-2; *2* — поздние роговообманко-биотитовые гнейсы Е-1; *3* — трондьемит-тоналитовые гнейсы Е-1; *4* — амфиболиты Е-1.

трондьемитовых гнейсов Е-1 свидетельствует о сильном обеднении этих пород тяжелыми р. з. э.— пять из семи образцов содержат Lu в 1,4 раза больше, чем хондриты. Только для одного образца LH-43 установлена небольшая Eu-аномалия, в остальных образцах Eu-аномалии отсутствуют. Тоналитовый гнейс Е-1 (обр. LH-32) обеднен тяжелыми р. з. э., как и трондьемитовые гнейсы (рис. 5), но концентрации легких р. з. э. в нем вдвое больше (а La в 160 раз выше), чем в хондритах. Образование такой породы могло произойти в результате частичного плавления исходных пород базальтового состава, содержащих роговую обманку или гранат.

Пять проанализированных амфиболитов характеризуются следующими особенностями распределения р. з. э. (рис. 6): толеиты, в средней степени обогащенные Fe (LH-14, LH-44 и LH-45), характеризуются недифференцированным распределением (концентрации в 10—20 раз превышают хондритовые); они сходны с архейскими толеитами северо-восточной Миннесоты [1]; кальциевый толеит (LH-34) с низким отношением Fe′/(Fe′ + Mg) обеднен легкими р. з. э. (содержания только в 5—8 раз выше, чем в хондритах); амфиболит андезито-базальтового состава (LH-35) обогащен легкими р. з. э., содержание La в нем в 50 раз выше, чем в хондритах.

Различная природа пяти метабазальтовых образцов помимо содержаний главных элементов и элементов-примесей подчеркивается и разными концентрациями в них Th и U: в образцах LH-14, LH-44 и LH-45 0,35—0,77 млн$^{-1}$ Th и 0,62—0,79 млн$^{-1}$ U; в образце LH-34 — только 0,21 млн$^{-1}$ Th и 0,20 млн$^{-1}$ U; в образце LH-35 5,2 млн$^{-1}$ Th и 0,93 млн$^{-1}$U. Графики рас-

пределения редкоземельных элементов в этих пяти образцах являются недостаточно точными для моделирования. График обедненного р. з. э. образца LH-34, имеющий сходство с графиком базальтового коматиита из

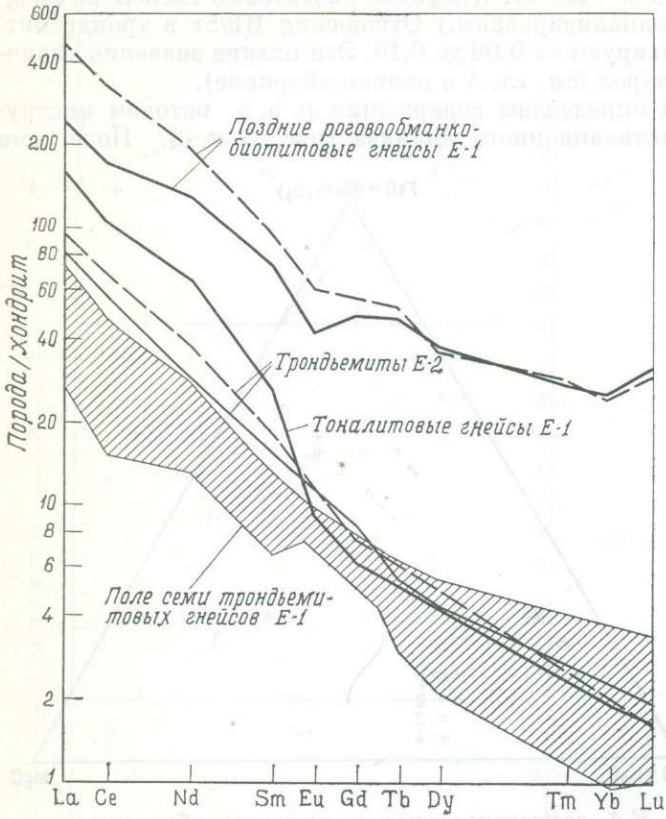


РИС. 5. Графики распределения нормализованных по содержаниям в хондритах р. з. э. для семи образцов трондьемитовых гнейсов Е-1 (LH-15, LH-16, LH-37, LH-38, LH-39, LH-40 и LH-43), образца тоналитовых гнейсов Е-1 (LH-32), двух образцов поздних роговообманко-биотитовых гнейсов Е-1 (LH-33 и LH-41) и двух образцов трондьемитов Е-2 (LH-24 и LH-28).

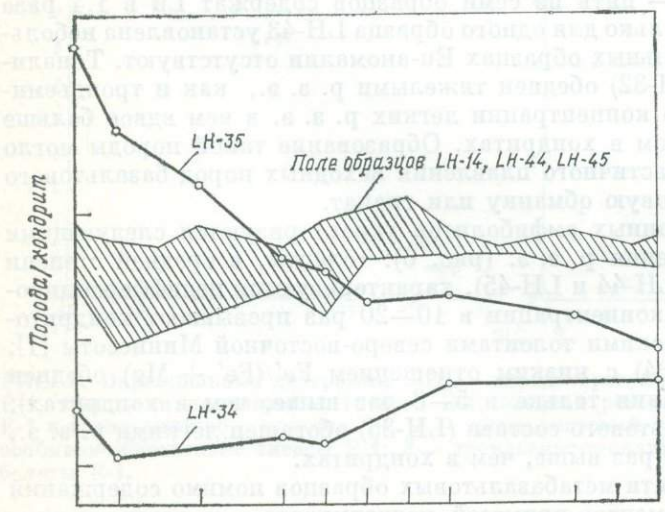


РИС. 6. Графики распределения р. з. э. (нормализованные по хондритам) для амфиболитов Е-1.

района Мунро-Тауншип, Онтарио [2], характерен для определенного геохимического типа. Образец LH-35 с отчетливо выраженным обогащением р.з.э., вероятно, не связан с двумя другими типами.

Содержания р. з. э. определены в двух образцах поздних роговообманко-биотитовых гнейсов Е-1 (рис. 5). Оба они обогащены легкими р. з. э., имеют небольшие Eu-аномалии, концентрации тяжелых р. з. э. в них в 25—50 раз больше, чем в хондритах. Содержания легких р. з. э. намного выше, чем в большинстве андезитов, хотя по химическому составу эти породы сходны с андезитами. Для решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

Одной из особенностей трондьемит-тоналитовых гнейсов Е-1 является повсеместное развитие в них пегматитовых прожилков, состоящих из примерно равных количеств микроклина, натрового плагиоклаза и кварца. Если они образовались в процессе равномерного частичного плавления 5—10% полосчатых гнейсов, а не при плавлении гипотетических калиевых прослоев в гнейсах, то, по нашим расчетам, среднее содержание K_2O в гнейсах до метаморфизма и частичного плавления было на 0,2—0,5% выше приведенного в табл. 1 (1,4%). В этих пегматитовых прожилках содержится небольшое количество биотита, и, таким образом, поправка для содержания Rb должна быть меньше, чем для K_2O.

Наши данные позволяют считать, что более 99% полосчатых трондьемитовых гнейсов, амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов южной части района озера Хелен образовались из магматических пород. Этот вывод противоположен рабочей гипотезе Хеймлиха и Банкса [6], по которой гнейсы и связанные с ними породы образовались из «преимущественно осадочной серии, которая была смята в складки и перекристаллизована».

Мы признательны Найту за помощь при проведении инструментальных нейтронно-активационных анализов и Кейди и Хиллу за просмотр рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325—362, 1975.
2. *Arth J. G., Arndt N. T., Naldrett A. J.*, Genesis of Archean komatiites from Munro Township, Ontario, trace-element evidence, Geology, 5, 590—594, 1977.
3. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1,7- to 1,8-b.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: geochemistry and depths of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189—198, 1976.
4. *Heimlich R. A.*, Reconnaissance petrology of Precambrian rocks in the Bighorn Mountains, Wyoming, Contr. Geol., 8, 47—61, 1969.
5. *Heimlich R. A.*, Chemical data for major Precambrian rock types, Bighorn Mountains, Wyoming, Contr. Geol., 10, 131—140, 1971.
6. *Heimlich R. A., Banks P. O.*, Radiometric age determinations, Bighorn Mountains, Wyoming, Am. J. Sci., 266, 180—192, 1968.
7. *Heimlich R. A., Armstrong R. L.*, Variance of Precambrian K-Ar biotite dates, Earth Planet. Sci. Lett., 14, 74—78, 1972.
8. *Irvine T. N., Baragar W. R. A.*, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci., 8, 523—548, 1971.
9. *Osterwald F. W.*, Petrology of Pre-Cambrian granites in the Northern Bighorn Mountains, Wyoming, J. Geol., 63, 310—327, 1955.
10. *Stueber A. M., Heimlich R. A.*, Rb-Sr isochron age of the Precambrian basement complex, Bighorn Mountains, Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., 88, 441—444, 1977.

Глава 13

Четыре серии низкокалиевых кислых пород запада США

Ф. Баркер, Х. Т. Миллард мл., при участии П. В. Липмана (Тринити-Алпс)

Введение

В данной главе описаны четыре серии неизмененных низкокалиевых ($K_2O \leqslant 2{,}5\%$) кислых гнейсов и метамагматических пород Скалистых гор и гор Кламат, США. Сюда относятся (рис. 1) архейские гнейсы Уэбб-Каньон хребта Титон, западный Вайоминг,— метавулканическая серия, состоящая

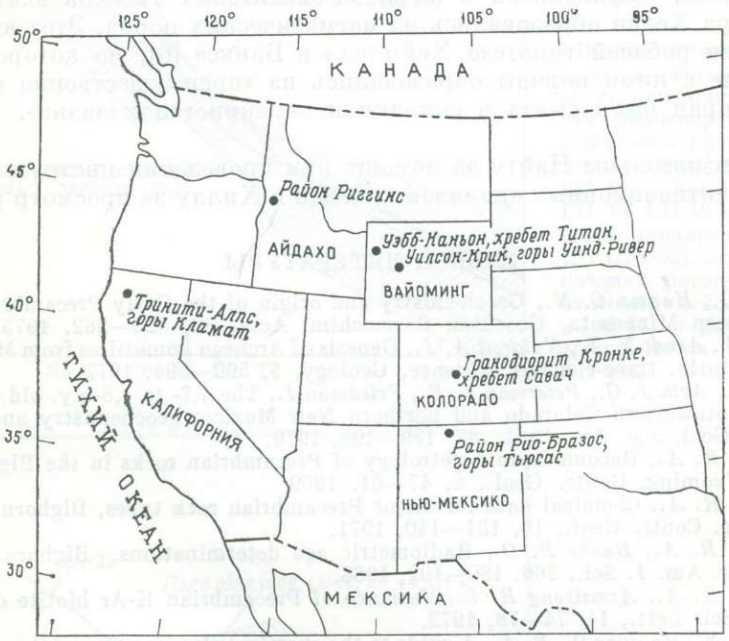


РИС. 1. Обзорная карта, показывающая расположение серий пород.

из переслаивающихся метадацитов и метабазальтов; архейские тоналит-трондьемитовые гнейсы и амфиболиты района Уилсон-Крик, горы Уинд-Ривер, Вайоминг; мезозойские трондьемитовые интрузии района Риггинс, Айдахо; три, сложные по составу, юрские интрузии района Тринити-Алпс, горы Кламат, северная Калифорния.

Данная работа является частью предварительных исследований, проведенных авторами. В ней приведены содержания главных элементов и элементов-примесей для 24 пород. Выводы о происхождении пород из Вайомин-

F. Barker, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.; *H. T. Millard, Jr.*, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.; *P. W. Lipman*, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.

га и Айдахо в настоящее время не могут быть сделаны; таким образом, по этим районам приводится лишь фактический материал как таковой, однако авторы все же рассматривают модель образования интрузий Тринити-Алпс, обладающих концентрической зональностью.

Гнейсы Уэбб-Каньон

Архейские гнейсы Уэбб-Каньон были описаны Ридом и Зартманом [23] в северной части хребта Титон, Вайоминг (рис. 1). Эта формация состоит из согласно залегающих и переслаивающихся кварц-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов. В районе Уэбб-Каньон она образует несколько тел, наиболее крупное из которых имеет размеры 3 × 15 км и залегает согласно с вмещающими слоистыми биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и мигматитами.

Кварц-полевошпатовые слои в гнейсах Уэбб-Каньон по мощности варьируют от нескольких до 100 м и представлены рассланцованными, светло-серыми, однородными, мелко- и среднезернистыми плагиоклаз-кварц-микроклин-роговообманковыми (минералы перечислены в порядке уменьшения их количества) и плагиоклаз-кварц-микроклин-биотитовыми гнейсами. Амфиболиты, залегающие в виде слоев мощностью от нескольких сантиметров до 100 м, составляют от 10 до 25% комплекса Уэбб-Каньон и обладают резкими согласными контактами с кварц-полевошпатовыми гнейсами, с которыми они переслаиваются. Это однообразные мелко- и среднезернистые зеленые породы, состоящие из роговой обманки, андезина и кварца.

В гнейсах Уэбб-Каньон наблюдаются две генерации складок [22]: ранние безкорневые, изоклинальные и наложенные на них открытые. Рид и Зартман предполагают, что первоначально эта формация представляла собой переслаивание туфов и лав кислого и основного состава.

Проведенные Ридом и Зартманом [23] Rb-Sr-исследования пяти валовых проб из кварц-полевошпатовых слоев района Уэбб-Каньон показали, что отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ в них меняются от 1,35 до 5,03. Эти пять точек образуют изохрону, определяющую возраст в 2790 млн. лет при первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,703 ± 0,017. С целью более точного определения возраста Рид и Зартман проанализировали гнейсы Уэбб-Каньон, образец вмещающих пород, представленных слоистыми гнейсами, и три образца метагаббро из района Рендезвус. Метагаббро залегают в южной части хребта Титон и метаморфизованы в той же степени, что и гнейсы Уэбб-Каньон. Отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ для слоистых гнейсов и метагаббро варьируют от 0,140 до 0,675. Все девять точек ложатся на изохрону, дающую возраст 2875 ± 150 млн. лет. Рид и Зартман [23], приняв, что отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ не нарушены послеархейскими процессами, пришли к выводу, что исходные магмы для гнейсов Уэбб-Каньон и метагаббро Рендезвус имели мантийное происхождение и возникли незадолго до метаморфизма и складкообразования, примерно 2875 млн. лет назад.

Содержания петрогенных элементов и элементов-примесей в гнейсах Уэбб-Каньон приведены в табл. 1 и 2. Амфиболиты по составу отвечают оливиннормативным и толеитовым базальтам [16]. Образцы WC-3 и WC-2B обладают сравнительно высокими содержаниями K_2O, Rb и Ba: 1,01—1,16%, 49—41 млн$^{-1}$ и 146—222 млн.$^{-1}$ соответственно. Распределение р. з. э. в амфиболите или метабазальте недифференцированное, содержание в 10—20 раз выше, чем в хондритах.

Кварц-полевошпатовые гнейсы района Уэбб-Каньон отличаются высоким содержанием кремнезема, но низким содержанием Al_2O_3; это достаточно железистые низкомагнезиальные породы с умеренными значениями отношения Na_2O/K_2O. Первичные вулканические породы, из которых они образо-

Таблица 1

Химический состав гнейсов Уэбб-Каньон, хребет Титон, Вайоминг (в %)

	Метабазальты [a]			Кварц-полевошпатовые гнейсы (метариодациты)			Метабазальты [a]			Кварц-полевошпатовые гнейсы (метариодациты)	
	WC-1B	WC-3	WC-2B	WC-1A [a]	WC-2A [a]		WC-1B	WC-3	WC-2B	WC-1A [a]	WC-2A [a]
SiO_2	47,75	48,12	48,27	76,95	79,06	K_2O	0,59	1,01	1,16	2,17	2,50
Al_2O_3	12,68	15,64	13,94	11,04	10,74	H_2O^+	1,90	2,19	1,61	0,34	0,34
Fe_2O_3	2,17	1,81	2,30	0,98	0,28	H_2O^-	0,08	0,12	0,27	0,06	0,05
FeO	12,47	9,39	11,46	2,27	2,13	TiO_2	1,42	0,96	0,97	0,18	0,14
MgO	7,18	6,35	6,34	0,16	0,05	P_2O_5	0,11	0,07	0,07	0,03	0,02
CaO	10,44	10,64	10,06	1,41	1,07	MnO	0,23	0,18	0,21	0,06	0,04
Na_2O	2,04	2,41	2,56	3,87	3,13	Сумма	99,52	98,89	99,25	99,52	99,55

[a] Аналитики Эспос и Нил. FeO определена с помощью объемного анализа, H_2O – с помощью весового анализа, остальные элементы – методом рентгеновской флуоресценции.

Таблица 2

Содержания элементов-примесей (в млн$^{-1}$) в гнейсах Уэбб-Каньон, хребет Титон[a]

	Метабазальты			Кислые гнейсы			Метабазальты			Кислые гнейсы	
	WC-1B	WC-3	WC-2B	WC-1A	WC-2A		WC-1B	WC-3	WC-2B	WC-1A	WC-2A
Rb	23	49	41	43	44	Tb	—	—	—	9,3	7,1
Sr	—	—	—	—	—	Dy	—	3,7	6,5	52	37
Ba	84	146	222	970	1060	Tm	0,5	0,5	0,7	23	
Th	0,6	0,4	0,4	25	20	Yb	3,1	2,3	5,5	3,8	17
U	0,2	0,2	0,3	4,9	4,4	Lu	0,5	0,4	0,9	0,9	2,7
La	5,0	3,8	3,7	121	71	Sr	84	72	69	535	454
Ce	11	9	8,3	284	171	Hf	2	1,6	1,6	11	13
Nd	11	7	7,1	189	121	Zn	480	417	477	52	36
Sm	3,1	2	3,4	49	31	Sc	43		41	1,3	0,8
Eu	1,1	1,0	1,3	6,2	4,5	Cr	269	283	205	7,7	4,1
Gd	4,0	3,3	4,9	57	38	Co	60	47	52	1,1	0,7

[a] U определен методом замедленных нейтронов, все остальные элементы – инструментальным нейтронно-активационным анализом; коэффициенты вариации обычно изменяются в следующих пределах: 1–5% для La, Sm, Eu; 1–10 % для Th, Ce, Nd, Dy, Lu, Hf, Zn; 5–15 % для Gd, Tb, Yb, Zr, Sc, Cr; 10–20 % для Ba, Tm, Ta, Co.

вались, по-видимому, были кислыми нормальными и лейкократовыми риодацитами. Данные гнейсы характеризуются умеренными содержаниями Rb (от 36 до 78 млн$^{-1}$, среднее — 57 млн$^{-1}$) и низкими содержаниями Sr (от 52 до 128 млн$^{-1}$, среднее — 79 млн$^{-1}$) [23]. Среднее отношение Rb/Sr равно 0,72. Содержания Ba — около 1000 млн$^{-1}$, Th до 20—25 млн$^{-1}$, U — 4,4—4,9 млн$^{-1}$, а Zr до 500 млн$^{-1}$. Содержания легких р. з. э. аномально высокие, примерно в 200—370 раз больше, чем в хондритах (рис. 2), при этом хорошо выражена отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* $\simeq$ 0,45). Содержания тяжелых р. з. э. также относительно высокие (концентрации Yb и Lu примерно в 75—110 раз превышают хондритовые). Графики распределения р. з. э. обладают умеренным наклоном с отношениями Ce/Yb примерно от 4 до 5. Пологие графики для образцов WC-1A и WC-2A являются почти уникальными для архейских кислых низкокалиевых гнейсов; нам известны только два аналогичных графика для пород древнего гнейсового комплекса Свази-

ленда [15]. Эти два образца из Свазиленда сходны с гнейсами Уэбб-Каньон также и по содержаниям петрогенных элементов и других элементов-примесей. Таким образом, кварц-полевошпатовые гнейсы Уйбб-Каньон и гнейсы Свазиленда, очевидно, представляют особый, хотя и редкий, тип архейских риодацитов или дацитов, обогащенных р. з. э. Высокие концентрации р. з. э. в гнейсах Уэбб-Каньон препятствуют их прямой аналогии со сходными породами, возникшими при движении плит. Хребет Титон 2,8—2,9 млн. лет

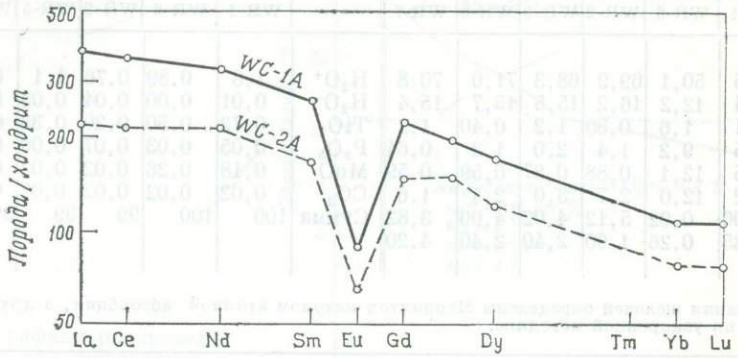


РИС. 2. Графики распределения р. з. э. для кварц-полевошпатовых гнейсов Уэбб-Каньон, хребет Титон, Вайоминг.

назад мог находиться на континентальной окраине или вблизи нее, при этом суша располагалась к северу и западу — там, где теперь расположены поднятие Бэртут и горы Биг-Хорн, а океанический бассейн располагался южнее.

Породы района Уилсон-Крик, горы Уинд-Ривер

Район Уилсон-Крик находится в восточной части гор Уинд-Ривер, Вайоминг (рис. 1). Породы, обнажающиеся в этом районе, впервые закартированные и изученные Перри [21], имеют архейский возраст и состоят преимущественно из кварц-полевошпатовых гнейсов и небольшого количества переслаивающихся с ними амфиболитов.

К северу от района Уилсон-Крик, на более высоких структурных уровнях, гнейсы прорваны телами гранитов, амфиболитов или метагаббро неправильной или линзовидной формы. Перри описал две генерации складок: ранние опрокинутые и поздние наложенные, образование которых он связывал с интрузиями гранитов и метагаббро. В районе Уилсон-Крик преобладают породы амфиболитовой фации метаморфизма, степень которого увеличивается к северу, где часть метагаббро метаморфизована в гранулитовой фации [21]. Доступ в этот район очень ограничен, в связи с чем первый исследователь мог собрать только восемь образцов, по размеру подходящих для геохимических исследований. Два из них представляют породы, испытавшие регрессивный метаморфизм и рассланцевание, таким образом, были проанализированы только шесть оставшихся образцов. Их предварительное изучение, проведенное Питерманом (1974 г., неопубликованные данные), позволило определить приблизительный возраст либо магматической кристаллизации, либо метаморфизма кварц-полевошпатовых гнейсов в 2,8—3,0 млрд. лет.

Содержания петрогенных элементов и элементов-примесей в этих породах приведены в табл. 3 и 4. Амфиболиты, переслаивающиеся с серыми кварц-полевошпатовыми гнейсами Уилсон-Крик (WR-1), и метагаббро или амфибо-

Таблица 3

Химический состав амфиболитов, плагиоклаз-кварц-биотитовых гнейсов и кварцевого монцонита района Уилсон-Крик, горы Уинд-Ривер, Вайоминг[a] (в %)

	Амфиболиты		Плагиоклаз-кварцевые гнейсы			Кварцевый монцонит		Амфиболиты		Плагиоклаз-кварцевые гнейсы			Кварцевый монцонит
	WR-1	WR-6	WR-2	WR-5	WR-8	WR-7		WR-1	WR-6	WR-2	WR-5	WR-8	WR-7
SiO_2	50,5	50,1	69,9	68,3	71,0	70,8	H_2O^+	1,8	0,89	0,76	1,1	0,73	0,57
Al_2O_3	10,4	12,2	16,2	15,5	15,7	15,4	H_2O^-	0,01	0,00	0,04	0,03	0,02	0,07
Fe_2O_3	2,1	1,6	0,30	1,2	0,40	1,2	TiO_2	0,72	0,50	0,20	0,33	0,23	0,28
FeO	9,5	9,2	1,4	2,0	1,2	0,64	P_2O_5	0,05	0,03	0,07	0,00	0,06	0,07
MgO	12,5	12,1	0,88	0,87	0,59	0,59	MnO	0,18	0,26	0,02	0,02	0,00	0,03
CaO	9,2	12,0	2,7	3,0	2,4	1,6	CO_2	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Na_2O	1,96	0,92	5,12	4,02	4,06	3,82	Сумма	100	100	99	99	99	99
K_2O	0,85	0,26	1,60	2,40	2,40	4,20							

[a] Содержания щелочей определены Мерриттом методом атомной абсорбции, а других элементов — Артисом по ускоренной методике.

Таблица 4

Содержания элементов-примесей (в млн$^{-1}$) в породах района Уилсон-Крик, горы Уинд-Ривер

	Амфиболиты		Плагиоклаз-кварцевые гнейсы			Кварцевый монцонит		Амфиболиты		Плагиоклаз-кварцевые гнейсы			Кварцевый монцонит
	WR-1	WR-6	WR-2	WR-5	WR-8	WR-7		WR-1	WR-6	WR-2	WR-5	WR-8	WR-7
Rb	25	3,8	20	42	42	127	Tb	—	—	0,2	0,7	0,2	0,5
Sr	132	51	744	180	443	265	Dy	—	3,3	1,5	2,0	1,4	1,1
Ba	202	9	530	975	1810	1328	Tm	—	0,4	—	—	—	—
Th	5,3	2,1	1,4	6,1	3,3	30	Yb	1,4	1,6	0,4	1,1	0,3	0,6
U	0,6	0,2	0,3	1,6	1,7	3,2	Lu	0,2	0,5	0,07	0,09	0,06	—
La	12	3,3	9,4	29	18	65	Zr	—	—	100	226	140	222
Ce	30	8,9	17	58	37	122	Hf	1,7	0,7	2,5	4,8	3,2	5,2
Nd	12	6,5	7,2	27	14	46	Sc	30	39	3,3	7,6	2,7	3,0
Sm	2,8	2,4	1,6	4,5	2,4	6,9	Cr	1160	880	12	11	9,3	26
Eu	0,8	0,5	0,5	1,0	0,9	1,3	Co	65	54	4,9	5,2	3,3	2,7
Gd	1,5	3,0	1,3	4,4	—	3,5							

литы, расположенные севернее (WR-6), по химическому составу сходны с оливиннормативным толеитом. Однако, как видно из рис. 3, эти два типа метабазальта геохимически довольно сильно отличаются один от другого. Амфиболит сравнительно обогащен K_2O, Rb, Sr, Ba и легкими р. з. э. Метагаббро, наоборот, обеднено этими элементами и обнаруживает сходство с современными абиссальными толеитами.

Серые гнейсы WR-2, WR-5, WR-8, отобранные из слоя мощностью в несколько сотен метров [21], имеют тоналитовый или трондьемитовый состав. Образцы WR-2 и WR-8 — рассланцованные плагиоклаз-кварц-биотитовые гнейсы. Образец WR-5 — плагиоклаз-кварц-биотит-эпидотовый гнейс, в котором биотит и эпидот, возможно, образовались за счет первичной роговой обманки. Все три породы однородны в пределах образца. По содержанию

петрогенных элементов (табл. 3) они близки, если не считать небольшого обогащения FeO′ (FeO′ = FeO + 0,9 Fe_2O_3) образца WR-5 и более высоких содержаний Na_2O и низких K_2O в образце WR-2. Содержания элементов-

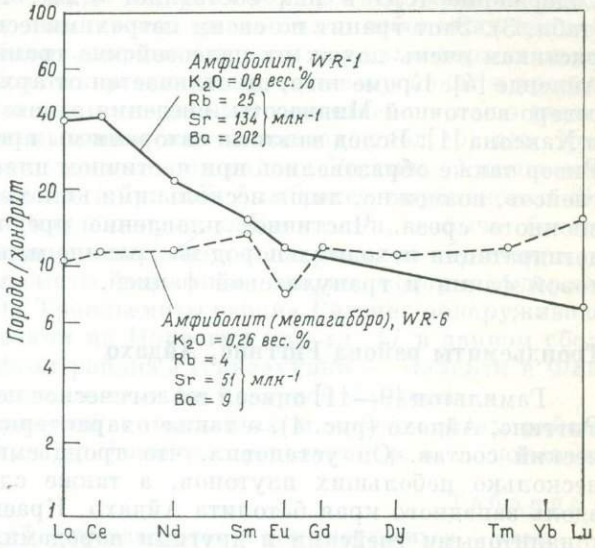


РИС. 3. Графики распределения р. з. э. для амфиболита и метагаббро гор Уинд-Ривер, Вайоминг.

примесей, наоборот, закономерно изменяются от образца WR-2 через WR-8 к WR-5 (табл. 4, рис. 4). Концентрации легких р. з. э. в образцах WR-2 и WR-5 различаются в 3, Rb — в 2, Ba, U, Th и Sr — в 4 раза. В образцах WR-8 и WR-5 наблюдается последовательное увеличение концентрации

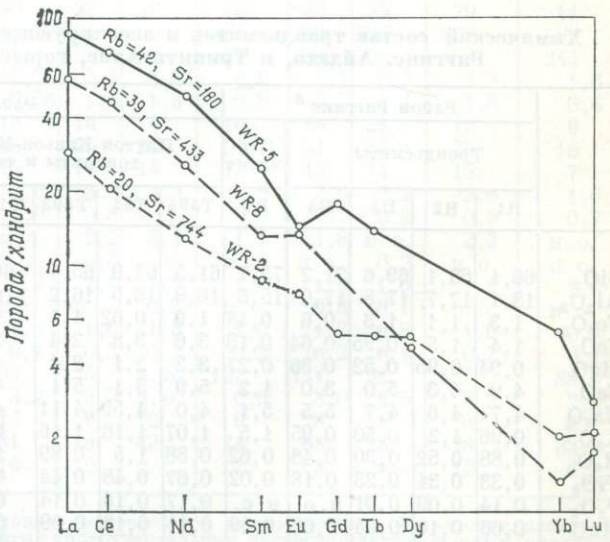


РИС. 4. Графики распределения р. з. э. для кварц-полевошпатовых гнейсов гор Уинд-Ривер, Вайоминг.

р. з. э., Rb, Th, Zr и Hf и уменьшение содержания Sr. Концентрации Ba, U, Sc, Cr и Co не обнаруживают закономерных изменений. Мы не находим простого объяснения для этих различий. Магматическое фракционирование вряд ли является их причиной, так как все образцы имеют одинаковые содержания SiO_2.

Пространственно связанные с гнейсами, секущие их граниты, обнаруженные к северу от района Уилсон-Крик, характеризуются умеренным обогащением легкими р. з. э. и сильным обеднением тяжелыми р. з. э. (рис. 4). Содержание K_2O в них составляет 4,2%, Na_2O — 3,8% и SiO_2 — 71% (табл. 3). Этот гранит по своим петрохимическим и геохимическим характеристикам очень похож на палеозойские граниты, распространенные в Род-Айленде [4]. Кроме того, он отличается от архейских кварцевых монцонитов северо-восточной Миннесоты, сведения о которых приведены в работе Арта и Хансона [1]. Вслед за этими авторами мы предполагаем, что граниты Уинд-Ривер также образовались при частичном плавлении кварц-полевошпатовых гнейсов, возможно, лишь несколькими километрами ниже современного эрозионного среза. Частичное плавление предположительно произошло при дегидратации исходных пород на границе между верхней частью амфиболитовой фации и гранулитовой фацией.

Трондьемиты района Риггинс, Айдахо

Гамильтон [9—11] описал геологическое положение трондьемитов района Риггинс, Айдахо (рис. 1), а также охарактеризовал их петрографию и химический состав. Он установил, что трондьемиты образуют два крупных и несколько небольших плутонов, а также слагают многочисленные дайки вдоль западного края батолита Айдахо. Краевая зона батолита, сложенная тоналитовыми гнейсами и другими породами, имеет ширину около 50 км. Все тела трондьемитов характеризуются меридиональным простиранием. Краевая зона расположена к западу от гранодиорит-гранитного ядра батолита. Трондьемитовые тела залегают в западной половине краевой зоны.

Трондьемиты представляют собой светло-серые рассланцованные среднезернистые породы, обычно содержащие шлирообразные обособления биотита; они в основном состоят из олигоклаза, кварца и биотита. Постмагматический

Таблица 5

Химический состав трондьемитов и ассоциирующихся с ними пород из районов Риггинс, Айдахо, и Тринити-Алпс, горы Кламат, Калифорния

	Район Риггинс [а]					Район Тринити-Алпс [б]							
	Трондьемиты				Пегматит	Плутон Каньон-Крик, основные тоналиты и трондьемиты						Плутон Гибсон-Пик	Плутон Карибу-Маунтин
	R1	R2	R3	R4	R5	T394	T61	T393	T1647a	T392	T1645	T1049C	T39
SiO_2	66,1	68,1	69,6	71,2	75,7	61,5	64,9	65,4	66,9	68,6	73,2	64,1	67,8
Al_2O_3	18,1	17,7	17,8	17,0	15,5	16,9	16,5	16,2	16,6	15,7	14,7	17,2	16,7
Fe_2O_3	1,3	1,1	1,3	0,6	0,48	1,9	0,62	1,4	1,4	0,66	0,48	1,3	1,5
FeO	1,4	1,5	0,95	0,64	0,13	3,6	3,8	2,4	2,1	2,4	1,2	2,9	1,7
MgO	0,94	0,95	0,52	0,36	0,27	3,2	2,1	2,4	1,6	1,7	0,88	2,2	1,4
CaO	4,9	4,3	5,0	3,0	1,2	5,9	5,1	5,1	4,5	3,6	3,1	4,2	4,5
Na_2O	4,7	4,6	4,7	5,5	5,1	4,0	4,59	4,11	4,20	4,11	4,01	4,60	3,95
K_2O	0,96	1,2	0,50	0,95	1,5	1,07	1,16	1,16	0,98	1,85	1,52	1,44	0,66
H_2O	0,88	0,52	0,30	0,48	0,62	0,88	1,5	0,89	1,0	0,63	0,52	1,0	1,1
TiO_2	0,33	0,34	0,23	0,18	0,02	0,67	0,48	0,44	0,34	0,36	0,17	0,49	0,31
P_2O_5	0,14	0,09	0,01	н. о.	н. о.	0,17	0,16	0,14	0,12	0,11	0,07	0,16	0,12
MnO	0,06	0,10	0,04	0,02	0,09	0,11	0,12	0,09	0,10	0,05	0,06	0,09	н. о.
CO_2	н. о.	0,06	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Сумма	100	101	101	101	101	100	100	100	100	100	100	100	100

[а] Анализы выполнены Элсмором, Борлоу, Боттсом, Хлое, Скоттом и Уайтом по ускоренной методике. [б] Анализы выполнены Элсмором, Смитом, Келсли и Гленном по ускоренной методике, за исключением Na_2O, K_2O, определенных Мерриттом методом пламенной фотометрии.

эпидот, образовавшийся в результате замещения других минералов [9], обычно ассоциируется с биотитом. В большинстве образцов интенсивно гнейсированных трондьемитов содержится несколько процентов несдвойникованного калиевого полевого шпата, но в других породах этот минерал редок или отсутствует. В некоторых тоналитовых разностях в небольших количествах присутствует роговая обманка; кроме того, эти породы содержат около 10% биотита. В отдельных образцах установлены также мусковит и гранат.

Гамильтон (1960, неопубликованные данные) представил в наше распоряжение порошки и результаты химических анализов (табл. 5) для трех образцов трондьемитов и одного тоналита из района Риггинс. Химический анализ трондьемитового пегматита (обр. R5) был ранее опубликован [9]. Эти породы из района Риггинс, как подчеркивал Гамильтон, необычно богаты глиноземом, сравнительно обогащены кальцием и натрием, но обеднены магнием. Это единственные трондьемиты, известные авторам, которые содержат более 17% Al_2O_3 при 70% SiO_2. Трондьемиты района Риггинс обнаруживают большее сходство с трондьемитами из Норвегии (см. гл. 17 в данном сборнике) и с аналогичными породами района Уусикааунки — Каланти в Финляндии [3], чем с другими трондьемитами из Северной Америки.

Содержания элементов-примесей в тоналитах и трондьемитах района Риггинс приведены в табл. 6, а графики распределения р. з. э. показаны

Таблица 6

Содержания элементов-примесей в трондьемитах и ассоцирующихся с ними породах районов Риггинс, Айдахо, и Тринити-Алпс, горы Кламат, Калифорния

	Район Риггинс				Тринити-Алпс							
	Трондьемиты			Пегматит	Плутон Каньон-Крик, основные тоналиты – трондьемиты						Плутон Гибсон-Пик	Плутон Карибу-Маунтин
	R2	R3	R4	R5	T394	T61	T393	T1647a	T392	T1645	T1049C	T39
Rb	26	9	17	23	23	32	32	20	39	35	29	14
Sr	815	113	711	92	541	591	469	461	392	393	609	492
Ba	798	262	477	713	351	490	350	335	388	350	463	244
Th	1,2	1,1	0,8	0,7	1,5	3,5	3,3	2,0	7,1	5,3	3,3	1,6
U	0,45	0,44	0,36	2,0	0,56	1,4	1,3	0,9	2,5	1,4	1,8	0,4
La	13	20	7	4	15	14	14	10	18	21	15	9
Ce	27	38	11	9	26	26	29	21	31	36	29	18
Nd	13	18	5	5	15	14	14	13	13	14	14	7
Sm	2,7	3,4	1,1	н. о.	3,6	3,3	3,5	2,9	3,0	2,2	2,8	1,6
Eu	0,8	0,9	0,3	0,5	1,0	0,8	н. о.	0,8	0,7	0,6	0,9	0,7
Gd	1,2	2,1	0,5	2,7	н. о.	2,2	3,1	1,1	1,8	н. о.	2,2	н. о.
Tb	н. о.	н. о.	0,1	н. о.	н. о.	0,3	н. о.	н. о.	н. о.	0,2	н. о.	н. о.
Dy	0,6	1,1	н. о.	н. о.	2,3	2,1	2,5	1,4	1,9	1,0	1,4	1,0
Tm	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0,2	н. о.	0,3	0,1	н. о.	н. о.
Yb	0,2	0,6	0,4	2,4	1,6	1,6	1,5	1,0	1,2	0,8	1,0	0,7
Lu	0,03	0,08	0,05	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
Zr	107	156	87	64	138	135	н. о.	122	147	92	145	88
Hf	2,9	3,8	2,2	1,1	3,2	3,0	н. о.	0,5	3,0	2,5	3,2	2,2
Sc	1,9	4,6	2,1	10	14	9	12	9	8	5	8	6
Cr	4,4	7,0	н. о.	3	81	18	82	24	65	23	28	32
Co	3,4	3,3	1,2	0,1	16	10	н. о.	7	8	4	12	6

Rb и Sr определены Дёрингом методом рентгеновской флуоресценции, U – методом замедленных нейтронов, все остальные элементы – инструментальным нейтронно-активационным анализом; коэффициенты вариации обычно изменяются в следующих пределах: 1–5 % для La, Sm, Eu, 1–10 % для Th, Ce, Nd, Dy, Lu, Hf, Zn, 5–15 % для Gd, Tb, Yb, Zr, Sc, Cr, 10–20 % для Ba, Tm, Ta, Co; н. о. – не определялось.

на рис. 5. Содержания Rb в трех образцах трондьемитов R2, R3 и R5 очень низкие (9—26 млн$^{-1}$), а Sr высокие (711—913 млн$^{-1}$), отношения Rb/Sr такие

же низкие (0,01—0,03), как и в других трондьемитах (см. гл. 4 в данном сборнике). Трондьемитовый пегматит R5 обладает низкими концентрациями Rb (23 млн$^{-1}$), а содержание Sr в нем (92 млн$^{-1}$) на порядок ниже, чем в ассоциирующихся с ним трондьемитах. Графики распределения р.з.э. указывают на обеднение этих трех трондьемитов тяжелыми р.з.э. и на отсутствие Eu-аномалии. Содержание La в 22—63, а Lu в 0,9—2,3 раза выше, чем в хондритах, что еще раз указывает на сходство этих пород с трондьемитами Норве-

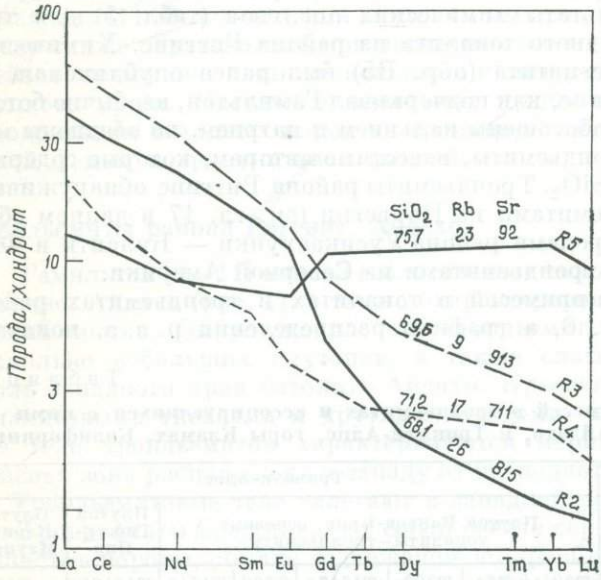


РИС. 5. Графики распределения р. з. э. для трондьемитов и трондьемитового пегматита R5 района Риггинс, Айдахо.

гии, южной Финляндии и интрузии Саганага в Миннесоте [1]. Тем не менее наши данные не позволяют сказать что-либо определенное о происхождении интрузий Риггинс. Отсутствие связи между концентрациями элементов-примесей и SiO_2, которая наблюдается в финской серии [3], может означать, что образование этих интрузий происходило в процессе частичного плавления исходных пород, неоднородных по содержанию р. з. э. или по минеральному составу.

Юрские плутоны, Тринити-Алпс, горы Кламат

Область Тринити-Алпс расположена на юге центрального участка гор Кламат в северной Калифорнии (рис. 1). Здесь насчитывается более десяти плутонов, сложенных тоналитами, трондьемитами, диоритами и габбро. Эти интрузии прорывают метавулканические и метаосадочные породы от палеозойского до юрского возраста центрального метаморфического пояса гор Кламат, расположенного между восточным палеозойским и западным палеозойско-триасовым поясами. Их внедрение произошло в поздней юре и могло продолжаться до раннего мела. Геологическое строение этого района представлено в работе Дейвиса и др. [7]. Дейвис [6] и Липман [19] описали структуры и петрологические особенности плутонов Карибу-Маунтин и Гибсон-Пик соответственно; краткие сведения о плутоне Каньон-Крик приведены в работе Липмана [20]; Хоц [14] опубликовал сводку химических анализов пород этих интрузий. Ланфир и др. [17] обобщили проведенные ранее радиометрические и геологические определения возраста и привели результаты многих новых изотопных датировок и химических анализов.

В настоящей главе представлены данные по шести образцам плутона Каньон-Крик и двум образцам из плутонов Карибу-Маунтин и Гибсон-Пик (табл. 5 и 6). Кроме того, в этом сборнике содержится глава (гл. 4), посвященная Rb-Sr-геохимии указанных пород. Все три интрузии имеют в плане грубо овальную форму; полосчатость в них образует куполообразные или цилиндрические структуры; взаимоотношения с вмещающими породами свидетельствуют о принудительном внедрении [7]. Плутон Каньон-Крик имеет максимальный и минимальный диаметры 22 и 8,5 км, плутон Карибу-Маунтин — 7 и 3 км, а плутон Гибсон-Пик — 5 и 2 км соответственно. Зональность, обусловленная изменением состава пород, разнообразна: в интрузии Каньон-Крик, за исключением небольших участков габбро на юго-восточном фланге, наблюдается смена пород от основных тоналитов в краевых частях (цветовой индекс 30) до трондьемитов в центральных (цветовой индекс 10); состав пород плутона Карибу-Маунтин изменяется от кальциевых трондьемитов до нормальных трондьемитов [6], а плутона Гибсон-Пик — от гиперстеновых габбро до тоналитов [19].

В плутоне Каньон-Крик наблюдается постепенное изменение состава пород; внутренние интрузивные контакты отсутствуют. Тоналиты и трондьемиты везде характеризуются среднезернистыми гипидиоморфными структурами. Они сложены биотитом, роговой обманкой, плагиоклазом, кварцем и иногда калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз обладает хорошо выраженной ритмической зональностью и сложным двойниковым строением. Интерстиции между идиоморфными и гипидиоморфными зернами плагиоклаза и роговой обманки занимают крупные пойкилитовые зерна кварца, обычно обладающие волнистым угасанием. Биотит во внешних частях плутона имеет идиоморфные очертания, а во внутренних частях встречается в виде пойкилитовых зерен. В центре интрузии вместе с биотитом присутствует немного (несколько процентов) интерстиционного микроклина, однако этот минерал отсутствует в породах краевой зоны. Обычными акцессорными минералами являются сфен, апатит, в небольших количествах встречается циркон. Рассеянные зерна хлорита, серицита и эпидота, очевидно, имеют вторичное происхождение.

Структурные особенности пород интрузии Каньон-Крик указывают на то, что она внедрилась во время региональной деформации на стадии кристаллизации, когда роговая обманка и плагиоклаз повсеместно являлись ликвидусными фазами. Кристаллы биотита присутствовали в краевых частях интрузии, но отсутствовали в ее центре. Полосчатость, которая определяется ориентировкой этих минералов, в краевых частях плутона падает наружу, а в центральных частях — внутрь интрузии или имеет горизонтальное залегание. Считают, что эта центральная впадина, образованная сланцеватостью, связана с возникновением кольцевых трещин и последующим кальдерным проседанием во время консолидации плутона. Наблюдаемые взаимоотношения очень похожи на описанные Даффилдом [8] в плутоне из северной Мексики.

Проанализированные образцы плутона Каньон-Крик представлены основным кварцевым диоритом (Т394, табл. 5 и 6) и тоналитом (Т61) из краевой части, тоналитом из переходной зоны (Т393), трондьемитом из внутренней зоны (Т392 и Т1645) и порфировым дацитом из поздней дайки (Т1647а). В изменении состава образцов из этой главной интрузии имеется определенная закономерность: при движении от краевых частей к центральным происходит изменение содержания SiO_2 (от 61,5 до 73,2%), Al_2O_3 (от 16,9 до 14,7%), FeO′ (от 5,3 до 1,6%), MgO (от 3,2 до 0,9%), CaO (от 5,9 до 3,1%), TiO_2 (от 0,67 до 0,17%), Sr (от 541 до 393 млн$^{-1}$), Sc (от 14 до 5 млн$^{-1}$), Co (от 16 до 4 млн$^{-1}$), K_2O (от 1,1 до 1,8%) и Rb (от 23 до 39 млн$^{-1}$). В изменении содержаний Na_2O, Ba, Zr, Hf и Cr не установлено аналогичных закономерно-

стей. Значения отношений K/Rb всех образцов хорошо ложатся на линию, соответствующую значению 380. Графики распределения р. з. э. для шести образцов (рис. 6) свидетельствуют об их общем обогащении La и Ce и обеднении тяжелыми р. з. э. при движении от края плутона к центру, что также сопровождается увеличением содержания SiO_2. Изменение наклона графиков происходит в районе Nd, Eu-аномалии малы или отсутствуют.

Эти особенности распределения р. з. э., коррелирующиеся с увеличением содержания SiO_2 в породах, и отсутствие Eu-аномалий, вероятно,

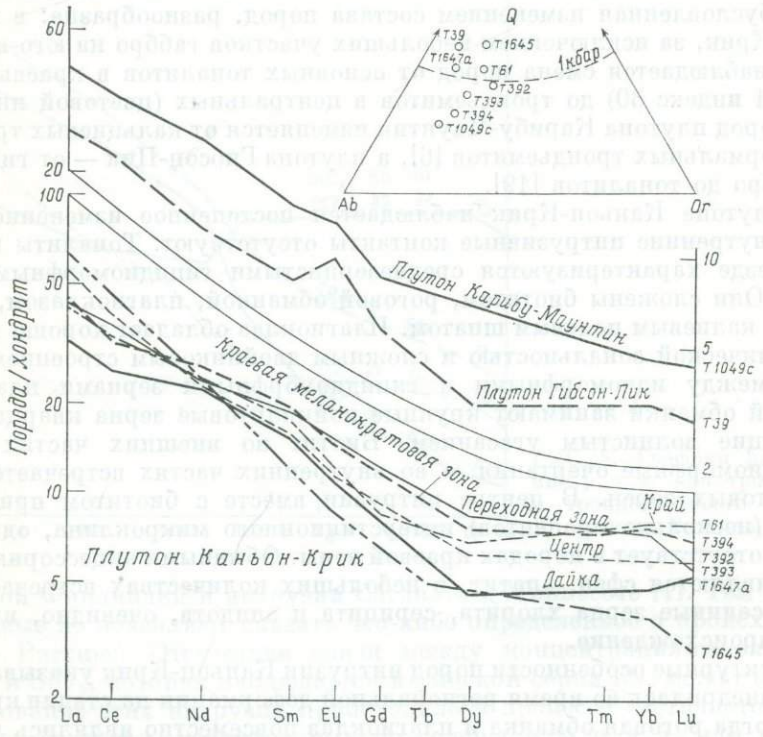


РИС. 6. Графики распределения р. з. э. и диаграмма нормативных Q — Ab — Or для тоналитов и трондьемитов юрских плутонов района Тринити-Алпс, горы Кламат, Калифорния.

являются результатом сепарации роговой обманки и плагиоклаза из жидкости; данные минералы были главными ликвидусными фазами плутона Каньон-Крик во время внедрения. Коэффициенты распределения р. з. э. для системы роговая обманка — расплав дацитового состава (SiO_2 = 67%) определены Артом и Баркером [2], а для системы роговая обманка — риодацитовый расплав (SiO_2 = 64%) — Зелинским и Липманом [24]. Плутон Каньон-Крик по коэффициентам распределения ближе к первой системе, хотя и несущественно отличается от второй. Коэффициенты распределения для элементов от Nd до Lu в системе роговая обманка — жидкость дацитового состава составляют 2,8 или выше, в то время как для Ce — 0,9. Коэффициент распределения для La не был определен Артом и Баркером, хотя сравнение с данными Зелинского и Липмана позволяет предполагать, что он составляет около 0,6. Таким образом, удаление лишь одной роговой обманки должно привести к обеднению остаточной жидкости элементами от Nd до Lu. При этом должно немного возрасти содержание La и очень немного — Ce. Точка,

в которой происходит искривление графиков распределения р. з. э. с увеличением фракционирования, будет несколько смещена вправо от Ce. Кроме того, коэффициенты распределения для Eu несколько меньше, чем для Sm и Gd; таким образом, концентрации Eu должны увеличиваться во время фракционирования. Сепарация умеренных количеств плагиоклаза вместе с роговой обманкой будет смещать точку искривления графиков вправо от Nd, как это и наблюдается на рис. 6, а преимущественная концентрация Eu в кристаллизующемся плагиоклазе будет компенсировать положительные Eu-аномалии, возникающие в жидкости при сепарации роговой обманки. Устанавливаемые Eu-аномалии трудно оценить, поскольку мы не знаем значения Eu* для исходного расплава, кроме того, точность наших анализов, выполненных методом нейтронной активации, не очень высока. Сепарация из жидкости клинопироксена или ортопироксена должна привести к повышению содержаний р. з. э. в остаточной жидкости, хотя этот эффект незначителен и трудно оценим.

Отчетливо выраженное увеличение содержания Rb при движении от края плутона Каньон-Крик к его центральным частям указывает на то, что только небольшое количество биотита осаждалось из тоналитового расплава. Коэффициенты распределения Rb для биотита, роговой обманки и плагиоклаза в риодацитовой жидкости равны 7,1; 0,07; 0,02 соответственно [24]. Отделение только роговой обманки и плагиоклаза будет приводить к обогащению жидкости Rb, что и наблюдается, в то время как сепарация биотита будет давать обратный эффект. Зелинский и Липман [24] полагают также, что удаление роговой обманки из кислых магм, в которых она образовалась, несильно сказывается на изменении отношения K/Rb; таким образом, величина этого отношения, характерная для пород плутона Каньон-Крик (около 380), не противоречит фракционированию роговой обманки.

Изменение распределения р. з. э. в породах плутона Каньон-Крик может быть и результатом увеличения степени частичного плавления амфиболита или кварцевого эклогита. Арт и Хансон [1] рассчитали графики распределения р. з. э. для различных степеней (5, 20 и 35%) частичного плавления эклогита. Представленные ими кривые указывают на уменьшение концентраций легких и увеличение содержаний тяжелых р. з. э. при увеличении степени плавления от 5 до 35%. При этом точка изменения наклона графика располагается между Nd и Sm. Аналогичные изменения могут произойти при частичном плавлении амфиболита — как содержащего гранат, так и не содержащего его — вследствие того, что коэффициенты распределения р. з. э. между тоналитовой жидкостью и роговой обманкой сходны с коэффициентами распределения гранат — жидкость, хотя и не столь велики [2]. В этом случае частичное плавление эклогитового источника должно происходить на глубинах 30—50 км от современного эрозионного уровня. Магма должна концентрироваться в расширяющейся камере в исходных породах или над ними. Вначале в камере должен аккумулироваться очень небольшой объем магмы. Последующие менее кислые и более плотные выплавки должны аккумулироваться в нижних частях камеры под первичным расплавом трондьемитового состава. Таким образом может сформироваться расслоенная по вертикали магматическая линза, самые нижние части которой могут быть сложены диоритами или габбро. Мы не можем детально объяснить, как в такой линзе может развиться горизонтальная зональность, но предлагаем следующую модель образования магматической линзы на глубине в процессе частичного плавления и ее последующего фракционирования во время подъема:

1. Частичное плавление метабазальтов в условиях, сходных с обстановкой зоны субдукции [12], на глубинах 15—50 км ниже современной поверхности при температурах 850—950 °C. Если исходными породами были метабазальты, то остаточными минералами являются роговая обманка, кальциевый плагио-

клаз, пироксен и, возможно, гранат. Если исходными породами были эклогиты, остаточными фазами являются гранат и пироксен. Такие породы, как пелиты, грауваккн и кислые метавулканиты, которые в данных условиях плавления дали бы гранитный расплав, очевидно, отсутствовали.

2. С увеличением отношения расплав/рестит магма, по составу отвечающая трондьемиту — тоналиту или даже диориту, обособляется в крупную линзу или тело каплевидной формы.

3. Магматическая линза достигает критических размеров, и вследствие контраста плотностей расплава и вмещающих пород происходит образование диапира; критические размеры линзы, разумеется, непосредственно не связаны с содержанием SiO_2, но, как правило, это происходит при 25—50% плавления и когда жидкость содержит 60—65% SiO_2.

4. По мере роста диапира происходит понижение его температуры вследствие теплообмена с вмещающими породами; кристаллизуются роговая обманка, плагиоклаз, а в некоторых случаях пироксен и другие фазы; возникают конвекционные потоки, начинается осаждение кристаллов, а кристаллизация у стен камер приводит к образованию в диапире хорошо выраженной вертикальной зональности с нижней зоной мафического кумулята, промежуточной зоной и верхней салической зоной; кроме того, возникает горизонтальная зональность, как это наблюдается в плутоне Каньон-Крик.

5. При подъеме диапир охлаждается, происходит его внутреннее фракционирование, он служит источником вулканических центров извержений, которые сопровождаются кальдерным проседанием. Затем магма становится более вязкой и достигаются такие условия, при которых поднятие прекращается и вся остаточная жидкость кристаллизуется.

В этой модели фракционирование не обязательно происходит преимущественно на заключительных стадиях развития диапира в том положении, которое он занимает сейчас, хотя геохимические данные свидетельствуют о том, что дифференциация многих третичных магматических комплексов, с которыми связаны кальдеры, происходила на высоких уровнях. Данная модель предложена для плутонов типа интрузии Каньон-Крик, которые внедрялись как единое тело [20, 7]. Для объяснения сложных взаимоотношений, наблюдаемых в некоторых плутонах района Тринити-Алпс, требуется более сложная модель, предусматривающая слияние диапиров, находящихся на разных стадиях развития. Необходимо выяснить, являются ли немногочисленные тела габбро комагматичными с кислыми породами или они лишь пространственно ассоциируются с последними и образовались при частичном плавлении перидотитового рестита.

Первая стадия этой модели — частичное плавление пород основного состава — соответствует модели Ларсена и Полдерварта [18] для батолита Болд-Рок. Плутон Болд-Рок [5, 13], расположенный в 210 км к юго-востоку от района Тринити-Алпс и в 30 км к западу от батолита Сьерра-Невада, сходен с трондьемитовыми и тоналитовыми интрузиями Тринити-Алпс. Однако модель Ларсена и Полдерварта отличается от нашей тем, что все изменения состава пород, по мнению этих исследователей, являются следствием фракционирования элементов между расплавом, образовавшимся при частичном плавлении, и реститом. Однако не ясно, как тяжелый основной рестит мог переместиться в верхние горизонты под воздействием сил гравитации; зональность и характер двойникования плагиоклаза более удовлетворяют предположению о фракционировании, как это изложено выше в пп. 4 и 5.

По характеру распределения р. з. э. единичные образцы из плутонов Карибу-Маунтин и Гибсон-Пик сходны с аналогичными породами интрузии Каньон-Крик. Однако они обладают положительными Eu-аномалиями (рис. 6). Эти аномалии могут быть результатом аккумуляции плагиоклаза, сепарации роговой обманки или следствием других не известных нам причин.

Мы очень признательны Гамильтону и Риду мл. за предоставленные образцы, Питерману за неопубликованные данные по содержанию Rb и Sr (см. гл. 4 в данном сборнике), Арту за плодотворное обсуждение нашей работы и Гамильтону и Бисону за просмотр рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325—362, 1975.
2. *Arth J. G., Barker F.*, Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas, Geology, 4, 534—536, 1976.
3. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas, J. Pet., в печати.
4. *Buma G., Frey F. A., Wones D. R.*, New England granites: trace element evidence regarding their origin and differentiation, Contr. Miner. Pet., 31, 300—320, 1971.
5. *Compton R. R.*, Trondhjemite batholith near Bidwell Bar, Geol. Soc. Am. Bull., 66, 9—44, 1955.
6. *Davies G. A.*, Structure and mode of emplacement of Caribou Mountain pluton, Klamath Mountains, California, Geol. Soc. Am. Bull., 74, 331—348, 1963.
7. *Davis G. A., Holdaway M. J., Lipman P. W., Romey W. D.*, Structure, metamorphism, and plutonism in the south-central Klamath, Mountains, California, Geol. Soc. Am. Bull., 76, 933—966, 1965.
8. *Duffield W. A.*, The petrology and structure of the El Pinal Tonalite, Baja California, Mexico, Geol. Soc. Am. Bull., 79, 1351—1374, 1968.
9. *Hamilton W.*, Trondhjemite in the Riggins quadrangle, western Idaho, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 450-E, E98-E102, 1963a.
10. *Hamilton W.*, Metamorphism in the Riggins region, wetern Idaho, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 436, 95 pp., 1963b.
11. *Hamilton W.*, Reconnaissance geologic map of the Riggins quadrangle, west-central Idaho, U. S. Geol. Surv. ,Map 1—579, 1969a.
12. *Hamilton W.*, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle, Geol. Soc. Am. Bull., 80, 2409—2430, 1969b.
13. *Hietanen A.*, Metamorphism and plutonism around the Middle and South Forks of the Feather River, California, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 920, 30 pp., 1976.
14. *Hotz P. E.*, Plutonic rocks of the Klamath Mountains, California and Oregon, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 684-B, 20 pp., 1971.
15. *Hunter D. R., Barker F., Millard H. T., Jr.*, The geochemical nature of the Archean Ancient Gneiss Complex and Granodiorite Suite, Swaziland, a preliminary study, Precambrian Res., в печати.
16. *Jakes P., Gill J.*, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17—28, 1970.
17. *Lanphere M. A., Irwin W. P., Hotz P. E.*, Isotopic age of the Nevadan orogeny and metamorphic events in the Klamath Mountains, California, Geol. Soc. Am. Bull., 79, 1027—1052, 1968.
18. *Larsen L. H., Poldervaart A.*, Petrologic study of Bald Rock batholith, near Bidwell Bar, California, Geol. Soc. Am. Bull., 72, 69—82, 1961.
19. *Lipman P. W.*, Gibson Peak pluton: a discordant composite intrusion in the southeastern Trinity Alps, northern California, Geol. Soc. Am. Bull., 74, 1259—1280, 1963.
20. *Lipman P. W.*, Structure and petrology of Canyon Creek pluton, Trinity Apls, northern California, Geol. Soc. Am., Spec. Pap., 76, 342, 1964.
21. *Perry K., Jr.*, High-grade regional metamorphism of Precambrian gneisses and associated rocks, Paradise Basin quadrangle, Wind River Mountains, Wyoming, Thesis, Yale Univ., 1964.
22. *Reed J. C., Jr.*, Structure of Precambrian crystalline rocks in the northern part of Grand Teton National Park, Wyoming, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 475-C, C1-C6, 1963.
23. *Reed J. C., Jr., Zartman R. E.*, Geochronology of Precambrian rocks of the Teton Range, Wyoming, Geol. Soc. Am. Bull., 84, 561—582, 1973.
24. *Zielinski R. A., Lipman P. W.*, Trace-element variations at Summer Coon volcano, San Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesite, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1477—1485, 1976.

Глава 14

Петрогенезис высокобарических трондьемитовых прослоев в эклогитах и амфиболитах южной части Центрального массива, Франция

К. Николле, А. Лейрелуп и К. Дюпюи

Краткое содержание

В эклогитах и высокобарических амфиболитах лептинит-амфиболитового комплекса Руэрг (юг Центрального массива) встречаются трондьемитовые прослои. Эти трондьемиты содержат мало Al, они обеднены K, Rb, Cs, но обогащены другими литофильными элементами по сравнению с океаническими плагиогранитами и гранитами. Данные по содержанию элементов-примесей свидетельствуют по крайней мере о двух стадиях в образовании этих пород. Микроструктура и первичный минеральный парагенезис (кварц, плагиоклаз, кианит, цоизит, гранат) свидетельствуют о том, что эти породы кристаллизовались из расплава в условиях высокобарической гранулитовой фации ($P \approx 12{,}5 \div 20$ кбар, $T \approx 750 \div 840°$ С). Твердофазовые реакции, например цоизит → Al-эпидот, указывают на последующий диафторез до амфиболитовой фации.

(В тексте и в иллюстрациях приняты сокращения: Кв — кварц, Пл — плагиоклаз, Алб — альбит, Олг — олигоклаз, Ан — анортит, Кпш — калиевый полевой шпат, Ки — кианит, Сил — силлиманит, Гр — гранат, Alm — альмандин, Ст — ставролит, Цо — цоизит, Al-Эп — Al-эпидот, КПи — клинопироксен, Жад — жадеит, Ам — амфибол, РО — зеленая роговая обманка, Мус — мусковит, Би — биотит, Ко — корунд, Шп — зеленая шпинель, Ру — призматический рутил, Ил — ильменит, Сф — сфен, Пир — пирит, Маг — магнетит, Ап — апатит, Цир — циркон, П — пар H_2O, Ж — жидкость.)

Введение

В сильно деформированной и метаморфизованной части варисцийского пояса Европы (Гранулитовые горы, Мюнхберг, Чешский массив, Бретань, северо-запад Пиренейского полуострова, Центральный массив Франции) развита примечательная ассоциация горных пород, известная как лептинит-амфиболитовый комплекс.

Характерными особенностями этой ассоциации являются бимодальный парагенезис кислых и основных пород, толеитовый характер базитов, а также присутствие метаграувакк, пирокластических пород, углеродистых [1] пород, кварцитов и ультрамафитов [10, 32, 81, 62, 89, 60, 95, 14, 61, 55, 76, 77]. В изучавшемся районе (рис. 1) лептинит-амфиболитовый комплекс подвергся метаморфизму высокого и низкого давления [14, 71]. Далее нас будут интересовать лейкократовые (кислые) прослои трондьемитового состава в высокобарических породах. Петрогенезис накладывает ограничения на схемы образования и эволюции лептинит-амфиболитового комплекса, а также дает информацию относительно происхождения трондьемитов в метаморфических комплексах.

C. Nicollet, Laboratoire associee du C.N.R.S. n° 266, U.S.T.L., Place E. Bataillon, 34060 Montpellier, Cedex France; *A. Leyreloup*, Laboratoire de Petrologie et laboratoire associee du C.N.R.S. n° 266, U.S.T.L., Place E. Bataillon, 34060 Montpellier, France; *C. Dupuy*, Laboratorie de Geochimie du Centre Geologique et Geophysique, U.S.T.L., Place Bataillon, 34060 Montpellier, Cedex France.

[1] Carbonaceous в английском оригинале; но, возможно, имеются в виду и карбонатные породы, см. также рис. 15.— *Прим. перев.*

Геологическое положение и полевые соотношения

Рассматриваемые лейкократовые прослои описаны в различных метаморфических поясах [89, 66, 16, 39, 55]. Впервые они были установлены в лептинит-амфиболитовом комплексе Руэрг [23], где лейкократовые слои (толщиной 2—10 см) чередуются с эклогитами или гранат-клинопироксеновыми амфиболи-

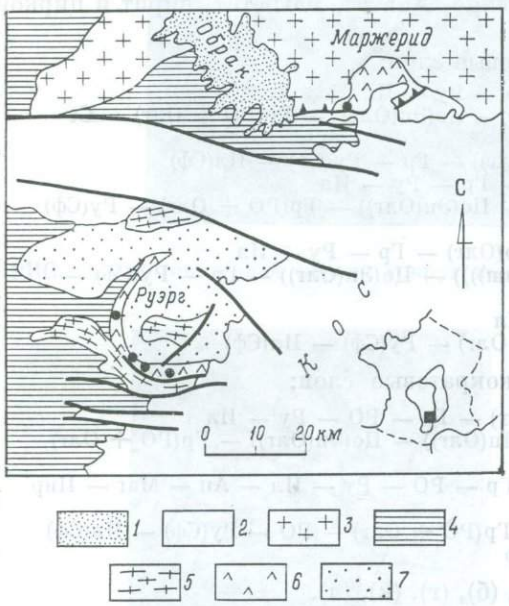


РИС. 1А. Схематическая карта изученного района (юго-запад Центрального массива). Черными кружочками помечено местонахождение трондьемитовых слоев. *1* — плиоценовые — четвертичные базальты; *2* — постварисцийские породы; *3* — варисцийские граниты; *4* — кварц-пелитовые серии; *5* — ортогнейсы; *6* — лептинит-амфиболитовый комплекс; *7* — мигматиты.

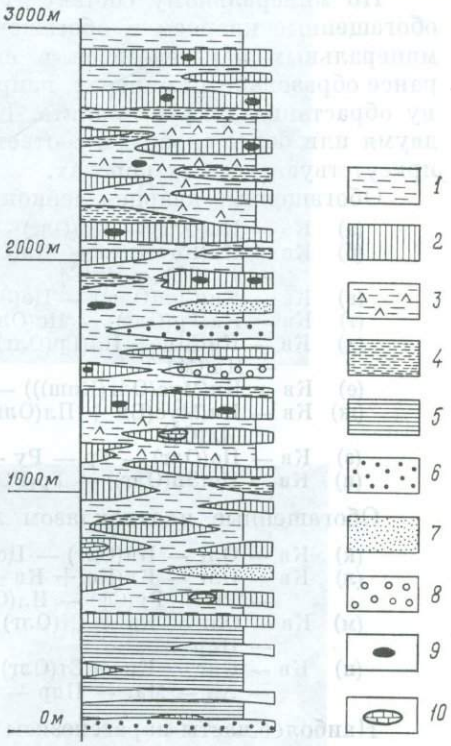


РИС. 1Б. Стратиграфическая колонка лептинит-амфиболитового комплекса Левезу. *1* — мелкозернистые гнейсы; *2* — обычные амфиболиты; *3* — амфиболитовые гнейсы (метапирокластиты); *4* — обычные кварц-полевошпатовые лейкократовые гнейсы (обычные лептиниты); *5* — филлиты; *6* — щелочные гнейсы; *7* — метаосадочные кварциты; *8* — ультрамафиты; *9* — эклогиты или высокобарические амфиболиты с трондьемитовыми прослоями или без них; *10* — углеродистые породы.

тами. В некоторых случаях мощности слоев измеряются миллиметрами, а контакты между ними резкие. Там, где слои более толстые (сантиметры), вдоль контакта базитов выделяется кварц.

Эта сложная система (лейкократовые слои + эклогиты или гранат-пироксеновые амфиболиты) всегда окружена низкобарическими амфиболитами, которые сами включены в низкобарические мелкозернистые гнейсы по пелитовым или вулканокластическим породам. Непосредственных контактов лейкократовых прослоев с окружающими низкобарическими породами не наблюдается.

В районах Левезу и Марвежоль (рис. 1) проводился систематический отбор образцов из кислых прослоев для петрографического изучения. Проанализированные образцы взяты из двух обнажений в районе Левезу, отстоящих одно от другого на 3,5 км (X = 633,4, Y = 3197,2; X = 637, Y = 3196,6).

Петрография

По минеральному составу трондьемитовые породы можно разделить на обогащенные кварцем и обогащенные плагиоклазом. В приведенном списке минеральных парагенезисов в скобки заключены минералы, обрастающие ранее образованный минерал, например Ки(Олг) означает олигоклазовую корону обрастания вокруг кианита. Короны последующих генераций обозначены двумя или более скобками соответственно. Апатит, магнетит, пирит и циркон присутствуют во всех породах.

Обогащенные кварцем лейкократовые слои:

(а) Кв — Ки(Олг) — Цо(Олг) — Гр — Ру — Ил
(б) Кв — Ки(Ко + Кв ± Шп(Олг)) — Цо(Эп(Олг)) — Гр(РО + Олг) — Ст — Ру(Сф) — Ил(Сф)
(в) Кв — Ки(Сил(Олг)) — Цо(Эп(Олг)) — Гр — Ру(Сф) — Ил(Сф)
(г) Кв — Ки(Гр(Олг)) — Цо(Олг) — Гр — Ру — Ил
(д) Кв — Ки(Шп + Пл(Гр(Олг))) — Цо(Эп(Олг)) — Гр(РО + Олг) — Ру(Сф) — Ил(Сф)
(е) Кв — Ки(Мус(Олг(Кпш))) — Цо(Олг) — Гр — Ру — Ил
(ж) Кв — Ки(Мус(Би + Пл(Олг(Кпш)))) — Цо(Эп(Олг)) — Гр — Ру(Сф) — Ил(Сф)
(з) Кв — Цо(Олг) — Гр — Ру — Ил
(и) Кв — Цо(Эп(Олг)) — Гр(РО + Олг) — Ру(Сф) — Ил(Сф)

Обогащенные плагиоклазом лейкократовые слои:

(к) Кв — Олг — Ки(Олг) — Цо(Олг) — Гр — РО — Ру — Ил
(л) Кв — Олг — Ки(Ко + Кв ± Шп(Олг)) — Цо(Эп(Олг)) — Гр(РО + Олг) — РО — Ру(Сф) — Ил(Сф)
(м) Кв — Олг — Ки + Ст(Олг) — Гр — РО — Ру — Ил — Ап — Маг — Пир — Цир
(н) Кв — Олг — Ки + Ст(Олг) — Гр(РО + Олг) — РО — Ру(Сф) — Ил(Сф) — Ап — Маг — Пир — Цир

Наиболее часты парагенезисы (а), (б), (г), (к), (л).

Рис. 2—6 иллюстрируют сложные микроструктуры этих пород. Их минеральный состав в деталях описан недавно [72]. Здесь будут рассмотрены лишь

Таблица 1

Микрозондовые анализы некоторых минералов из трондьемитов (в %)

	Плагиоклаз [а]			Цоизит-1	Al-эпидот-2	Гранат	Мусковит
	(Ки)	(Цо)	(Му)				
SiO_2				38,15	38,5	39,42	52,61
TiO_2				0,11	—	0,16	0,48
Al_2O_3				32,06	27,51	21,89	30,41
Fe_2O_3				1,45	7,03		2,46
FeO						20,56	
MnO				—	—	0,67	—
MgO				—	0,8	6,58	2,17
CaO	3,27	3,03	3,38	25,75	24,68	11,51	—
Na_2O	9,39	8,48	8,22	0,05	0,08	0,01	0,38
K_2O	0,03	0,05	0,9	0,04	0,05	—	9,78

[а] Олигоклазовая корона, окружающая кианит, цоизит, мусковит.

некоторые наиболее важные его особенности. Незональный олигоклаз (An_{10} — An_{25}) (табл. 1) образует поликристаллическую кайму из тонких кристаллов, расположенных радиально вокруг кианита (рис. 2), цоизита (рис. 3)

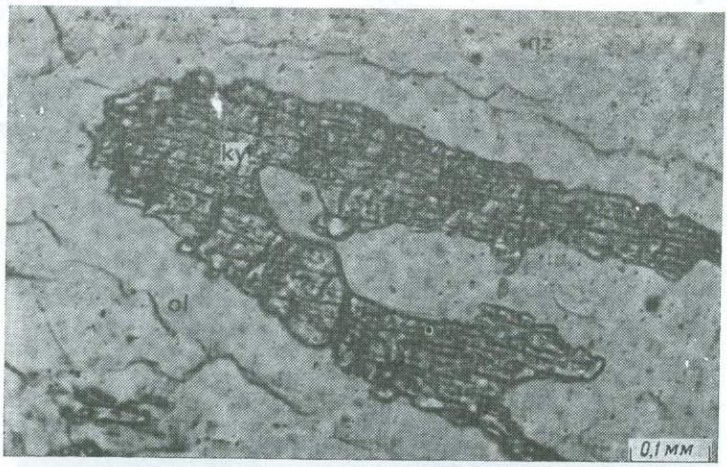


РИС. 2. Олигоклазовая корона вокруг кианита.

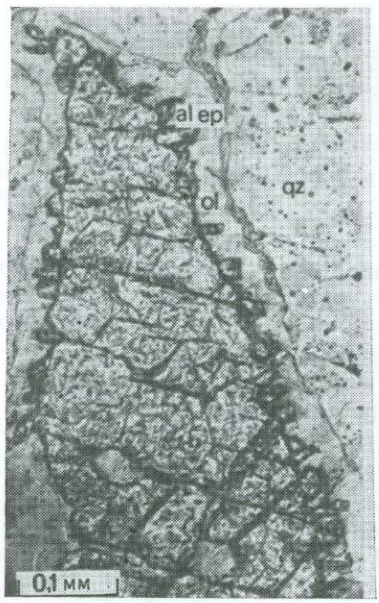


РИС. 3. Олигоклазовая корона вокруг цоизита. Вторичный Al-эпидот располагается радиально на границе олигоклаз — цоизит.

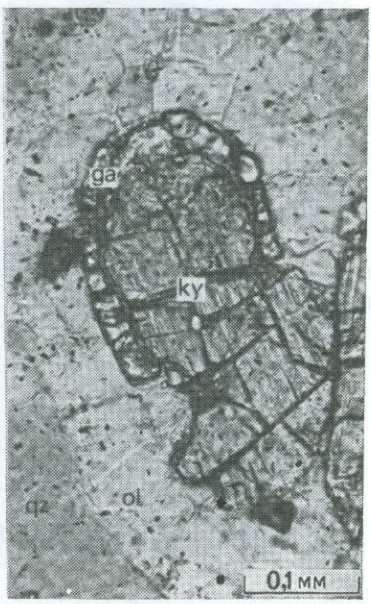
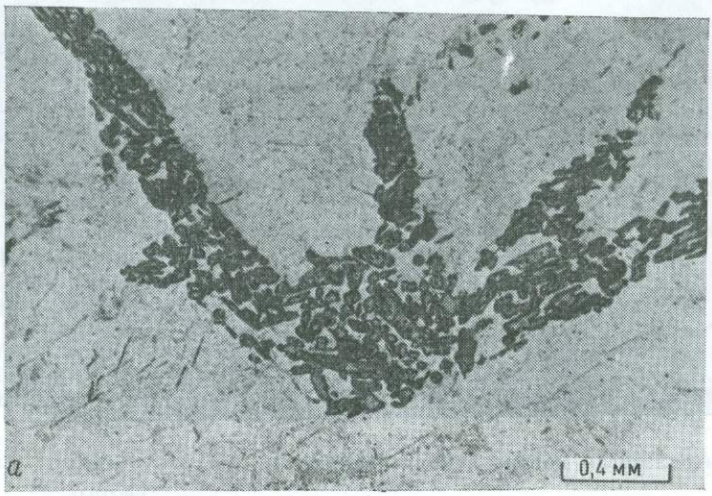


РИС. 4. Кайма граната вокруг кианита внутри олигоклазовой короны.

и мусковита (где тот заместил кианит) на контакте с кварцем или олигоклазом основной массы. Такая кайма отсутствует, если эти минералы находятся в контакте с другими минералами или включены в них (например, кианит в гранат). Кианит может быть частично (рис. 4) или полностью окаймлен гранатом.

Необычная ассоциация кианита, ставролита и плагиоклаза обнаружена в виде поликристаллических дендритовидных агрегатов (рис. 5, *а*). Кристаллы одного минерального вида в таких агрегатах имеют одинаковую оптическую ориентировку и искривленные границы с другими минералами (рис. 5, *б*).



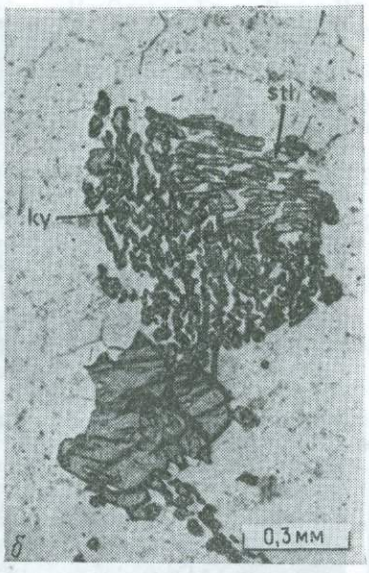


РИС. 5. Дендриты кианита, ставролита, олигоклаза. *а* — микроструктура «трезубец»; *б* — микроструктура, показывающая криволинейную границу между агрегатами кианита и ставролита. Олигоклаз представляет собой междендритовую фазу.

Минералогические особенности говорят о сложной петрогенетической истории этих пород, включающей в себя по меньшей мере высокобарический метаморфизм гранулитовой фации, за которым следовал субсолидусный диафторез в амфиболитовой фации.

Высокобарические парагенезисы. Ассоциации (а), (г), (з), (к) и (м) представляют собой наиболее высокобарические парагенезисы в породах, обогащенных кварцем и плагиоклазом соответственно. Ассоциация кварца, кианита и цоизита отвечает высоким давлениям и температурам [11], на что указывают и окружающие эклогиты (омфацит, альмандин-пироп, кварц, цоизит, кианит и изредка корунд) [70] и гранат-клинопироксеновые амфиболиты (андезин, роговая обманка, альмандин, клинопироксен, кварц, цоизит, рутил, ильменит).

Присутствие мусковита в некоторых образцах, возможно, указывает [85] на более низкие температуры их образования. Наличие плагиоклаза в ассоциации с кианитом и цоизитом приблизительно определяет [11] минимальное давление, которому подвергались эти породы.

Субсолидусная ретроградная эволюция. Первичные парагенезисы трондьемитовых пород и эклогитов испытали одинаковую ретроградную эволюцию. Примечательно, что гранат-клинопироксеновые амфиболиты слабо затронуты этим вторичным процессом, так как их первичный парагенезис может оставаться устойчивым при умеренных давлениях. Эклогиты обычно диафторированы согласно схеме, описанной Ласнье [55].

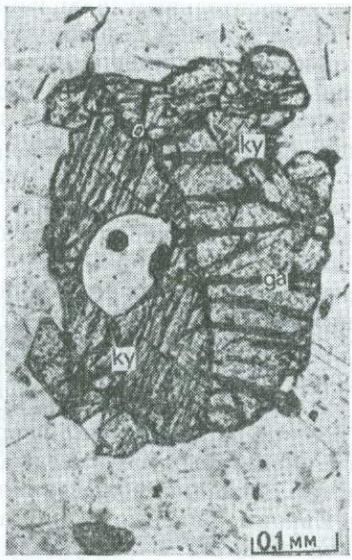


РИС. 6. Сложный гранат-кианитовый мегакристалл ранней генерации.

Субсолидусные реакции, участвующие в статическом диафторезе трондьемитовых первичных парагенезисов (а, г, ж, з, е, к, м), могут быть представлены в следующем виде:

(1) Ки → Ко + Кв ± Шп
(2) Ки → Сил
(3) Ки + Гр → Шп + Пл ± Кв
(4) Ки + Гр + H_2O → Ст + Кв ± Шп
(5) Цо + Пл → Al-Эп
(6) Гр + Кв → РО + Олг
(7) Мус + Fe, Mg → Би + Пл
(8) Ру → Илм → Сф
Ру → Сф
(9) Илм → Сф

Кианит окружен очень тонкозернистыми симплектитовыми сростками корунда и кварца или зеленой шпинели и кварца (1). Плагиоклаз на контакте со шпинель-кварцевым симплектитом зональный и может участвовать в реакции. Такие реакции, уже известные в эклогитах [55, 70], напоминают реакции в сплавах при эвтектоидном распаде [69, 34]. Поскольку вокруг симплектита зеленая шпинель + кварц иногда наблюдается гранатовая кайма, образование симплектита можно объяснить реакцией с участием кианита и граната: Гр + + Ки → Шп + Кв ± Пл (3). Эта реакция описана в кондалит-кинцигитовых метапелитах [53, 56, 61, 58] и в метабазитах [55, 70]. Вторая реакция, подобная

реакции, изученной Гангули [36], может быть выведена из ряда структурных соотношений между кианитом и гранатом: Ки + Гр + H_2O → Ст + Кв ± Би (4). Местами кианит замещается призматическими иглами силлиманита (2), а на поздней стадии — мозаикой белой слюды.

Наличие мелкого вторичного Al-эпидота внутри плагиоклазовой короны, расположенного радиально вокруг первичного цоизита (рис. 3), можно объяснить реакцией (5). В более диафторированных породах с пистацитом в качестве конечного продукта Al-эпидот становится обогащенным Fe^{3+} и может полностью заместить цоизит. В конце ретроградного метаморфизма за счет эпидотовых минералов образуется Na-плагиоклаз и иногда ортит. Согласно Холдуэю [47], положение кривой дестабилизации для перехода Цо → Al-Эп на *PT*-диаграмме определяется относительным содержанием железа (Fe^{3+}) в этих двух минеральных видах. Такая реакция не зависит от давления и для составов, приведенных в табл. 1, происходит примерно при 750 °С. Превращение Цо → Al-Эп указывает на уменьшение температуры. Изменение в химизме вторичного эпидота объяснялось уменьшением давления и температуры и (или) увеличением f_{O_2} [79]. В нашем случае это можно объяснить диафторезом.

Гранат реагировал не только с кианитом, как описано выше, но и с кварцем, образуя кайму из олигоклаза и зеленой роговой обманки (реакция 6). В поле устойчивости амфибола эта реакция, возможно, эквивалентна классической реакции Гр + Кв → ОПи + Пл, которая разделяет гранулитовые фации умеренных и высоких давлений [40].

Мусковит замещается биотитом или симплектитовыми сростками Би + Пл (реакция 7). Такие структурные соотношения обычно наблюдаются в эклогитах при образовании келифитовых кайм [15, 25 и др.].

Рутил переходит в ильменит и (или) в сфен (реакция 8).

Итак, все эти ретроградные превращения привели к образованию низкобарических минеральных парагенезисов, типичных для амфиболитовой фации и подобных тем, которые наблюдаются в лептинитах лептинит-амфиболитовых комплексов Европы. Главные ретроградные превращения различных исходных парагенезисов сводятся к следующему:

Исходный парагенезис	Ретроградный парагенезис	Участвующие реакции
а	б, в	1, 3, 4, 5, 6, 8, 9
г	д	3, 5, 6, 8, 9
е	ж	5, 7, 8, 9
з	и	5, 6, 8, 9
к	л	1, 5, 6, 8, 9
м	н	4, 6, 8, 9

Химизм

Химические анализы, приводимые в литературе [20, 76, 77], показали, что базиты лептинит-амфиболитового комплекса относятся как к известково-щелочной, так и к толеитовой (океанической) серии. Наши анализы (табл. 2) некоторых эклогитов и амфиболитов согласуются с таким выводом. Эта статья, однако, касается химизма только лейкократовых слоев.

Главные элементы. Шестнадцать образцов кислых пород проанализированы на главные элементы. Средние содержания помещены в табл. 2. Эти породы имеют высокое содержание кремнезема (71—83%) и относительно низкое Al_2O_3 (8,7—13%). Обычно они обеднены K_2O (<0,64%). Напротив, содержание фемических элементов, а также Ca и Na колеблется в тех же пределах, что и в обычных кислых породах. По этим особенностям химизма рассматриваемые породы резко отличаются от метаосадков, но близки к континентальным тронд̀ьемитам и более всего — к изученным Колманом [21] океаническим плагиогранитам. Одна из таких особенностей выявляется на диаграмме зависимо-

Таблица 2

Средние составы трондьемитов и окружающих метабазитов (в %)

	Богатые Кв лейкократовые слои	Богатые Пл лейкократовые слои	Эклогиты	Гр-КПи-амфиболиты	
n	6	10	9	1	1
SiO_2	76,77 (4,52)	76,87 (2,79)	48,86 (2,02)	54,14	54,82
TiO_2	0,33 (0,13)	0,20 (0,09)	1,01 (0,57)	0,95	0,78
Al_2O_3	12,10 (1,79)	12,35 (0,90)	17,32 (2,51)	15,15	16,22
Fe_2O_3	1,99 (1,50)	0,72 (0,44)	2,86 (1,39)	4,37	4,19
FeO	2,10 (1,34)	1,04 (0,44)	6,68 (2,00)	6,61	4,31
MnO	0,05 (0,02)	0,03 (0,01)	0,18 (0,04)	0,21	0,11
MgO	1,06 (0,58)	0,57 (0,31)	7,91 (1,50)	4,68	4,86
CaO	2,17 (0,68)	1,64 (1,07)	10,16 (1,48)	3,90	7,26
Na_2O	1,86 (0,81)	4,91 (0,52)	2,50 (0,95)	3,65	5,79
K_2O	0,48 (0,51)	0,23 (0,25)	0,39 (0,39)	0,38	0,10
P_2O_5	—	—	—	0,40	—
H_2O^+	0,07 (0,02)	0,07 (0,02)	0,12 (0,10)	0,18	0,15
H_2O^-	0,53 (0,23)	0,47 (0,19)	1,32 (0,56)	1,58	0,82

( )–стандартное отклонение, n–количество образцов.

сти содержаний SiO_2 и K_2O. Высокое содержание кремнезема при относительно низкой сумме щелочей объясняет появление нормативного корунда. Содержание нормативного ортоклаза меньше 4 мол. % (исключая обогащенные мусковитом прослои), а содержание нормативного An в плагиоклазе колеблется от 4 до 56%. Столь широкий размах колебаний контрастирует с относительной однородностью валовых химических анализов (табл. 2 и 3) и говорит в пользу

Таблица 3

Содержания главных элементов и элементов-примесей в некоторых образцах трондьемитов

	1	2	3	4	5	6		1	2	3	4	5	6
Главные элементы, %													
SiO_2	83,55	78,38	74,15	73,24	80,09	78,79	MgO	0,47	0,60	0,48	1,45	0,19	0,97
TiO_2	0,22	0,25	0,25	0,55	0,10	0,37	CaO	2,25	3,01	2,04	1,91	0,38	1,09
Al_2O_3	8,73	12,16	13,49	13,70	11,73	13,47	Na_2O	1,49	1,41	5,16	2,43	5,16	0,75
Fe_2O_3	0,91	1,75	1,59	2,51	0,00	1,08	K_2O	0,34	0,17	0,07	0,36	0,03	0,17
FeO	0,89	1,29	1,29	2,21	0,66	1,81	H_2O^+	0,08	0,09	0,06	0,07	0,03	0,04
MnO	0,02	0,05	0,02	0,07	0,02	0,06	H_2O^-	0,90	0,57	0,31	0,60	0,30	0,44
Элементы-примеси (млн$^{-1}$)													
Li	21	6	5	9	5	6	Nd	115	44,9	28,0	10,3	13,8	2,9
Rb	8	4	1	5	1	2	Sm	24,0	10,2	5,4	2,4	3,5	1,1
Cs	0,5	0,3	0,2	0,27	0,16	0,25	Eu	2,83	1,46	1,16	0,46	0,13	0,32
Sr	445	455	710	80	225	55	Tb	3,6	1,7	0,98	0,55	0,63	0,74
Ba	785	333	129	140	77	550	Yb	11,7	8,60	5,11	3,68	1,85	3,92
Hf	16,8	8,4	5,0	5,2	3,1	4,5	Lu	1,73	1,36	0,84	0,66	0,31	0,70
Th	22,5	13,4	6,3	8,9	10,3	6,3	Sc	4,8	11,8	10,8	14,5	7	14,9
La	87,9	36,5	21,9	10,1	11,5	2,7	Co	12,1	6,8	3,2	6,3	1	4,3
Ce	178,1	74,5	47,6	24,1	32,4	4,8	Cr	10,7	9,2	2,8	5,9	2,6	7,1

гипотезы о сложной петрогенетической истории рассматриваемых лейкократовых слоев.

На треугольнике нормативных содержаний Ab — Or — An (рис. 7) эти породы попадают в низкобарическое однополевошпатовое поле трондьемитов и тоналитов [73]. Но высокое содержание кремнезема исключает их принадлеж-

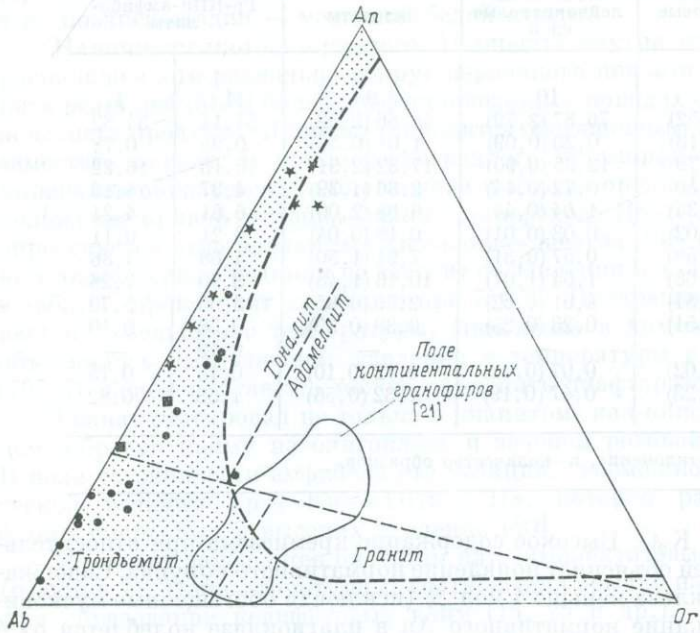


РИС. 7. Треугольная диаграмма нормативных содержаний An — Ab — Or. Крапом выделено низкобарическое полевошпатовое поле (<5 кбар). Типы пород выделены по О'Коннору [73]. Черные звездочки — эклогиты, черные квадратики — гранат-клинопироксеновые амфиболиты, черные кружки — трондьемитовые прослои.

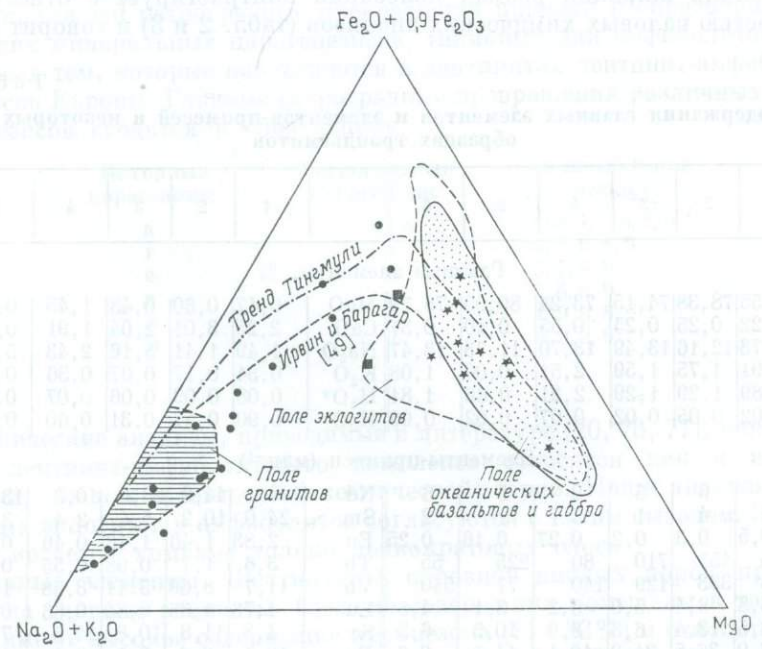


РИС. 8. Треугольная диаграмма AFM. Эклогитовое поле дано согласно Уэйджеру и Брауну [90], океанические породы — по данным Моттаны и др. [66]. Условные обозначения те же, что на рис. 7.

ность к тоналитам. Не наблюдается тренда дифференциации к тройному минимуму. Эволюция, выявляемая на диаграмме AFM (рис. 8), напоминает таковую

для трондьемитов [21]. Лейкократовые слои можно считать низкоглиноземистыми трондьемитами. Они близки к океаническим плагиогранитам ([65, 8, 74], см. также гл. 16 в настоящем сборнике) и отличаются от континентальных гранофиров низким содержанием K.

Элементы-примеси. *Щелочи, щелочные земли, Th, Hf.* Изученные породы обеднены Rb и Cs, как и K (табл. 3). Их низкое отношение Rb/Sr (0,001—0,04) напоминает таковое, установленное для океанических плагиогранитов [22].

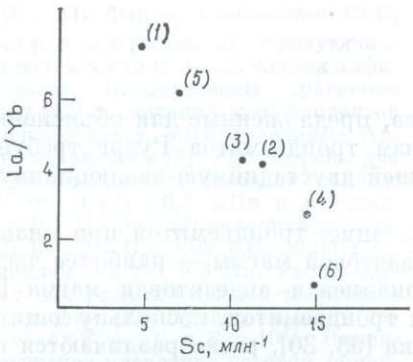


РИС. 9. Вариации отношений La/Yb в трондьемитах в сравнении с содержанием Sc в них. Цифры (*1*) — (*6*) соответствуют номерам образцов в табл. 3.

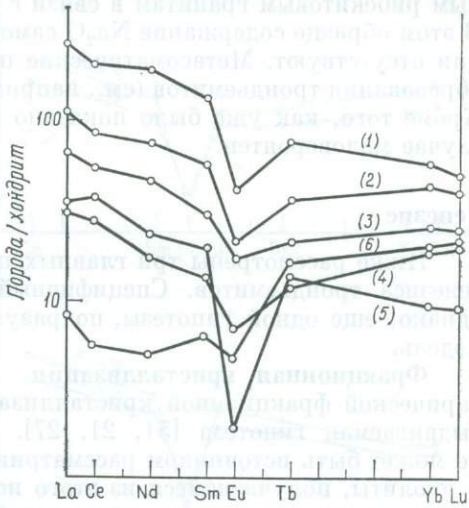


РИС. 10. Содержания р. з. э. в трондьемитах, нормализованные по средним для хондритов [33]. Цифры (*1*) — (*6*) соответствуют номерам образцов в табл. 3.

Напротив, содержание Ba, Th, Hf в них довольно высокое и находится в тех же пределах, которые приводятся в литературе для лейкократовых гранитов и риолитов [86].

В некоторых образцах содержания Sr близки к таковым для низкоглиноземистых трондьемитов [8], в других — выше. Содержания всех этих элементов варьируют и обычно обнаруживают хорошую корреляцию между собой (исключая Sr). Кроме того, обнаруживается корреляция между K и Rb при умеренной величине отношения K/Rb (350—700). Эти значения сопоставимы с приводимым [50] для плагиогранитов.

Sc, Co, Cr. Содержание переходных элементов низкое и близко к таковому в обычных кислых породах, например в гранитах и лейкогранитах [52], дацитах и риолитах [87] и плагиогранитах [22]. Выявляется корреляция между содержаниями Cr и Co, но она отсутствует между этими элементами и Sc. Sc прекрасно коррелируется с отношением La/Yb (исключая обр. 6) (рис. 9). Кроме того, Cr и Co коррелируются с рядом некогерентных элементов и особенно с Ba. Эта аномальная корреляция необычна в магматических процессах.

Р. з. э. Спектр содержаний р. з. э. (рис. 10) характеризуется отрицательной Eu-аномалией и общим обогащением легкими р. з. э. относительно средних для хондритов. Такие характеристики обычно свойственны гранитам (в широком смысле) [44, 68, 86 и т. д.] и заметно отличаются от тренда, показываемого как дацитами и риолитами, связанными с известково-щелочным магматизмом [37, 59 и др.], так и океаническими плагиогранитами [51].

В зависимости от величины отношения в них La/Yb проанализированные породы можно подразделить следующим образом:

1. Два образца (1 и 5) с самым высоким отношением La/Yb (6) наиболее богаты кремнеземом и обнаруживают небольшое фракционирование тяжелых р. з. э.; графики нормализованных содержаний р. з. э. в них совершенно подобны таковым для гранофиров из Арднамуркана [91].

2. Три образца (2, 3 и 4) с более низким La/Yb имеют графики, очень похожие на таковые для трондьемитов из Рио-Бразос [8].

3. Обр. 6 обеднен легкими р. з. э. Это обычно свойственно альбитизированным рибекитовым гранитам в связи с вторичными процессами изменения [64]. В этом образце содержание Na_2O самое низкое, а какие-либо следы альбитизации отсутствуют. Метасоматические процессы, привлекаемые для объяснения образования трондьемитов (см., например, [48]), не могут дать такой тренд [31]. Кроме того, как уже было показано [72], такой процесс изменения в нашем случае маловероятен.

Генезис

Ниже рассмотрены три главных процесса, предложенные для объяснения генезиса трондьемитов. Специфичный химизм трондьемитов Руэрг требует, однако, еще одной гипотезы, подразумевающей двустадийную эволюционную модель.

Фракционная кристаллизация. Образование трондьемитов при низкобарической фракционной кристаллизации базитовой магмы — наиболее часто выдвигаемая гипотеза [51, 21, 27]. Низкокалиевая андезитовая магма [7] не может быть источником рассматриваемых трондьемитов, поскольку дациты и риолиты, получающиеся из этого источника [93, 30], резко различаются по спектру нормализованных содержаний р. з. э. и по абсолютным содержаниям элементов-примесей.

Базитовый магматический источник, подобный тому, из которого образовались океанические плагиограниты [22] и трондьемиты, связанные с офиолитами [51, 21], дает остаточную жидкость с намного более низким содержанием литофильных элементов (не считая K, Rb и Cs) по сравнению с анализами, приведенными в табл. 3. Кроме того, процессом низкобарического фракционирования магмы из одного источника нельзя объяснить геохимические характеристики изучавшихся трондьемитов (например, корреляцию La/Yb — Sc или Cr — Ba). Эта гипотеза определенно неприемлема, поскольку четыре трондьемитовых образца с большими колебаниями в содержаниях р. з. э. отобраны с очень небольшой площади (несколько квадратных метров).

Анатексис метаосадков [9]. В противоположность наблюдениям Брайни и др. [16] и Грина и Майсена [39] в каледонидах Норвегии трондьемитовые слои локализованы исключительно среди базитовых пород, которые окружены мелкозернистыми метапелитовыми гнейсами без каких-либо признаков мобилизации. Следовательно, вряд ли трондьемиты образовались из метаосадков. Кроме того, частичное плавление этих гнейсов не может дать жидкость с таким содержанием элементов-примесей.

Частичное плавление метабазитов [4, 8, 75]. Частичное плавление эклогитов или гранатовых гранулитов приводит к сильному фракционированию элементов-примесей в получающейся жидкости, т. е. картине, резко отличной от таковой в трондьемитах [37, 5]. Однако окружающие амфиболитовые породы с минеральными парагенезисами РО + Пл ± КПи ± Гр могли явиться источником трондьемитов. Расчет моделей частичного плавления таких парагенезисов (рис. 11) объясняет спектр содержаний р. з. э. в трондьемитах (рис. 10). Это означает, что плагиоклаз был остаточной фазой, поскольку в трондьемитах обнаруживается отрицательная Eu-аномалия, но нет корреляции между Sr и другими некогерентными элементами типа Ba и K. Если исходить из величины коэффициента распределения, использованной в расчете, для образцов с наибо-

лее высоким отношением La/Yb и небольшим фракционированием тяжелых р. з. э. (обр. 1 и 5) в качестве остаточной фазы можно предполагать также и гранат.

Большие колебания в содержаниях р. з. э. нельзя объяснить только разной степенью частичного плавления. Эти колебания указывают на то, что исходные породы обладали разным химическим и минеральным составом. Изменчивым

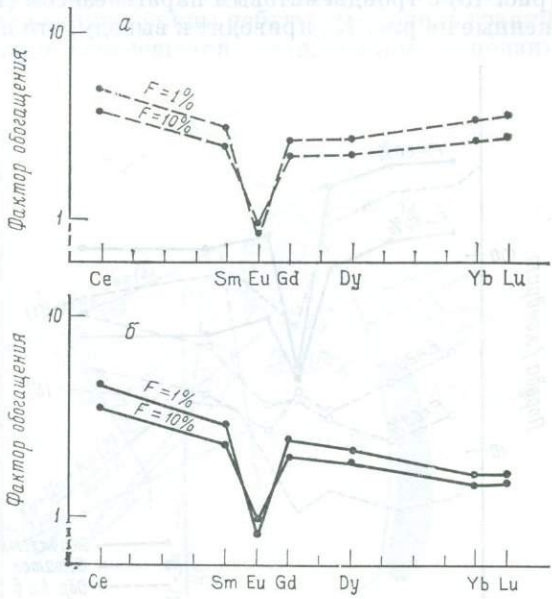


РИС. 11. Фактор обогащения C^l/C_0 для р. з. э. в расплавах, образующихся путем частичного плавления амфиболитов. Использованы уравнение Шоу [82] и значения коэффициентов распределения, опубликованные Артом и Хансоном [5]. Рассмотрены два парагенезиса: (*а*) исходная порода: 0,5 РО, 0,4 Пл, 0,1 КПи и расплав: 0,2 РО, 0,8 Пл; (*б*) исходная порода: 0,5 РО, 0,4 Пл, 0,05 КПи, 0,05 Гр и расплав: 0,2 РО, 0,8 Пл. Расчет сделан для разных степеней частичного плавления (F). Приведены лишь два случая: F = 1% и F = 10%. Инконгруэнтное плавление роговой обманки не нарушает спектра содержаний р. з. э. в получающемся расплаве.

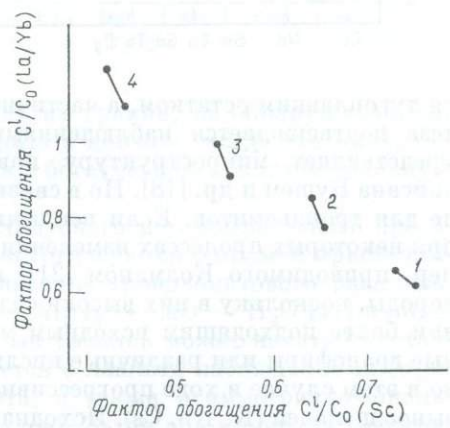


РИС. 12. Вариации отношения La/Yb в сравнении с содержанием Sc (выраженные в виде факторов обогащения C^l/C_0 при частичном плавлении амфиболитов, с использованием (уравнения 15) из работы Шоу [82]). Рассмотрены четыре парагенезиса: *1* — 0,4 Пл, 0,5 РО, 0,1 КПи; *2* — 0,3 Пл, 0,6 РО, 0,1 КПи; *3* — 0,25 Пл, 0,65 РО, 0,07 КПи, 0,03 Гр; *4* — 0,20 Пл, 0,70 РО, 0,03 КПи, 0,07 Гр. В каждом случае фракция расплава образовалась при плавлении 0,8 Пл и 0,2 РО. Расчет сделан для F от 5 до 10%. Использованы коэффициенты распределения Арта и Хансона для р. з. э. [5] и Лопес-Эскобара и др. [59] для Sc.

минеральным составом пород источника можно легко объяснить отрицательную корреляцию между Sc и отношением La/Yb, как показывают расчеты, графически представленные на рис. 12. Обр. 1 и 5 с наиболее низким содержанием Sc и наиболее высоким отношением La/Yb вместе с ранее рассмотренными особенностями позволяют предполагать, что в остаточном парагенезисе был гранат. Эта гипотеза объясняет все геохимические характеристики трондьемитов при условии, что породы источника содержали кварц, чтобы обеспечить высокое содержание кремнезема. Однако отличающийся спектр содержаний р. з. э. в обр. 6 и положительная корреляция между Cr и Ba накладывают некоторые ограничения на эту модель. Наблюдаемое распределение р. з. э. в обр. 6, не содержащем цоизита, можно объяснить последовательным фракцио-

нированием этого минерала (если принять, что цоизит в той же степени обогащен легкими р. з. э., как и ортит [1]). Но этим нельзя объяснить содержания других элементов (например, низкое содержание Na_2O).

Модель двустадийной эволюции. Большинство геохимических особенностей, даже корреляцию между Cr и Ba и особый тренд обр. 6 (рис. 10), можно объяснить частичным плавлением кислой магматической исходной породы (рис. 13) с трондьемитовым парагенезисом (Кв — Олг — Би). Расчеты, отображенные на рис. 13, приводят к выводу, что изученные породы частично являют-

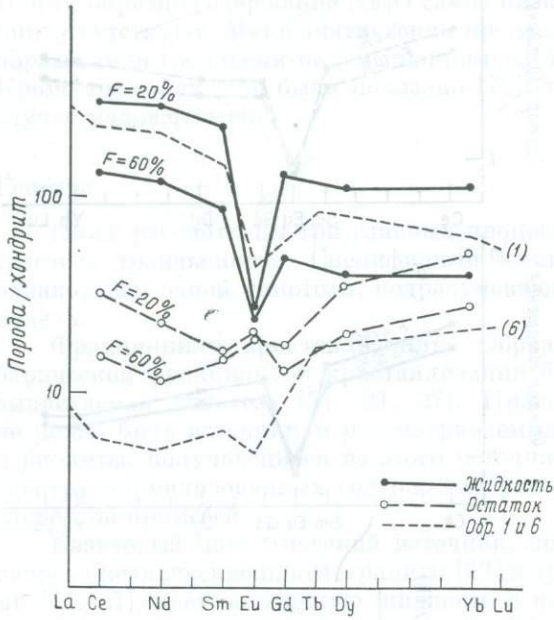


РИС. 13. Нормализованные по хондритам содержания р. з. э. в теоретически ожидаемой жидкости и соответствующем остатке при частичном плавлении исходной трондьемитовой породы (0,5 Кв, 0,44 Пл, 0,6 Би). Принимается, что биотит плавится инконгруэнтно (1 Би → 0,25 Гр + + 0,75 L). Расчеты сделаны для F = 20% и F = 60% с использованием коэффициентов распределения Арта и Хансона [5] и уравнения инконгруэнтного плавления по Шоу [82]. Обр. 1 и 6 приведены для сравнения. Начальные концентрации р. з. э. (C_0) те же, что в обр. 2.

ся тугоплавким остатком, а частично — продуктом дифференциации. Эта гипотеза подтверждается наблюдениями в шлифах: скелетный кианит в обр. 6 представляет микроструктуру повторного плавления, подобную той, что описана Бушем и др. [18]. Но в связи с этим встает вопрос об исходном материале для трондьемитов. Если исключить обогащение литофильными элементами при некоторых процессах изменения, породы плагиогранитного состава (например, приводимого Колманом [21]) не могут дать при анатексисе эти кислые породы, поскольку в них высоки содержания р. з. э., Ba и т. д. В этом отношении более подходящим исходным материалом могут оказаться континентальные гранофиры или различные кислые вулканиты [Баркер, личное сообщение], но в этом случае в ходе прогрессивного метаморфизма должен был иметь место вынос щелочей (K, Rb, Cs). Исходная кислая порода могла быть трондьемитом, образовавшимся при частичном плавлении амфиболита. Эта последняя гипотеза не требует выноса щелочей, но подразумевает две фазы анатексиса.

В любом случае, независимо от природы кислой исходной породы, геохимия элементов-примесей в изученных трондьемитах заставляет предполагать на заключительной стадии анатексис.

Происхождение кианит-цоизит-гранат-кварц-олигоклазового (основная ткань и корона) парагенезиса

PT-условия устойчивости высокобарического парагенезиса Ки + Цо + + Гр + Кв ограничены со стороны низких температур и давлений переходом цоизита в Al-эпидот, появлением плагиоклаза и инверсией кианита в силлима-

нит. Следовательно, этот парагенезис образовался при 12,5—20 кбар и 750—840 °С (рис. 14), что совпадает с полем устойчивости амфибол-кварц-кианитового парагенезиса по Грину и Вернону [41], хотя составы амфиболов неодинаковые. Кроме того, коронитовая (венцовая) микроструктура с участием олигоклаза не может быть удовлетворительно объяснена субсолидусной реакцией Ки + Цо + Кв → Ан + $H_2O_{пар}$ [11], поскольку три реагирующих минерала должны соприкасаться, а продукты реакции должны наблюдаться вдоль границ между ними. В наших породах такие соотношения, когда кианит и цоизит

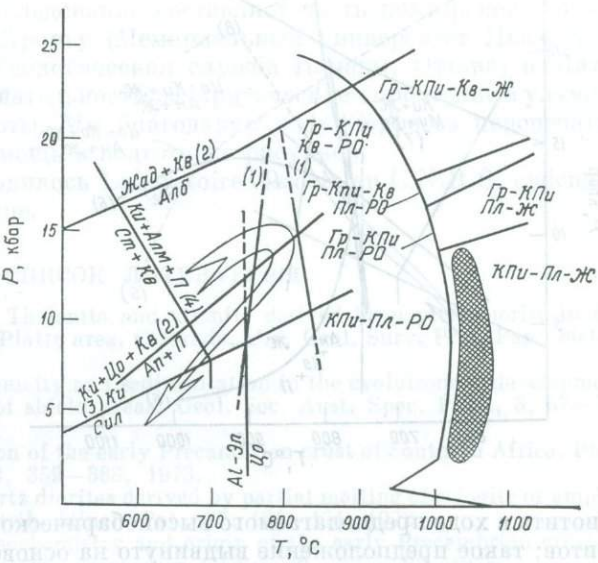


РИС 14. *PT*-условия кристаллизации высокобарических парагенезисов. Заштрихованная область охватывает поле кристаллизации предполагаемого первичного тронъдьемитового расплава. Контурная стрелка показывает метаморфическую эволюцию тронъдьемитов. Линии (*1*) оконтуривают поле устойчивости парагенезиса Кв + Ки + Ам по Грину и Вернону [41]. Линия (*2*) заимствована у Бёттчера [11, 12], (*3*) — у Холдуэя [46, 47], (*4*) — у Гангули [36], субвертикальная изогнутая линия — солидус габбро при 0,5% H_2O [92].

контактируют, а олигоклаз находится вдоль их границ, не обнаруживаются. Более того, корона образуется вокруг кианита и цоизита, когда оба минерала включены как в существенно кварцевую, так и богатую плагиоклазом основную ткань.

Эти наблюдения говорят против субсолидусного метаморфического преобразования в высокобарических условиях, но согласуются с прямой кристаллизацией этого высокобарического парагенезиса из тронъдьемитового расплава. В самом деле, в упрощенной системе SiO_2 — Al_2O_3 — CaO — H_2O [11] в определенных выше *PT*-условиях тронъдьемитовый расплав может начать кристаллизацию с кианита и цоизита, что согласуется с нашими наблюдениями (присутствие раннего корродированного кианита, а также асимметрично-зональных и оборванных цоизитовых мегакристаллов). Затем оба минерала реагируют с жидкостью путем перитектической реакции (Ки + Цо + Ж → Ан + + $H_2O_{пар}$) [11] с образованием плагиоклаза (рис. 15). Кианит и цоизит быстро оказываются в капсуле из плагиоклаза, образующего реакционную оторочку [94, 26]. Реакция прекращается, поскольку эта твердая оболочка препятствует диффузии [69, 84]. Бронированные кианит и цоизит не полностью абсорбируются; с понижением *P* и *T* остаточная жидкость пересекает кривую их солидуса, что сопровождается вторичным осаждением кварца и плагиоклаза, относительные количества и состав которых определяются составом этой остаточной жидкости. В соответствии с данными Которна и О'Хары [19], зеленая роговая обманка образуется только в породах, в которых $Na_2O > 3\%$. На этой стадии субсолидусные реакции, описанные выше, могут развиваться при понижении *P* и *T* (рис. 15).

Присутствие в наших породах первичного граната (например, ранних сложных гранат-кианитовых мегакристаллов, см. рис. 6) нельзя объяснить с помощью упрощенной системы Бёттчера [11]. Однако добавление MgO и FeO в эту систему [45] увеличивает поле устойчивости граната. Кроме того, как уже показано Грином и Рингвудом [42, 43], пироп-альмандин является близликвидусной фазой и может сосуществовать с кианитом в риодацитовом расплаве. Гранат может также появиться вследствие инконгруэнтного плавления

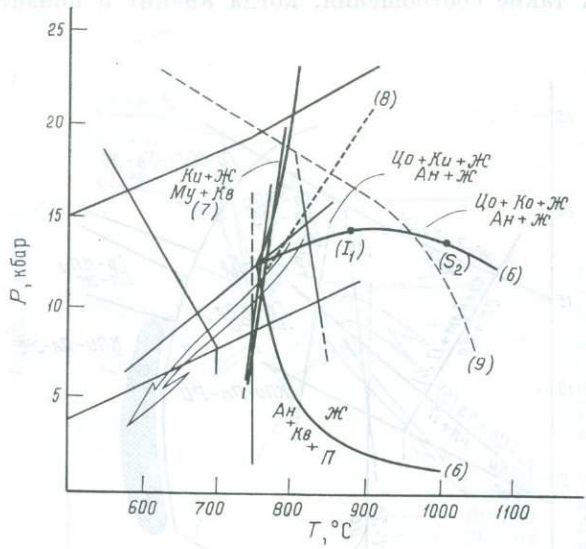


РИС. 15. *PT*-условия предполагаемой прямой кристаллизации из трондьемитового расплава; контурная стрелка — регрессивная эволюция в субсолидусном состоянии. Тонкие линии соответствуют реакциям, изображенным на рис. 14. Инвариантная точка I_1, сингулярная точка S_2 и кривая реакции (*6*) заимствованы у Бёттчера [11, 12], реакция (*7*) — у Сторре и Каротке [85], солидус габбро при $P_{H_2O} = 7$ кбар (*8*) и предел устойчивости амфибола (*9*) взят у Брайни и др. [16].

биотита в ходе предполагаемого высокобарического плавления ранних трондьемитов; такое предположение выдвинуто на основе геохимических соображений в предыдущем разделе.

Высокобарическая кристаллизация из расплава подтверждается дополнительно рядом наблюдений. Присутствие кианита в мусковите может означать перитектическую реакцию: Ки + Ж → Мус + Кв [85]. Дву- или трезубцевые микроструктуры (рис. 5) напоминают таковые в затвердевающих сплавах [13], а также дендриты, обычно наблюдаемые при перитектических реакциях [88].

Заключение

Метаморфическая эволюция трондьемитовых слоев несомненно связана с таковой метабазитов. Однако последующие метаморфические события, происходившие в этом районе [71], сильно затрудняют петрогенетическую интерпретацию. Геохимические данные по трондьемитам свидетельствуют об одной стадии частичного плавления исходного кислого материала. Для согласования аналитических данных с расчетными теоретическая модель подразумевает частичное плавление в высокобарических условиях (появление граната за счет инконгруэнтного плавления биотита).

Хотя отклонено несколько гипотез, проблема первоначального образования трондьемитов остается нерешенной. Наиболее подходящим источником для кислых прослоев является частичное плавление либо амфиболита, либо измененного плагиогранита, связанного с древним офиолитовым комплексом, ныне разобщенным на части. Но между этими двумя вариантами пока сделать выбор невозможно. Тесная пространственная ассоциация трондьемитов и эклогитов контрастирует с геохимическими данными о том, что они генетически

не связаны между собой. Их тесная ассоциация может быть объяснена дегидратацией амфиболита во время локального процесса частичного плавления в высокобарических условиях [35, 29, 16, 39].

Эволюционный PT-путь трондьемитов, показанный на рис. 14 и 15, похож на тот, который можно ожидать в зоне субдукции [78, 63, 80]. Предполагаемый прогрессивный участок этого пути (рис. 14), вероятно, отвечает захоронению в зоне субдукции перед образованием складчатого пояса [16; О'Хара, личное сообщение], тогда как снятие нагрузки в ходе воздымания могло отразиться в квазиадиабатическом ретроградном участке этого пути [57, 28].

Представленное здесь исследование составляет часть докторской диссертации первого из авторов. Стронгу (Мемориальный университет Ньюфаундленда, Канада), Томпсону (Геологическая служба Канады, Оттава) и Матте выражается искренняя признательность за критическое прочтение и улучшение английского текста работы. Мы благодарим г-жу Серре за перепечатку рукописи и г-на Виела за помощь в подготовке рисунков.

Финансирование производилось Laboratoire Associe au C.N.R.S. субсидия № 266 и A.T.P. Geodynamique.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Adams J. W., Sharp W. N.*, Thalenite and allanite derived from yttrofluorite in the white cloud pegmatite, south Platte area, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 800-C, C63—C69, 1972.
2. *Anhaeusser C. R.*, Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas, Geol. Soc. Aust. Spec. Publ., 3, 57—70, 1971.
3. *Anhauesser C. R.*, The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa, Phil. Trans. r.Soc. London, A-273, 359—388, 1973.
4. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths, Contrib. Miner. Pet., 37, 161—174, 1972.
5. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of Northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325—362, 1975.
6. *Barker F., Peterman Z. E.*, Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust, Precambrian Res., 1, 1—12, 1974.
7. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, Geology, 4, 96—600, 1976.
8. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1,7 to 1,8 b.y. old trondhjemites of Southwestern Colorado and Northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis, Bull. Geol. Soc. Am., 87, 189—198, 1976.
9. *Barth T. F. W.*, A final proposal for calculating the mesonorm of metamorphic rocks, J. Geol., 70, 497—498, 1962.
10. *Behr J. H.*, Beiträge zur petrographischen und tectonischen analyse des sächsischen Granulitgebirges (mit Anlagenmappen) — Freibergen Forstchttft., C119, Akademie Verlag, Berlin, 1961.
11. *Boettcher A. L.*, The system $CaO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ at high pressures and temperatures, J. Pet., 11, 337—379, 1970.
12. *Boettcher A. L.*, The nature of the crust of the earth with special emphasis on the role of plagioclase, Am. Geophys. Union Geophys. Mon., 14, 261—277, 1971.
13. *Bouchy Ch., Gobin G.*, Métallurgie, I métallurgie structurale, Armand Colin, ed., 157 pp., 1971.
14. *Briand B.*, Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols, Bull. Rech. geol. min., (II serie) section I, no. 4, 183—198, 1973.
15. *Briere Y.*, Les éclogites francaises, leur composition minéralogique et chimique, leur origine, Bull. Soc. Franç. Mineral. Crist., 43, 77—222, 1920.
16. *Bryhni I., Krogh E., Griffin W. L.*, Crustal derivation of Norvegian eclogites: a review, Neus Jahrb. Mineral. Abhandl., 130, 49—68, 1977.
17. *Burg J. P., Matte Ph.*, A cross section through the Massif Central francais and its variscan evolution, Geotagung 77, Geol. Gesselshaft Gottingen, 1977.
18. *Busch W., Schneider G., Mehnert K. B.*, Initial melting at grain boundaries, Part II. Melting in rocks of granodioritic, quartz dioritic and tonalitic composition, Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 8, 345—370, 1974.
19. *Cawthorn R. G., O'Hara M. J.*, Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis, Am. J. Sci., 276, 309—329, 1976.

20. *Coffrant D., Piboule M.*, Les métavulcanites basiques du Bas-Limousin (Massif Central francais), étude géochimique des eclogites et des dolerites, Bull. Soc. Géol. France, 7, 17, 620—628, 1975.
21. *Coleman R. G.*, Ophiolites in Minerals and Rocks, 12, Springer Verlag-Berlin, Heidelberg, New York, 229 pp., 1977.
22. *Coleman R. G., Peterman Z. E.*, Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099—1108, 1975.
23. *Collomb P.*, Etude géologique du Rouergue cristallin, Thèse d'Etat, Paris, 5 tomes ronéotypés, 1964.
24. *Dostal J., Dupuy C., LeFevre C.*, Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from Southern Peru, Lithos, 16, 173—183, 1977.
25. *DeWit J., Strony D. F.*, Eclogite bearing amphibolites from the Appalachian mobile belt, N. W. Newfoundland, Dry versus wet metamorphism, J. Geol., 83, 609—627, 1975.
26. *Ehlers E. G.*, The interpretation of geological phase diagrams, W. H. Freeman and Company, ed., 280 pp., 1972.
27. *Erickson E. H.*, Petrology and petrogenesis of the Mount Stuart batholith, Plutonic equivalent of the high-alumina basalt association? Contrib. Miner. Pet., 60, 183—107, 1977.
28. *Ernst W. G.*, Mineralogic study of eclogitic rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland, J. Pet., 18, 371—398, 1977.
29. *Essene E. J., Hensen B. J., Green D. H.*, Experimental study of amphibolite and eclogite stability, Phys. Earth Planet. Interiors, 3, 378—384, 1970.
30. *Ewart A., Bryan W. B., Gill J. B.*, Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific J. Pet., 14, 465—492, 1973.
31. *Floyd P. A.*, Rare earth element mobility and geochemical characterisation of spilitic rocks, Nature, 269, 134—137, 1977.
32. *Forestier F. H.*, Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central francais), Bull. Serv. Carte geol. France, 271, 59, 294 pp., 1963.
33. *Frey F. A., Haskin M. A., Poetz J., Haskin L. A.*, Rare earth abundances in some basic rocks, J. Geophys. Res., 70, 6085—6098, 1968.
34. *Fridberg J., Hillert M.*, On the eutectoid transformation of Ferrite in Fe—Mo—C alloys, Acta met., 25, 19—24, 1977.
35. *Fry N., Fyfe W. S.*, Eclogites and water pressure, Contr. Miner. Pet., 24, 1—6, 1969.
36. *Ganguly J.*, Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments and applications, J. Pet., 13, 335—365, 1972.
37. *Gill J. G.*, Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite, Contrib. Miner. Pet., 43, 29—45, 1974.
38. *Glikson A. Y.*, Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of the Southern hemisphere, in F. B. Windley, ed., The early history of the Earth, John Wiley and Sons, 257—277, 1965.
39. *Green D. H., Mysen B. O.*, Genetic relationships between eclogite and hornblende + plagioclase pegmatite in Western Norway, Lithos, 5, 147—161, 1972.
40. *Green D. H., Ringwood A. E.*, An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications, Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 767—833, 1967.
41. *Green D. H., Vernon K. H.*, Cordierite breakdown under high pressure hydrous conditions, Contrib. Miner. Pet., 46, 215—222, 1974.
42. *Green T. H., Ringwood A. E.*, Genesis of the calc-alkaline igneous rocks suite, Contrib. Miner. Pet., 18, 105—162, 1968a.
43. *Green T. H., Ringwood A. E.*, Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks, Contrib. Miner. Pet., 18, 162—174, 1968b.
44. *Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A., Wildeman T. R.*, Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, in Ahrens L. H., ed., Origin and distribution of the elements, 889—912, 1968.
45. *Hensen B. J.*, The stability of pyrope-grossular garnet with excess silica, Contrib. Miner. Pet., 55, 279—292, 1976.
46. *Holdaway M. J.*, The aluminium silicate triple-point, Am. J. Sci., 269, 97—131, 1971.
47. *Holdaway M. J.*, Thermal stability of Al—Fe epidote as a function of $f(O_2)$ and Fe content, Contrib. Miner. Pet., 37, 307—340, 1972.
48. *Hughes C. J.*, Spilites, keratophyres and the igneous spectrum, Geol. Mag., 109, 513—527, 1973.
49. *Irvine T. N., Baragar W. R. A.*, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci., 8, 523—548, 1971.
50. *Ishizaka K., Yanagi T.*, K, Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks, Japan, Low potash island arc plutonic complex, Earth Planet. Sci. Lett., 33, 345—352, 1977.
51. *Kay R. W., Senechal R. G.*, The rare earth geochemistry of the Troodos Ophiolite complex, J. Geophys. Res., 81, 964-970, 1976.
52. *Kolbe P., Taylor S. R.*, Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa, Contrib. Miner. Pet., 12, 202—222, 1966.

53. *Kornprobst J.*, Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif, Thèse d'Etat, Paris, 376 pp., 1971.
54. *Kuno H.*, Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas, Bull. Volcanol., 20, 37—76, 1959.
55. *Lasnier B.*, Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français (Haut-Allier), Les termes basiques, ultrabasiques et carbonates, Thèse d'Etat, Nantes, 351 pp., 1977.
56. *Leyerloup A.*, Le socle profond en Velay d'apres les enclaves remontées par les volcans néogènes, Son thermométamorphisme et sa lithologie: granites et série charnockitique (Massif Central francais), Thèse 3e cycle, Nantes, 356 pp., 1973.
57. *Leyerloup A., Lasnier B., Marchand J.*, Retrograde corona-forming reactions in high pressure granulite facies rocks, Petrologie, 1, 43—55, 1975.
58. *Loomis T. P.*, Irreversible reactions in high-grade metapelitic rocks, J. Pet., 17, 559-588, 1976.
59. *Lopez-Escobar L., Frey F. A., Vergara M.*, Andesites and high Al basalts from the Central South Chili High Andes, geochemical evidence bearing on their petrogenesis, Contrib. Miner. Pet., 63, 199—288, 1977.
60. *Losert J.*, On the volcagenous origin of some Moldanubian lepytnites, Krystalinikum, 7, 61—84, 1971.
61. *Marchand J.*, Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français, Les termes acides, Thèse 3e cycle, Nantes, 207 pp., 1974.
62. *Matejovska O.*, Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Namest and Oslavov, Krystalinikum, 5, 85—103, 1967.
63. *Miller C.*, Mineral parageneses recording the P.T. history of Alpine eclogites in the Tauern window, Austria, Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 130, 69—77, 1977.
64. *Mineyev D. A.*, Geochemical differentiation of the rare earths, Geochem. Intern., 12, 1129—1149, 1963.
65. *Moores E. M., Vine F. J.*, The Troodos massif Cypress and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications, Phil. Trans. r. Soc. London, 268, 443—466, 1971.
66. *Mottana A., Church W. R., Edgar A. D.*, Chemistry, mineralogy and petrology of an eclogite from the type locality (Saualpe, Austria), Contrib. Miner. Pet., 18, 338—346, 1968.
67. *Mottana A., Boochio R.*, Superferric eclogites of the Voltri group Peennidic Belt, Apennines, Contrib. Miner. Pet., 49, 201—210, 1975.
68. *Nagasawa H.*, R.E. concentrations in zircon and apatite and their host dacites and granites, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 359—364, 1970.
69. *Nicholson R. B., Davies G. J.*, Development of microstructure, in Finniston H. M., ed., Structural characteristics of material. Elsevier, Amsterdam, 199—289, 1971.
70. *Nicollet C.*, Une nouvelle éclogite à disthène et corindon primaires dans les complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central francais (Lévezou, Rouergue), Bull. Soc. Franc. Miner. Crist., 100, 334—337, 1977.
71. *Nicollet C.*, Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins antépermiens du versant Sud du Lévezou (Massif Central français) origine des groupes leptyno-amphiboliques, Thèse 3e cecle, Montpellier, в печати.
72. *Nicollet C., Leyreloup A.*, Pétrologie des niveau trondhjémitiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central français, Can. J. Earth Sci., в печати.
73. *O'Connor J. T.*, A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525-B, B79—B84, 1965.
74. *Parrot J. F.*, Assemblage ophiolitique du Baër-Bassit, Travaux et documents de l'O.R.S.T.O.M., № 72, 1977.
75. *Payne J. C.*, Geology of the Twillingate area, Newfoundland, Unpubl. M. Sc. thesis, Memorial University, St. John's, Newfoundland, 159 pp., 1973.
76. *Piboule M.*, Mise en evidence par les méthodes statistiques multivariées de deux séries magmatiques à l'origine des ortho-amphibolites rutènes 5e Reun. Ann. Sc. Terre, Rennes, 377, 1977.
77. *Piboule M., Pontier J.*, Géochimie comparée des amphibolites en bancs et des métagabbros associés: application des méthodes statistiques multivariées à l'étude des métabasites rutènes et conséquences sédimentologiques 5e Reun. Ann. Sc. Terre, Rennes, 379, 1977.
78. *Raheim A., Green D. H.*, P.T. paths of natural eclogites during metamorphism—a record of subduction, Lithos, 8, 317—328, 1975.
79. *Raith M.*, The Al-Fe (III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the penninic series of the Tauern Window, Austria, Contrib. Miner. Pet., 57, 99—117, 1976.
80. *Reinsch D.*, High pressure rocks from Val Chuisella (Sesia-Lanzo zone, Italian Alps), Neues Jahrb, Miner. Abhandl., 130, 89—102, 1977.
81. *Scharbert H. G.*, Die granulite der Südlichin niederösterreich-ischen Moldanubikums, I Teil Neues Jahrb. Miner. Abhandl., 100, 59—86, 1963.

82. *Shaw D. M.*, Trace element fractionation during anatexis, Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237—243, 1970.
83. *Shaw D. M.*, Trace element melting models, IAGC Symposium Paris, 1977.
84. *St. John D. H., Hogan L. M.*, The peritectic transformation, Acta Met., 25, 77-81, 1977.
85. *Storre B., Karotke E.*, Experimental data on melting reactions of muscovite + quartz in the system K_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O to 20 kb water pressure, Contrib. Miner. Pet., 36, 343—345, 1972.
86. *Taylor S. R., Ewart A., Capp A. C.*, Leucogranites and rhyolites, Trace elements evidence of fractional crystallization and partial melting, Lithos, 1, 179-186, 1968.
87. *Taylor S. R., Capp A. C., Graham A. L., Blake D. H.*, Trace element abundances in andesites, Contrib. Miner. Pet., 23, 1—26, 1969.
88. *Titchener A. P., Spittle J. A.*, The microstructures of directionally solidified alloys that undergo a peritectic transformation, Acta Met., 23, 497—502, 1975.
89. *Vogel D. E.*, Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, N. W. Spain, Leidse geol. Meded., D40, 121—213, 1967.
90. *Wager L. R., Brown G. M.*, Layered igneous rocks, Oliver and Boyd, ed., Edinburgh and London, 1968.
91. *Walsh J. N., Henderson P.*, Rare earth element patterns of rocks from the Centre 3 igneous complex, Ardnamurchan, Argyllshire, Contrib. Miner. Pet., 60, 31—38, 1977.
92. *Wyllie P. J.*, Experimental limits for melting in the earth's crust and upper mantle, Am. Geophys. Union, Geophys. Mon., 14, 279—301, 1971.
93. *Yajima T., Higuchi H., Nagasawa H.*, Variation of rare earth concentrations in pigeonitic and hypersthenic rocks series from Izu, Hakone region, Japan, Contrib. Miner. Pet., 35, 235—244, 1972.
94. *Yeh H. C.*, Interpretation of phase diagrams, in Phase diagrams — Material Science and Technology, Vol. 1, Theory, principles, and techniques of phase diagrams, Ed., A.M. Alper, 167—197, 1970.
95. *Zoubek V.*, Upper mantle project programme in Czechoslovakia 1962—1970, Geology Final Report — Prague, 128 pp., 1971.

Глава 15

Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в западном Ньюфаундленде: первое сообщение

Дж. Малпас

Краткое содержание

Трондьемитовые породы в западном Ньюфаундленде установлены в двух офиолитовых ассоциациях. На основании данных региональной геологии можно предположить, что одна из этих ассоциаций — комплекс Литл-Порт — представляет цоколь островодужной постройки, тогда как другая — комплекс Бей-оф-Айлендс — является недеформированным офиолитом и представляет океаническую литосферу. Трондьемиты в этих двух комплексах имеют разное происхождение. В одном из них они, вероятно, являются результатом частичного плавления амфиболитов, в другом — результатом дифференциации базальтовой магмы. Выявлены химические различия, которые можно использовать и в других примерах для определения происхождения трондьемитовых расплавов.

Введение

Лейкократовые породы описаны в ряде офиолитовых комплексов, составной частью которых, хотя и небольшой по объему, они являются. Колман и Питерман [6] попытались согласовать разные точки зрения относительно генезиса этих пород и представили данные, свидетельствующие в пользу идеи о дифференциации субщелочной базальтовой магмы в условиях низких давлений с генерацией бедных калием лейкократовых пород. Породы офиолитовой серии и офиолитового облика хорошей сохранности выходят на поверхность в западном Ньюфаундленде в районе Бей-оф-Айлендс (рис. 1). Геология этого района во многом пересмотрена за последние шесть лет, а детальное картирование привело к выделению ряда налегающих друг на друга надвиговых пластин магматических, метаморфических и осадочных пород. Эти пластины были перемещены из океанической обстановки на североамериканскую континентальную окраину в течение среднего ордовика [35, 37, 18].

Верхние надвиговые пластины [18] аллохтонной серии — это ряд отдельных толщ, слагающих «офиолитовую последовательность», описанную Стивенсом [29]. Эти пластины сложены нижнеордовикскими и, может быть, более древними магматическими и метаморфическими породами, из которых лишь некоторые являются несомненно офиолитовыми. Среди надвиговых пластин выделены [36] следующие четыре главные, расположенные всегда в одном и том же порядке (сверху вниз):

1) комплекс Бей-оф-Айлендс;
2) комплекс Литл-Порт;
3) формация Олд-Ман-Ков;
4) формация Скиннер-Ков.

Две верхние пластины имеют явно офиолитовый облик [18], и именно в них содержатся трондьемиты и близкие к ним породы (рис. 1).

В комплексе Литл-Порт обычно присутствуют породы двух разных (хотя и не обязательно сильно различающихся) возрастов. Первая группа состоит из ультрамафитов, габбро, амфиболитов и трондьемитов, или «кварцевых дио-

J. Malpas, Department of Geology, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, Canada AIC 5S7.

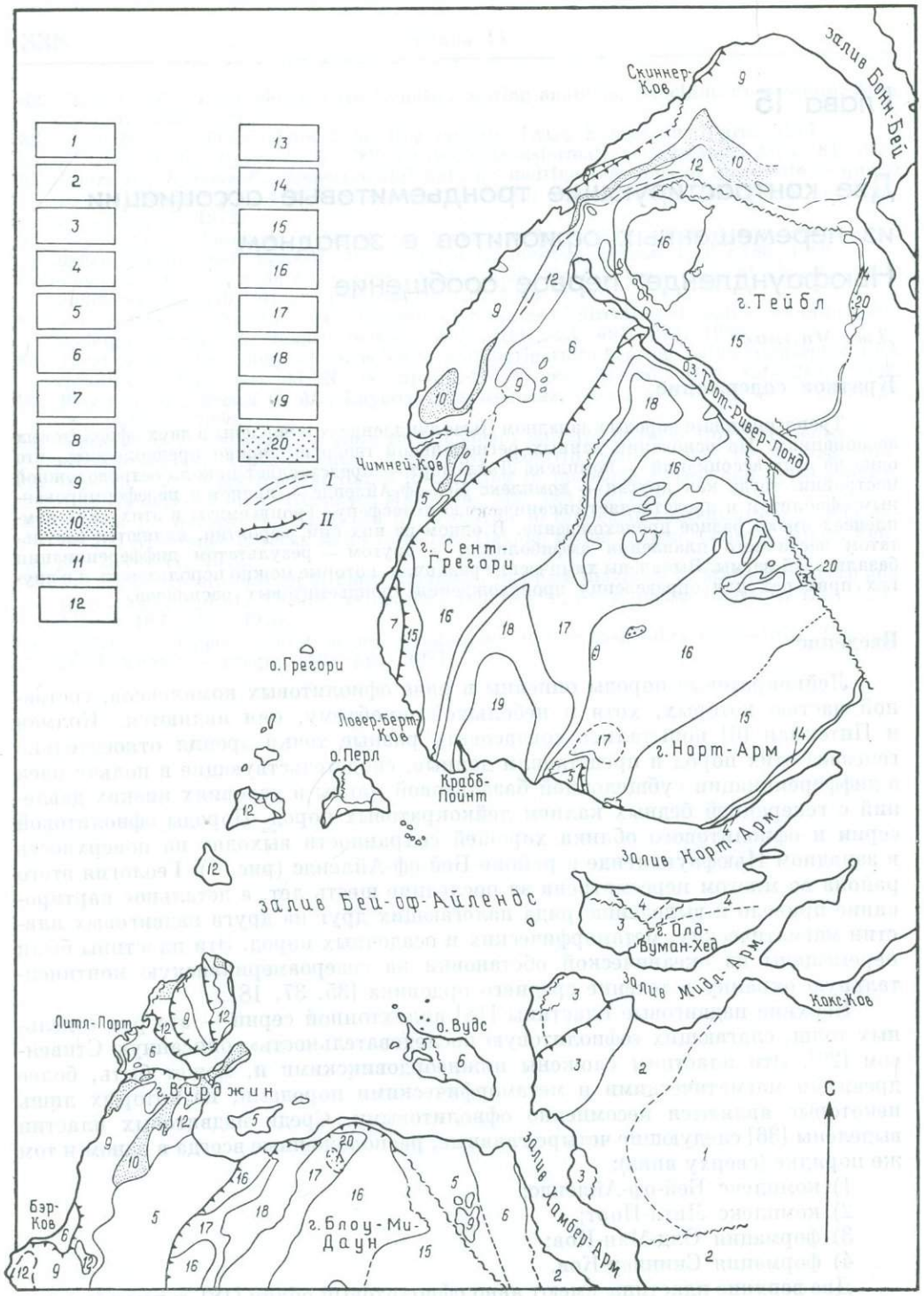


РИС. 1. Геологическая карта района Бей-оф-Айлендс, на котором показаны места выхода трондьемитов. *Надгруппа Хамбер-Арм*: *1* — формация Самрейсайд $\epsilon_1 - \epsilon_2$, *2* — формация Ириштаун, *3* — формация Кукс-Брук $\epsilon_2 - O_1$, *4* — формация Мидл-Арм-Пойнт O_1, *5* — формация Блоу-Ми-Даун-Брук $O_1 - O_2$, *6* — нерасчлененные толщи, *7* — формация Скиннер-Ков, *8* — формация Олд-Ман-Ков. *Комплекс Литл-Порт*: *9* — амфиболиты, *10* — трондьемиты (мелкий крап), *11* — диабазы, *12* — вулканиты. *Комплекс Бей-оф-Айлендс*: *13* — амфиболиты, *14* — метаморфический ореол, *15* — ультрамафиты, *16* — габбро, *17* — дайки диабазов, *18* — вулканиты, *19* — осадочные породы, *20* — трондьемиты (крупный крап). *I* — геологические границы, *II* — разломы.

ритов» [28], которые всегда деформированы и в разной степени метаморфизованы. Они пересечены дайками — подводящими каналами для вулканитов. Те и другие относительно неметаморфизованы и недеформированы.

В габбро и амфиболитах хорошо выражена сланцеватость. Хотя она и параллельна первичной расслоенности, но не затушевывает ее. Действительно, некоторые габбро обнаруживают псевдоосадочные структуры, связанные с их кумулятивным происхождением. Габбро постепенно переходят в более распространенные амфиболиты, в которых местами обнаруживается несколько стадий деформации. Однако приуроченности интенсивных деформаций к определенным горизонтам не наблюдалось.

Лейкократовые породы секут амфиболиты, причем часто вдоль контактов развиваются интрузивные брекчии. Эти кислые породы деформированы вместе с породами, в которые они внедрились, и образуют крупные тела линзовидной формы, вытянутые параллельно региональному простиранию комплекса и ориентировке главной сланцеватости амфиболитов, т. е. с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Местами эти тела интенсивно брекчированы, причем некоторые зоны напоминают протомилониты или, возможно, туффизитовые жилы [14].

Молодые дайки местами «расслаивающие» и могут обнаруживать зоны закалки на контакте с соседними дайками. Они выглядят как посттектонические интрузии, секущие сланцеватые габбро и сланцеватые трондьемиты и вулканиты, с которыми связаны. Однако они почти всегда внутри брекчированы [37]. Дайки служили подводящими каналами для подушечных лав и брекчий, которые сейчас приведены в соприкосновение с деформированными породами. Хотя вулканиты обычно мафические, в нескольких местах на севере района обнажаются кварц-порфировые риолиты.

Интерпретация геологических данных

Смит [28] рассматривал магматические и метаморфические породы комплексов Литл-Порт и Бей-оф-Айлендс вместе как часть единой интрузивной ассоциации. При такой интерпретации трудно объяснить сильную изменчивость в характере метаморфизма и структурах от одной части ассоциации до другой. Эта трудность в интерпретации всей ассоциации как океанической литосферы была преодолена лишь с признанием наличия нескольких разных ассоциаций магматических и метаморфических пород, слагающих различные надвиговые чешуи. Признание комплекса Литл-Порт полигенной ассоциацией, отличной от офиолитовой серии Бей-оф-Айлендс, разрешает эту проблему и, кроме того, облегчает интерпретацию комплекса Бей-оф-Айлендс в качестве океанической коры и мантии ([35] и см. ниже).

Вильямс и Малпас [37] обратили внимание на то, что сам комплекс Литл-Порт не может считаться типичной офиолитовой серией, поскольку дайки и вулканиты в нем моложе и генетически не связаны с деформированными магматитами, которые они секут. Образование относительно больших объемов лейкократовых пород также кажется необычным для офиолитов. Стронг [31], однако, пришел к выводу, что комплекс Литл-Порт представляет океаническую литосферу, образованную и деформированную в океаническом хребте или вблизи него. Он предположил, что более молодые дайки и вулканиты комплекса, возможно, представляют вулканизм на удалении от оси спрединга. Лейкократовые породы рассматривались как продукты частичного плавления амфиболитов в условиях высокого теплового потока. То, что такие условия могли существовать под центрами спрединга, подтверждается примером высокотемпературного габбро с флазерной текстурой в комплексе Лизард в юго-западной Англии, который считают океанической литосферой [33, 21, 32].

Некоторые исследователи [8, 37, 17] полагают, что деформированные породы комплекса Литл-Порт представляют собой реликты древней континенталь-

ной коры, захваченные при образовании офиолитов, когда формировались молодые дайки и вулканиты комплекса. Все эти исследователи указывают на сходство этих пород в отношении петрографии, структуры и возраста с породами Туиллингейт. Аналогия столь велика, что Вильямс и Пейн [39] стали считать, что породы комплекса Литл-Порт могут характеризовать геологию района Туиллингейт. Интерпретация того и другого была затем пересмотрена Малпасом и др. [20], Стронгом и Пейном [30], Вильямсом и Пейном [39] и Пейном и Стронгом (гл. 16 в данном сборнике). Совместное нахождение интенсивно деформированных амфиболитов и свежих вулканитов сравнивается с ситуацией на современных островных дугах, где недеформированные вулканиты лежат на амфиболитовом цоколе [27, 4, 15, 34]. Эта интерпретация принята сейчас, хотя для ее развития требуются дальнейшие петрологические и структурные исследования.

Лейкократовые породы комплекса Литл-Порт

Лейкократовые породы в комплексе Литл-Порт встречаются в основном в двух формах. Чаще всего они образуют явные интрузии в амфиболитах и габбро размером до 1,5 км по наибольшему измерению, другая их форма — мелкие разрозненные образования и жилоподобные тела во вмещающем амфиболите. В совокупности лейкократовые породы составляют до 35% комплекса.

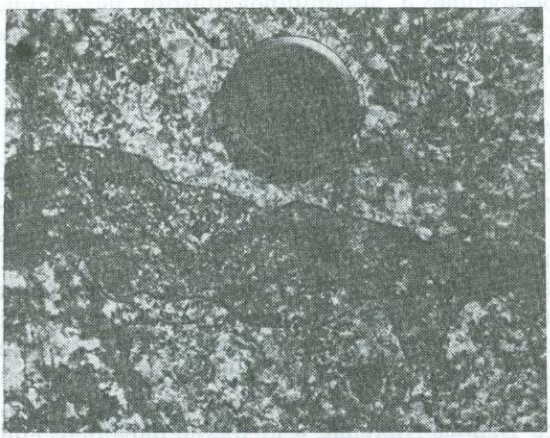


РИС. 2. Теневой реликт амфиболитового ксенолита в тронджемите комплекса Литл-Порт.

Вдоль контактов крупных тел, где развиты интрузивные брекчии, наблюдаются ксенолиты амфиболитов, в разной степени резорбированные кислой породой (рис. 2). В центральных частях интрузии структура лейкократовых пород варьирует от мелко- до крупнозернистой, часто с крупными кристаллами кварца до 1 см (рис. 3). Это делает их легкоразличимыми, особенно там, где зерна кварца выступают благодаря неравномерному выветриванию. В штуфе типичная порода имеет вид светло-серого или светло-розового плагиогранита с темными пятнышками, сложенными фемическими минералами. Порода состоит примерно на 55% из стекловидного кварца, на 35—40% — из натрового плагиоклаза и на 5—10% — из хлоритизированной роговой обманки; в небольших количествах присутствуют пирит, сфен и магнетит. В шлифах наблюдается сильный катаклаз, и, хотя обычно наблюдаются структуры перекристаллизации, многие породы легко могут быть ошибочно приняты за кластические осадки (рис. 4). Кристаллы кварца, как правило, имеют волнистое погасание и раздроблены по краям; кристаллы плагиоклаза разбиты трещинками спайности, двойниковые полоски в них изогнуты, а края зерен гранулированы. Там, где

можно замерить, плагиоклаз имеет в среднем состав An_{15}, но обычно он сильно соссюритизирован.

Фемические минералы, как правило, превращены в хлорит, но иногда наблюдаются реликты роговой обманки и очень редко — биотита.

Мелкие обособления и жилки трондьемита без четких секущих взаимоотношений повсеместно отмечаются в амфиболитах (рис. 5). Местами они дефор-

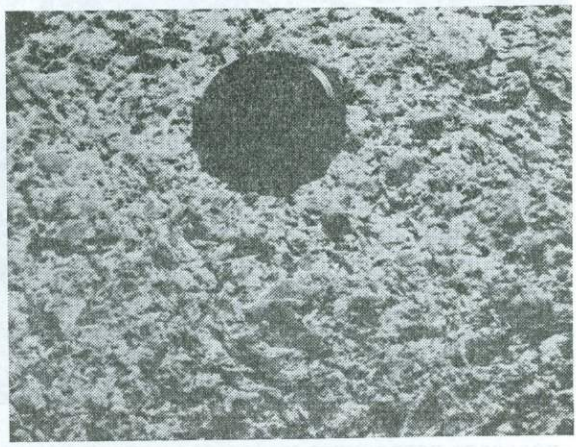


РИС. 3. Крупные кварцевые кристаллы в трондьемите комплекса Литл-Порт.

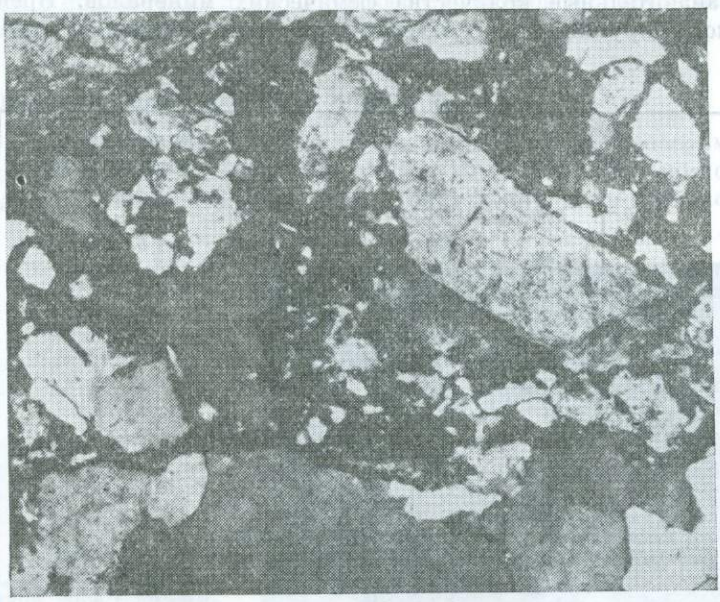


РИС. 4. Сильный катаклаз, наблюдаемый в шлифе трондьемита комплекса Литл-Порт; ×15.

мированы вместе с амфиболитами, но в других местах, часто совсем рядом, занимают четко секущее положение. Такие же мелкие обособления и прожилки в районе Туиллингейт были истолкованы Пейном [26] как свидетельство частичного плавления амфиболитов и локального накопления трондьемитового расплава. В отличие от краевых интрузивных брекчий крупных плутонов здесь

наблюдается более тонкая сеть жилок с расплывчатыми границами. Обособления бескорневые и не прослеживаются в крупные тела трондьемитов. Трондьемиты, которые встречаются в такой форме, обычно мелкозернистые и редко содержат значительные количества фемических минералов. Брекчирование, наблюдаемое в крупных телах, здесь также отсутствует.

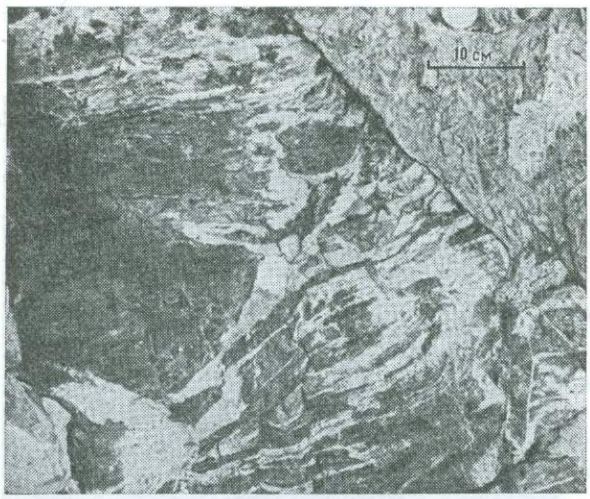


РИС. 5. Мелкие обособления трондьемита (белое) — продукт частичного плавления — во вмещающем амфиболите.

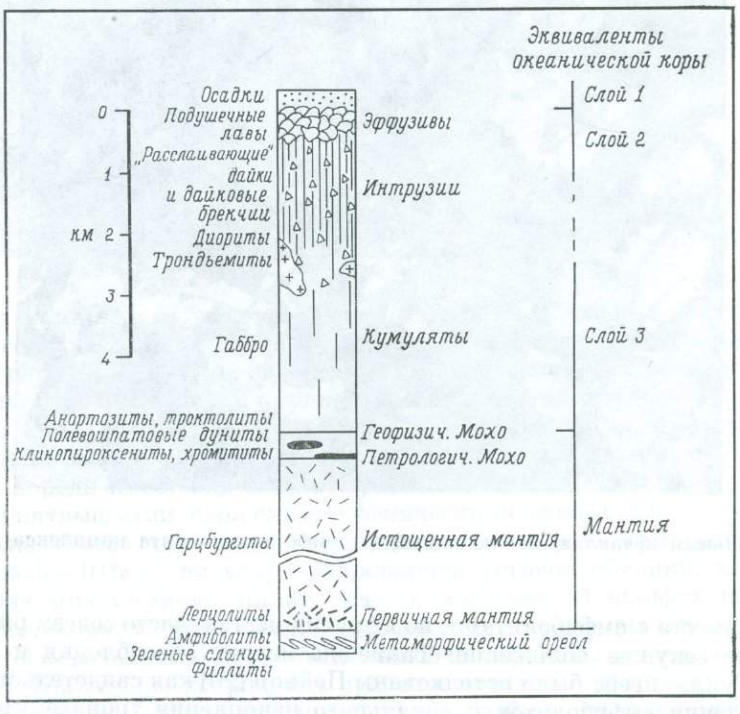


РИС. 6. Схематический разрез через самые северные массивы комплекса Бей-оф-Айлендс.

Геология комплекса Бей-оф-Айленде

На рис. 6 представлена схематическая стратиграфическая колонка трех офиолитовых массивов. В двух из них (гора Блоу-Ми-Даун и гора Норт-Арм) офиолитовая серия представлена полностью. Каждый массив имеет базальную часть, сложенную ультрамафитами, мощность которых изменяется от ~2,5 км (гора Норт-Арм) до почти 5 км (гора Тейбл), и подстилаемую динамотермальным ореолом, который образовался в процессе перемещения надвиговых пластин [20, 38]. Ультрамафиты представлены главным образом гарцбургитами, хотя базальная часть массива горы Тейбл сложена мощной толщей шпинелевых лерцолитов. Оба типа ультрамафитов обладают явными тектонитовыми текстурами [22], развивавшимися, как думается, в результате деформации в твердом состоянии в мантии. Эти текстуры накладываются и сами секутся многочисленными пироксенитовыми и дунитовыми жилами и дайками, которые явно внедрялись как расплавы во время деформации вмещающих ультрамафитов. Непосредственно на гарцбургитах залегают дуниты и полевошпатовые дуниты, обнаруживающие кумулятивные, а не тектонитовые текстуры. Выше ультрамафитов лежат габброиды, причем оба типа пород разделены зоной взаимного переслаивания. Эта зона, названная «критической зоной» [28, 16], достигает мощности около 400 м. На горе Тейбл габбро представлены не полностью, но на горах Норт-Арм и Блоу-Ми-Даун с полным офиолитовым разрезом их мощность достигает 4 км. В этих двух массивах количество диабазовых даек увеличивается к кровле габбро, причем кверху эти дайки становятся «расслаивающими» и заполняют подводящие каналы для вышележащих подушечных лав. Диабазы и подушечные лавы достигают суммарной мощности около 2,5 км и перекрываются алевролитами и песчаниками.

Лейкократовые породы в комплексе Бей-оф-Айленде

Лейкократовые породы встречаются в ассоциации с роговообманковыми габбро и диоритами на горах Норт-Арм и Блоу-Ми-Даун. В большинстве случаев массивные габбро и диабазовые дайки секутся породами этой ассоциации.

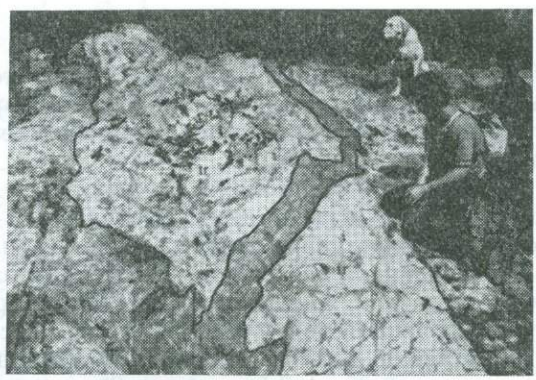


РИС. 7. Среднезернистый тронд'емит, пересекаемый базитовой дайкой, гора Блоу-Ми-Даун.

Однако некоторые из базитовых даек внедрились в кислые породы (рис. 7). Нигде не наблюдалось, чтобы лейкократовые породы внедрялись в ультрамафиты.

Лейкократовые породы варьируют по составу от кварцевого диорита до тронд'емита и, очевидно, тесно связаны с диоритами и роговообманковыми габбро как единая полная серия дифференциатов. Роговообманковые габбро

встречаются в виде бескорневых гнезд или линз в верхних частях зоны габбро. Сами роговообманковые габбро представлены несколькими фазами с четкими интрузивными контактами, так что блоки крупнокристаллического пегматита иногда встречаются как бы плавающими в связующей массе более мелкозернистого габбро или диорита. В типичном случае пегматит содержит до 50% бурой плеохроирующей роговой обманки, от 40 до 45% плагиоклаза и непрозрачные акцессории, обычно магнетит. Породы трондьемитового и кварц-диоритового состава секут базальную часть расслоенной диабазовой толщи на горе Блоу-Ми-Даун, а близ месторождения Грегори-Коппер на горе Норт-Арм они слага-

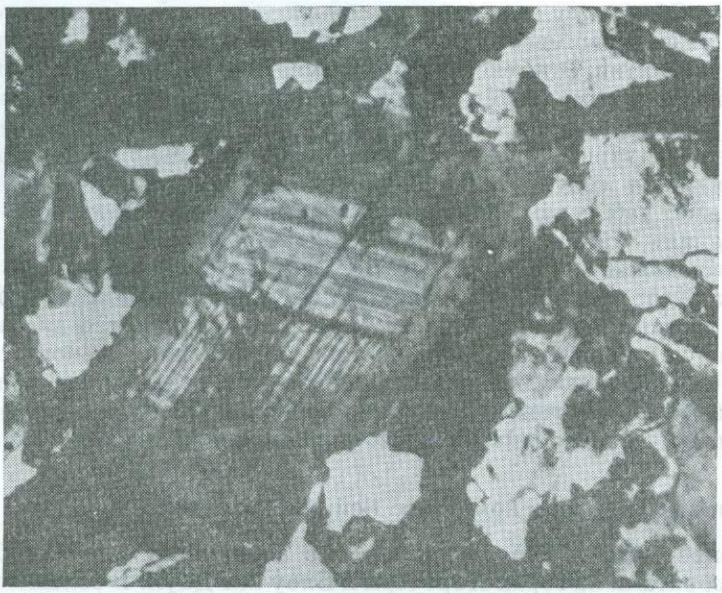


РИС. 8. Трондьемит с горы Норт-Арм с явно магматической структурой; ×15.

ют небольшие штоки. Диабазовые и амфиболитовые включения частично резорбированы и контаминируют лейкократовые породы. Обнаженные участки редко превышают 1 км^2, и кислые породы по объему составляют небольшую часть комплекса.

Плагиоклаз и кварц вместе составляют до 90% объема породы и образуют почти сплошной агрегат зерен размером до 2,5 мм. Плагиоклаз варьирует по составу от андезина до альбита и обычно сильно изменен. Наиболее распространен зональный, несдвойникованный альбит, у которого края относительно свежие, тогда как ядро сильно соссюритизировано. Плагиоклазовые лейсты иногда включены в пойкилитовый кварц. Последний имеет волнистое погасание и слагает до 45% объема породы. Кристаллы изометричные и варьируют по размеру от 0,25 до 2,5 мм (рис. 8).

Амфибол может составлять до 10% от объема породы. Он зеленовато-бурый, плеохроирующий и по оптическим свойствам отвечает роговой обманке. Хлорит часто образует вокруг амфибола каймы замещения. В кварцевых диоритах, прорывающих амфиболиты, резорбция ксенолитов может приводить к видимому обогащению амфиболом близ контакта.

Обычные акцессории — эпидот, циркон и апатит, а в некоторых участках лейкократовые породы секутся поздними жилами пренита.

Таблица 1

Химические анализы трондьемитов из комплексов Литл-Порт и Бей-оф-Айленде

	Комплекс Литл-Порт										Комплекс Бей-оф-Айленде						
	02	03	04	05	06	15	18	19	20_1	20_2	28	31	32	33	40	41	43
SiO_2	72,80	76,40	72,60	67,40	72,60	69,10	73,30	68,10	69,50	72,40	62,20	61,30	59,30	58,40	75,50	73,30	76,40
TiO_2	0,26	0,22	0,14	0,28	0,26	0,32	0,26	0,24	0,16	0,16	0,22	0,68	0,66	0,60	0,18	0,25	0,18
Al_2O_3	13,10	11,80	13,40	15,30	13,40	14,30	13,70	14,00	14,60	12,00	19,00	17,60	18,10	17,50	12,80	13,50	13,00
Fe_2O_3	1,19	0,98	0,44	1,22	0,86	0,73	0,56	1,42	0,36	0,35	1,30	1,65	0,75	0,53	0,81	2,18	0,93
FeO	1,40	1,13	2,16	2,59	1,95	3,06	1,61	2,81	2,10	2,11	0,91	2,52	1,38	1,26	1,35	1,37	1,29
MnO	0,06	0,50	0,10	0,09	0,06	0,08	0,06	0,09	0,06	0,06	0,03	0,04	0,03	0,03	0,06	0,07	0,06
MgO	0,84	0,41	0,67	1,16	0,94	1,16	0,66	1,58	1,01	1,05	0,51	1,84	1,87	1,72	0,13	0,32	0,12
CaO	1,72	1,58	2,09	4,21	1,80	3,14	1,45	2,52	1,72	1,95	5,49	3,49	7,00	6,87	0,86	1,29	0,93
Na_2O	5,53	4,97	4,93	4,12	5,26	4,29	5,00	5,17	5,33	5,06	8,25	8,65	7,82	8,30	6,00	6,35	5,88
K_2O	0,25	0,33	0,47	0,81	0,49	0,91	1,25	0,55	1,22	0,74	0,00	0,04	0,07	0,09	0,92	0,32	0,93
P_2O_5	0,09	0,01	0,01	0,13	0,02	0,09	0,05	0,02	0,07	0,02	0,01	0,25	0,22	0,18	0,00	0,01	0,01
П.п.п.	1,18	1,04	1,56	1,82	1,35	1,75	1,42	2,14	1,94	2,21	1,80	1,86	3,36	3,12	0,99	0,68	0,95
Сумма	98,42	98,92	98,57	99,13	98,99	98,93	99,32	98,64	98,07	98,11	99,72	99,92	100,56	98,60	99,60	99,64	100,68
Zr	67	69	83	88	51	35	32	46	73	61	219	159	158	152	217	256	203
Sr	95	73	119	137	99	158	119	92	274	123	20	93	174	170	62	111	67
Rb	5	6	10	16	9	13	20	10	20	8	5	1	н. о.	1	12	2	11
Zn	32	41	61	56	35	58	41	56	41	38	23	30	24	27	71	42	70
Cu	11	10	6	10	9	15	7	22	8	7	42	12	6	7	8	10	9
Ba	34	21	27	60	47	78	130	71	81	133	208	131	144	170	204	154	206
Nb	7	5	4	5	6	8	6	6	6	5	8	8	7	9	11	7	7
Ga	12	13	13	16	11	17	12	14	15	11	22	20	21	18	22	21	21
Pb	н. о.	3	н. о.	1	1	1	3	5	12	н. о.	4	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	3
Ni	н. о.	н. о.	н. о.	1	н. о.	2	н. о.	2	н. о.	н. о.	1	7	8	7	5	3	1
Cr	9	9	13	12	3	8	8	6	10	6	3	н. о.	14	18	6	5	9
V	25	6	32	74	39	76	23	82	39	38	20	43	52	48	4	12	4
Ag	40	42	39	36	40	36	40	36	40	40	38	36	38	38	41	38	41
Y	22	26	12	22	23	23	18	26	19	18	34	58	66	65	94	61	73

н. о. – не обнаружено. Содержания окислов петрогенных элементов приведены в %, а элементов-примесей – в $млн^{-1}$.

Химизм трондьемитов

Для трондьемитовых пород офиолитовых ассоциаций обычно имеется мало химических данных. При выполнении этой работы было проанализировано 17 образцов из верхних надвиговых пластин аллохтона Хамбер-Арм. Семь из них взяты из комплекса Бей-оф-Айлендс и десять — из комплекса

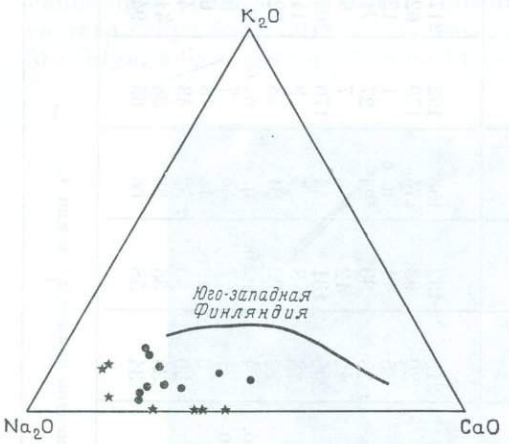


РИС. 9. Диаграмма $CaO — Na_2O — K_2O$ для трондьемитов комплексов Литл-Порт (черные кружки) и Бей-оф-Айлендс (черные звездочки).

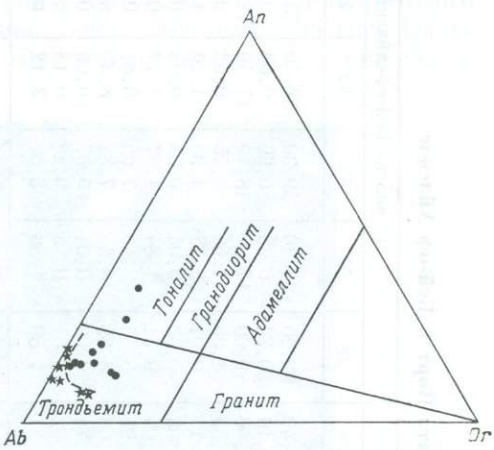


РИС. 10. Нормативно-полевошпатовые составы. Условные обозначения те же, что и на рис. 9.

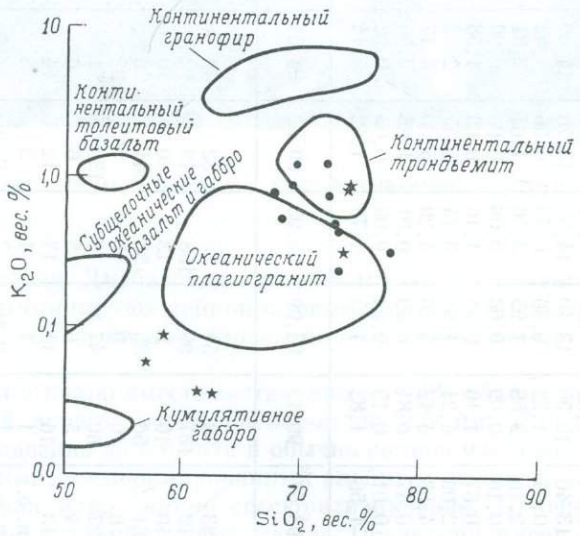


РИС. 11. Диаграмма $K_2O — SiO_2$. Условные обозначения те же, что и на рис. 9.

Литл-Порт. Главные элементы определялись атомно-абсорбционной спектроскопией, а элементы-примеси — рентгенофлуоресцентной спектроскопией. Подробности методики, чувствительность и точность анализов приведены в другой работы автора [18].

Результаты анализов даны в табл. 1 и в виде вариационных диаграмм на рис. 9—16. С первого взгляда видно, что все породы характеризуются относительно высокими, хотя и варьирующими содержаниями SiO_2 и Na_2O

и обеднены K_2O и Rb. На диаграмме CaO — Na_2O — K_2O (рис. 9) это выражено трендом, показывающим заметное обогащение натрием сравнительно с трондьемитами юго-западной Финляндии [2]. Эти же особенности химизма отражены на тройной нормативно-полевошпатовой диаграмме (рис. 10), где

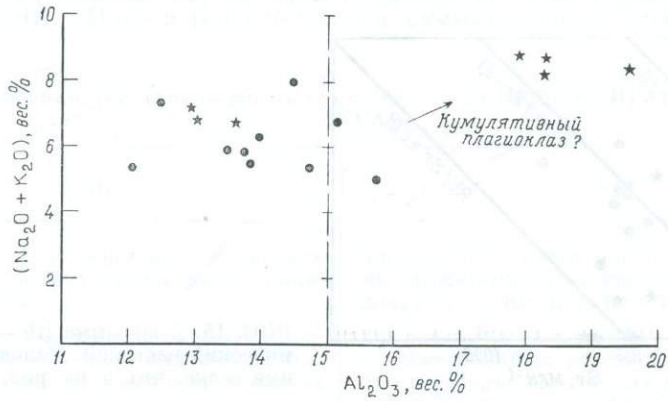


РИС. 12. Диаграмма ($Na_2O + K_2O$) — Al_2O_3. Условные обозначения те же, что и на рис. 9. Пунктирная линия разделяет высоко- и низкоглиноземистые трондьемиты [3].

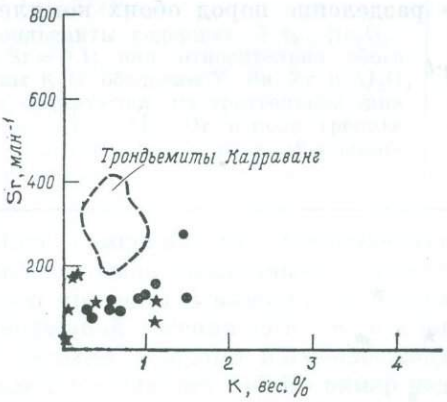


РИС. 13. Диаграмма K — Sr. Условные обозначения те же, что и на рис. 9.



РИС. 14. Диаграмма K_2O — Na_2O [23]. Условные обозначения те же, что и на рис. 9. Т — средний тоналит, Р — средний риолит, А — средний адамеллит, Г — средний известково-щелочной гранит.

хорошо видно сильное обогащение альбитом, а все породы попадают в поле трондьемита и тоналита по классификации О'Коннора [24]. На этой диаграмме выявляется различие между трондьемитами комплексов Литл-Порт и Бей-оф-Айлендс; последние обнаруживают более тесную корреляцию с океаническими плагиогранитами Колмана и Питермана [6]. Однако на диаграмме SiO_2 — K_2O (рис. 11) эта корреляция не выдерживается, и лишь немногие породы из обоих комплексов проецируются в поле океанических пород. Трондьемиты комплекса Литл-Порт подобны трондьемитам Туиллингейт (гл. 16 в данном сборнике) и попадают отчасти в поле океанического плагиогранита, а отчасти — континентального трондьемита. Разделение пород комплекса Бей-оф-Айлендс на две группы нелегко объяснить. Это разделение

выдерживается также в отношении глиноземистости [3]: породы комплекса распадаются на высококремнеземисто-низкоглиноземистую и низкокремнеземисто-высокоглиноземистую группы. Возможно, что это разделение обусловлено варьирующим количеством кумулятивного плагиоклаза, т. е. некоторые высокоглиноземистые составы не отражают просто состав магматической

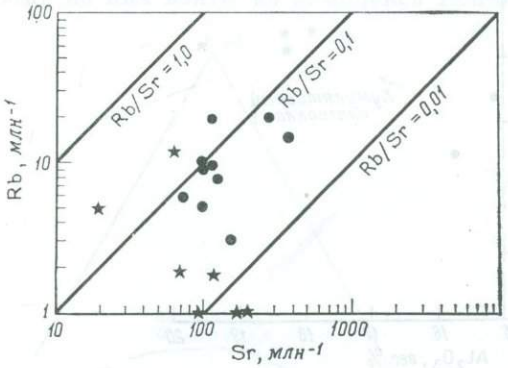


РИС. 15. Диаграмма Rb — Sr (логарифмический масштаб). Условные обозначения те же, что и на рис. 9.

жидкости. Данные по элементам-примесям не подтверждают и не опровергают этого, а данных по р. з. э. еще не имеется.

Диаграммы K — Sr (рис. 13) и K_2O — Na_2O (рис. 14) тоже иллюстрируют тронд ьемитовый характер пород обоих комплексов. Диаграмма Na_2O — K_2O, кроме того, показывает четкое разделение пород обоих комплексов

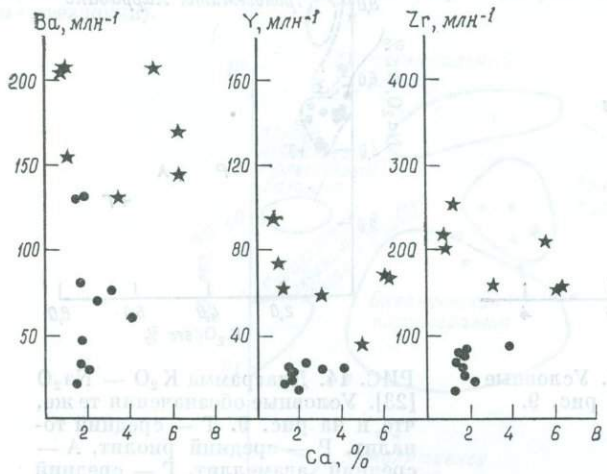


РИС. 16. Содержание элементов-примесей (Ba, Y, Zr) относительно Ca. Условные обозначения те же, что и на рис. 9.

породы Литл-Порт подобны таковым из района Туиллингейт (гл. 16 в данном сборнике), а породы Бей-оф-Айлендс опять обогащены натрием, что характерно для океанического плагиогранита [6].

Химические различия между двумя группами выявляются на ряде вариационных диаграмм элементов-примесей. Кроме двух образцов, породы комплекса Бей-оф-Айлендс имеют низкое отношение Rb/Sr (около 0,01), что сближает их с другими океаническими плагиогранитами (рис. 15). В породах комплекса Литл-Порт отношение Rb/Sr на порядок выше и близко к таковому в граните Туиллингейт. Некогерентные элементы Zr и Ba, а также Y, который может служить показателем концентрации тяжелых р. з. э., в породах комплекса Бей-оф-Айлендс имеют устойчиво повышенные содержания по сравнению с породами комплекса Литл-Порт. Диаграммы содержания этих

элементов относительно содержания Ca, очевидно, лучше всего отражают разделение этих двух групп пород (рис. 16).

Происхождение трондьемитов и родственных пород

Главные различия между трондьемитами и родственными породами комплексов Литл-Порт и Бей-оф-Айлендс суммированы в табл. 2.

Таблица 2

Сравнение особенностей трондьемитов комлексов Литл-Порт (КЛП) и Бей-оф-Айлендс (КБА)

КЛП	КБА
1. Трондьемиты не образуют с диоритами и гранодиоритами единой дифференцированной серии	Трондьемиты являются конечными членами дифференцированной серии: габбро — диориты—гранодиориты — трондьемиты
2. Трондьемитовые породы слагают крупные интрузивные тела или мелкие анатектические обособления в амфиболитах	Трондьемиты постоянно ассоциируются с пегматоидными роговообманковыми габбро в небольших залежах в верхних частях габбровой зоны офиолитов. Они секут и сами секутся базитами
3. Трондьемиты деформированы совместно с вмещающими амфиболитами и габбро с широким развитием катакластических структур	Трондьемиты и связанные с ними дифференциаты не деформированы
4. Трондьемиты содержат 5 % Na_2O, $Rb/Sr = 0{,}1$; они относительно обогащены K_2O, обеднены Y, Ba, Zr и Al_2O_3 и проецируются на треугольной диаграмме An — Ab — Or в поле трондьемитов и тоналитов (см. гл. 16 в данном сборнике)	Трондьемиты содержат 6—9 % Na_2O; $Rb/Sr = 0{,}01$; они обеднены K_2O, имеют высокие содержания Y, Zr, Ba и сопоставимы с океаническими плагиогранитами Колмана и Питермана [6]

Мало сомнений, что первоначальное тектоническое положение обоих комплексов было различным. Рассмотрение региональной и структурной геологии приводит к выводу, что комплекс Литл-Порт представляет цоколь островодужной ассоциации, в основном сложенный деформированными офиолитовыми породами и их более поздними дериватами. Комплекс Бей-оф-Айлендс представляет собой пример недеформированной офиолитовой серии, характеризующей полный разрез океанической литосферы. Развитие трондьемитов и близких к ним пород в офиолитах западного Ньюфаундленда, таким образом, свидетельствует о двух главных процессах трондьемитообразования, которые описаны в литературе. Этими процессами являются: 1) фракционная кристаллизация базальтовой магмы и 2) частичное плавление эклогита или амфиболита.

Первый процесс, обоснованный рядом исследователей [13, 5, 6, 33, 2], видимо, наиболее логично объясняет особенности офиолитов комплекса Бей-оф-Айлендс. Второй процесс [1, 9, 12, 11] кажется наиболее пригодным для объяснения особенностей комплекса Литл-Порт. Сходство с трондьемитами Туиллингейт еще раз подтверждает это и позволяет использовать петрогенетическую аргументацию Пейна и Стронга (см. гл. 16 в данном сборнике).

Осторожности ради при рассмотрении генезиса трондьемитов не следует полностью исключать третий возможный фактор. Офтедаль [25] высказал мнение, что крайняя натровость этих пород скорее метасоматического, нежели магматического происхождения. В офиолитовых сериях метасоматический привнос натрия и других элементов морской водой вполне возможен, особен-

но в участках, где морская вода проникает по глубоким разрывным зонам в океаническую кору. Морская вода может даже смешиваться с магмами на глубине, в этом случае фракционирование будет приводить к кристаллизации водосодержащих фаз. Было высказано мнение [19], что роговообманковые габбро и диориты комплекса Бей-оф-Айлендс, возможно, образовались таким путем.

Эту гипотезу, однако, трудно проверить, поскольку постмагматический метасоматоз и смешивание магмы с морской водой, как можно ожидать, приводят к сходным химическим результатам. Тем не менее не исключено, что ряд существенных химических различий между трондьемитами двух комплексов есть результат, по крайней мере отчасти, взаимодействия морской воды с офиолитовыми породами. Коллерсон и Фрайер [7] и Коллерсон и Бриджуотер (см. гл. 7 в данном сборнике) также указали на важное значение летучей фазы в перераспределении ряда главных элементов и элементов-примесей. Переход таких элементов, как Y, Ba и Na, в летучую фазу в процессе частичного плавления, скажем, амфиболита привел бы к снижению концентраций этих элементов в расплаве, что и может объяснить охарактеризованные выше химические различия.

Заключение

Трондьемиты и близкие к ним породы встречаются в двух офиолитовых ассоциациях, совмещенных в аллохтонных толщах западного Ньюфаундленда. Одна из офиолитовых ассоциаций состоит из деформированных и метаморфизованных пород, образующих цоколь островной дуги. Другая выглядит совсем недеформированной офиолитовой серией, представляющей океаническую литосферу. Трондьемиты и родственные породы каждого комплекса отличимы друг от друга в поле и по химизму. Химические различия отражают разный генезис: 1) частичное плавление амфиболитов и 2) фракционную кристаллизацию водосодержащей габброидной магмы, хотя поступление и потеря летучих, возможно, обусловили возникновение ряда химических различий в процессе метасоматоза. Кажется вероятным, что эти химические признаки можно использовать для выявления этих двух механизмов образования богатых натрием кислых магм и в других районах.

Исследование офиолитов западного Ньюфаундленда субсидировалось Национальным исследовательским центром (субсидия № 85-666). Я благодарен К. Гудьер за помощь в подготовке рисунков и Г. Вудленд за перепечатку рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz-diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite to mantle depths, Contr. Miner. Pet., 37, 161—174, 1972.
2. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. Geology, 4, 596—600, 1976.
3. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1,7- to 1,8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico, Geochemistry and depths of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189—198, 1976.
4. *Coleman P. J.*, Geology of the Solomon and New Hebrides Islands as part of the Melanesian Re-entrant, S.W. Pacific, Pacific Sci., 34, 289—314, 1970.
5. *Coleman R. G.*, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, J. Gephys. Res., 76, 1212—1222, 1971.
6. *Coleman R G., Peterman Z. E.*, Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099—1108, 1975.
7. *Collerson K. D., Fryer B. J.*, The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust, Contrib. Miner. Pet., 1978.
8. *Comeau R. L.*, Transported slices of the coastal complex, W. Newfoundland, M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, 105 p., 1972.
9. *Glikson A. Y.*, Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3323—3344, 1972.

10. *Glikson A. Y.*, Archean to early Proterozoic shield elements: Relevance of plate tectonics: *In* Metallogeny and Plate Tectonics, D. F. Strong, ed., Geol. Assoc. Can. Sp. Paper, 14, 489-516, 1976.
11. *Glikson A. Y., Lambert I. B.*, Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in western Australia, Tectonophysics, 30, 55-89, 1976.
12. *Glikson A. Y., Sheraton J. W.*, Early Precambrian trondhjemitic suites in western Australia and northwestern Scotland, and the geochemical evolution of shields, Earth Planet. Sci. Lett., 17, 227-242, 1972.
13. *Goldschmidt V. M.*, Stammestypen der Eruptivgesteine, Nor. Vidensk.-Akad. Skr., Math.-Natur., 10, 6, 1922.
14. *Hughes C. J.*, Anatomy of a granophyre intrusion, Lithos, 4, 403-415, 1971.
15. *Hutchinson C. S., Dhonau T. J.*, Deformation of an Alpine ultramatic association in Darvel Bay, east Sabah, Malaysia, Geol. Mijnbouw, 48, 481-493, 1969.
16. *Irvine T. N., Findlay T. C.*, Alpine peridotite with particular reference to the Bay of Islands Igneous Complex, *In* The Ancient Oceanic Lithosphere, E. Irving., ed., Pub. Earth Physics Branch, E.M.R., Ottawa, 42, 97-128, 1972.
17. *Kennedy M. J.*, Repetitive orogeny in the Northeastern Appalachians; new plate models based up on Newfoundland examples, Tectonophysics, 28, 39-87, 1975.
18. *Malpas J.*, The petrology and petrogenesis of the Bay of Islands ophiolite suite, W. Newfoundland (2 parts), Ph.D. thesis, Memorial University of Newfoundland, 435 p., 1976.
19. *Malpas J.*, Magma generation in the Upper Mantle, Field evidence from ophiolite suites and application to the generation of oceanic lithosphere, Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A, 1978.
20. *Malpas J., Stevens R. K., Strong D. F.*, Amphibolite associated with Newfoundland ophiolite: its classification and tectonic significance, Geology, 1, 45-47, 1973.
21. *Mitchell A. H. G.*, Southwest England granites: magmatism and tin mineralization in a post-tectonic setting, Trans. Inst. Miner. Metall. Sec. B, 11, 219-272, 1974.
22. *Nicolas A., Bouchez J. L., Boudlier F., Mercier J. C.*, Textures, structures, and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites, Tectonophysics, 12, 55-86, 1971.
23. *Nock.olds S. R.*, Average chemical composition of some igneous rocks, Geol. Soc. Am Bullo., 65, 1007-1032, 1954.
24. *O'Connor J. T.*, A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, U.Sd Geol. Surv. Prof. Paper, 525-B, 1965.
25. *Oftedahl C.*, Om vulkanittene i den Kaledowske Ijellkjede i Norge, Norg. Geol. Unders., 39, 263-265, 1959.
26. *Payne J. G.*, The Twillingate Gtranite and its relationships to surrounding country rocki, M. Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, 159 p., 1974.
27. *Shirsak K.*, Metamorphism basement rocks of Yap Islands, western Pacific; possible oceanic crust beneath an island arc, Earth and Planet. Sci. Lett., 13, 167-174, 1971.
28. *Smith C. H.*, Bay of Islands igneous complex, western Newfoundland, Geol. Surv. Can. Mem., 290, 132 p., 1968.
29. *Stevens R. K.*, Cambro-Ordovician flysch sedimentation and tectonics in W. Newfoundland and their possible bearing on a proto-Atlantic Ocean, Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, 7, 165-177, 1970.
30. *Strong D. F., Payne J. G.*, Early Palaeozoic volcanism and metamorphism of the Moreton's Harbour-Twillingate area, Newfoundland, Can. J. Earth Sci., 10, 1363-1379, 1973.
31. *Strong D. F.*, An off-axis volcanic suite associated with the Bay of Islands ophiolites, Newfoundland, Earth and Planet. Sci. Lett., 21, 301-309, 1974.
32. *Strong D. F., Stevens R. K., Malpas J., Badham J. P. N.*, A new tale for the Lizard, Proc. Usher Soc., 3, 252, 1975.
33. *Thayer T. P.*, Gabbro and epidiorite versus granulite and amphibolite: a problem of the ophiolite assemblage: Caribb. Geol. Conf. Trans., 6, 1 315-320, 1972.
34. *Tobish O. T.*, Gneissic amphibolite at Las Palmas, Puerto Rico and its significance in the early history of the Greater Antilles Island Arc, Geol. Soc. Am. Bull., 79, 557-574, 1968.
35. *Williams H.*, Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for their transportation: A review and interim report, Geol. Assoc. Can. Proc., 24, 9-25, 1971.
36. *Williams H.*, Bay of Islands map-area, Newfoundland, Geol. Surv. Can. Paper, 72-34, 1973.
37. *Williams H., Malpas J.*, Sheeted dikes and brecciated dike rocks within transported igneous complexes, Bay of Islands, W. Newfoundland, Can. J. Earth Sci., 9, 1216-1229, 1972.
38. *Williams H., Smyth W. R.*, Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: tectonic implications with west Newfoundland examples, Am. J. Sci., 273, 594-621, 1973.
39. *Williams H., Payne J. G.*, The Twillingate Granite and nearby volcanic groups: an island arc complex in N.E. Newfoundland, Can. J. Earth Sci., 12, 982-995, 1975.

Глава 16

Генезис трондьемитов Туиллингейт, север центрального Ньюфаундленда: частичное плавление в корнях островной дуги

Дж. Г. Пейн и Д. Ф. Стронг

Краткое содержание

Плутон Туиллингейт на севере центрального Ньюфаундленда занимает эллиптической формы участок площадью около 350 кв. км, а дайки кварцевых порфиров протягиваются по крайней мере на 10 км от главного тела. Он внедрился и был деформирован совместно с метавулканитами, метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фации, представляющими, как считают, самые нижние части островодужной серии мощностью до 12 км. Плутон имеет примечательно однородный трондьемитовый состав, подобный котектическим составам при $P_{H_2O} = 4$ кбар и $T \simeq 700°$ С в системе плагиоклаз — кварц — H_2O. Мы полагаем, что плутон формировался при этих условиях, т. е. в условиях верхней ступени амфиболитовой фации, путем частичного плавления низкокалиевых толеитов, слагающих основание островодужной серии.

Введение

Магматические породы трондьемитового состава, как вытекает из обзоров настоящего сборника, видимо, встречаются в следующих четырех главных ассоциациях: 1) с тоналитами в архейских батолитах и гнейсовых комплексах, 2) с амфиболитами среди наиболее ранних пород орогенических поясов (таких, как типический район Тронхейм в Норвегии, и включающих «цоколи» островных дуг, например дуга Яп), 3) в качестве плутонических и вулканических членов известково-щелочных серий островных дуг и 4) в офиолитовых сериях (плагиограниты в понимании Колмана и Питермана [14]). Их относительные объемы, по-видимому, уменьшаются в том порядке, как они перечислены; наиболее распространены архейские трондьемиты, а наименее — офиолитовые трондьемиты.

Видимо, существуют по крайней мере два пути образования трондьемитов: частичное плавление в условиях амфиболитовой фации (типы 1 и 2 [1, 23]) и разного рода магматическая дифференциация (типы 3 и 4 [48, 2, 44]).

В этой главе показано, что плутон Туиллингейт в центральном Ньюфаундленде, сходный по геологическому положению с норвежским петротипом [44], относится к типу 2 и, вероятно, образовался при частичном плавлении низкокалиевого базальта в условиях амфиболитовой фации

Геологическое положение

Региональная геология. Плутон Туиллингейт находится на северном окончании Аппалачского орогена, образуя выходы на площади около 180 кв. км вдоль побережья и на островах восточной части залива Нотр-Дам, Ньюфаундленд (рис. 1). Геофизические данные [33] позволяют предполагать, что плутон не продолжается далеко на глубину, имеет овальную форму и протягивается под уровнем моря на северо-восток, что приблизительно удваива-

J. G. Payne, c/o Racey, MacCallum, Bluteau Ltd., 8205 Montreal-Toronto Blvd., Montreal, Canada; *D. F. Ctrong*, Department of Geology, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, Canada A1C 5S7.

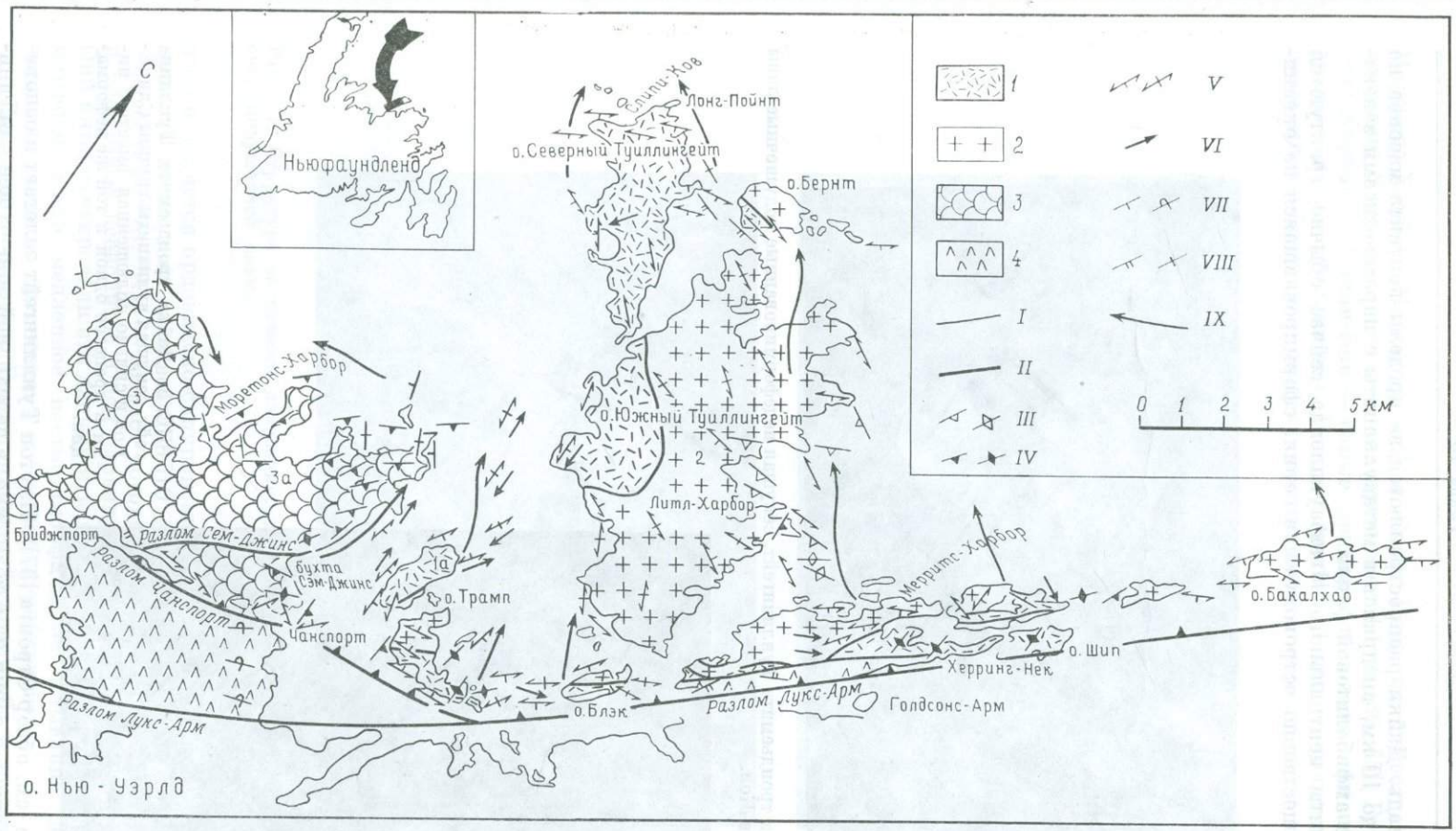


РИС. 1. Геологическая карта района Туиллингейт (по Вильямсу и Пейну [45]). *Верхний кембрий. 1* — группа Слипи-Ков: мафические подушечные лавы и; кислые пирокластические породы; амфиболиты и интенсивно деформированные пирокластические породы (*1а*); *2* — граниты Туиллингейт: натровые граниты-интенсивно рассланцованные и милонитизированные разности. *Кембрий — нижний ордовик. 3* — группа Моретонс-Харбор: мафические подушечные лавы и пирокластические породы; преимущественно мафические «расслаивающие» дайки (*3а*). *Ордовик — силур. 4* — группа Чанспорт: мафические подушечные лавы с подчиненным количеством кремнистых сланцев, алевролитов и граувакк; преимущественно мафические дайки. *I* — геологические границы; *II* — разломы; *III* — залегание доскладчатых мафических даек (наклонное, вертикальное); *IV* — залегание постскладчатых мафических даек (наклонное, вертикальное); *V* — листоватость и сланцеватость (наклонная, вертикальная); *VI* — линейность (растянутые подушки и обломки); *VII* — слоистость, кровля известна (наклонная, опрокинутая); *VIII* — слоистость, кровля неизвестна (наклонная, вертикальная); *IX* — направление уменьшения интенсивности деформации и метаморфизма.

ет его площадь. Дайки распространяются за пределы контакта массива на расстояние до 10 км, внедряясь в метавулканиты с парагенезисами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

Вулканиты центрального Ньюфаундленда сейчас обычно трактуются как преимущественно островодужная серия, сформировавшаяся на океани-

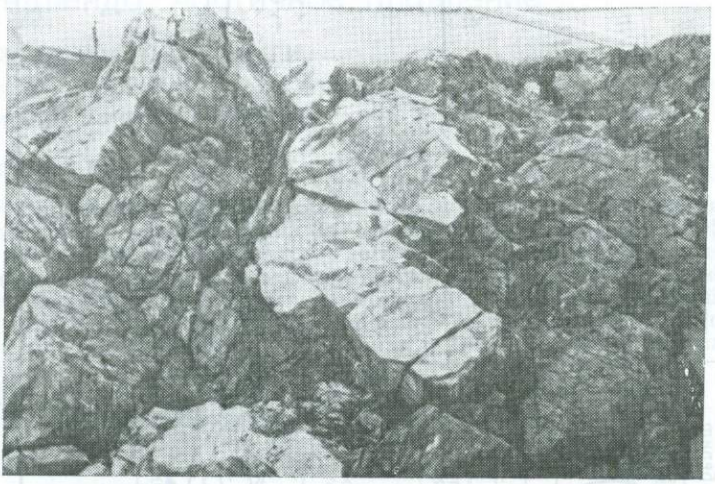


РИС. 2. Дайка трондьемита Туиллингейт, секущая недеформированные подушечные лавы группы Слипи-Ков.

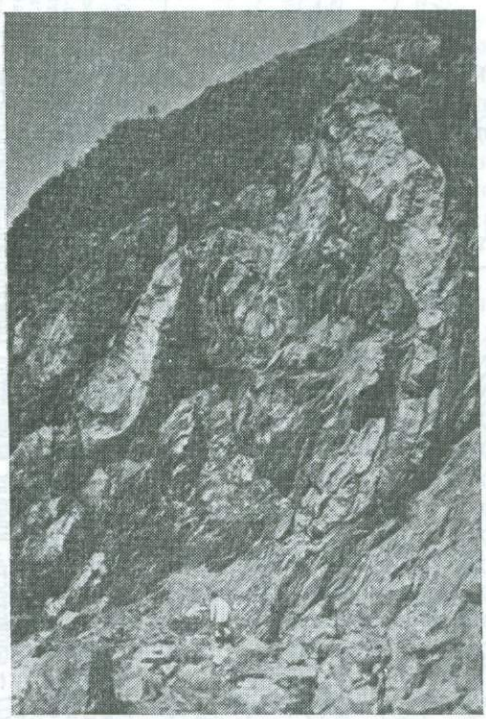


РИС. 3. Дайка трондьемита Туиллингейт, секущая вулканиты группы Слипи-Ков и сильно сплющенная вместе с ними в процессе одной и той же деформации.

ческой коре (см. обзор Стронга [37]). Плутон Туиллингейт залегает в основании островодужной серии или, возможно, в переходной зоне от нее к океанической коре. Вулканиты, окружающие плутон, расчленены на 3 группы:

Моретонс-Харбор, Чанспорт [38] и Слипи-Ков; их известная мощность достигает 8 км, но, возможно, она превышает 12 км [36, 45]. Группы Моретонс-Харбор и Слипи-Ков — самые древние, и только они прорываются трондьемитами Туиллингейт. Возраст группы Чанспорт точно не известен, но на основе общих геологических соотношений можно предположить [16, 17],

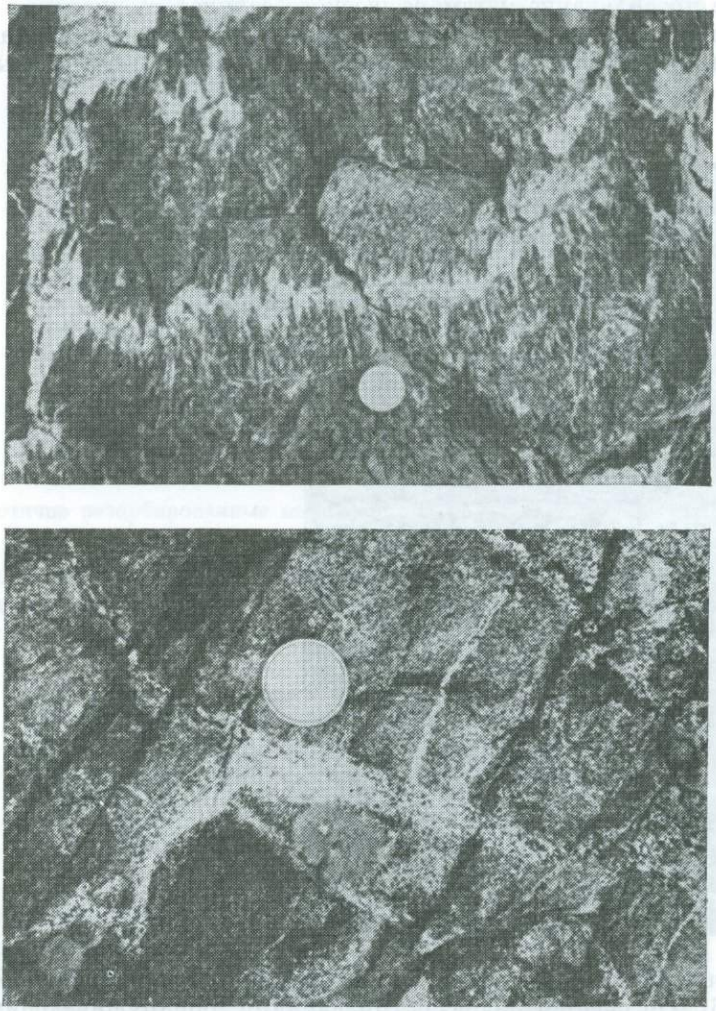


РИС. 4. Структура частичного плавления: трондьемитовые жилки, образовавшиеся за счет подушечной лавы.

что он является ордовикско-силурийским. Вильямс и др. [46] показали, что цирконы из плутона дают возраст 510 ± (17—16) млн. лет, тогда как радиологический ($^{40}Ar/^{39}Ar$) — возраст роговых обманок из секущих плутон даек и мафитовых ксенолитов в нем варьирует от 473 ± 9 до 438 ± 9 млн. лет. Они интерпретировали эти данные как указание на «продолжительный метаморфизм и/или медленное постметаморфическое остывание центральных частей плутона по сравнению с его южной периферией».

Локальная геология. Вокруг плутона Туиллингейт встречаются многочисленные дайки кварцевых порфиров сходного с трондьемитами состава.

Они характеризуются такой же интенсивностью и ориентировкой деформационных текстур, что и вулканиты: не деформированы там, где подушечные лавы не деформированы (рис. 2), и интенсивно расплющены в амфиболитах (рис. 3). С другой стороны, имеются участки (например, бухта Сэм-Джинс, рис. 1), где трондьемитовые расплавы явно образовались за счет амфиболизированных подушечных лав (рис. 4), и это наблюдается в той же самой части района, где преобладание метаморфического зернистого диопсида над амфиболом в интенсивно деформированных подушечных лавах указывает на высшую степень дегидратации. В плутоне содержатся многочисленные мафито-

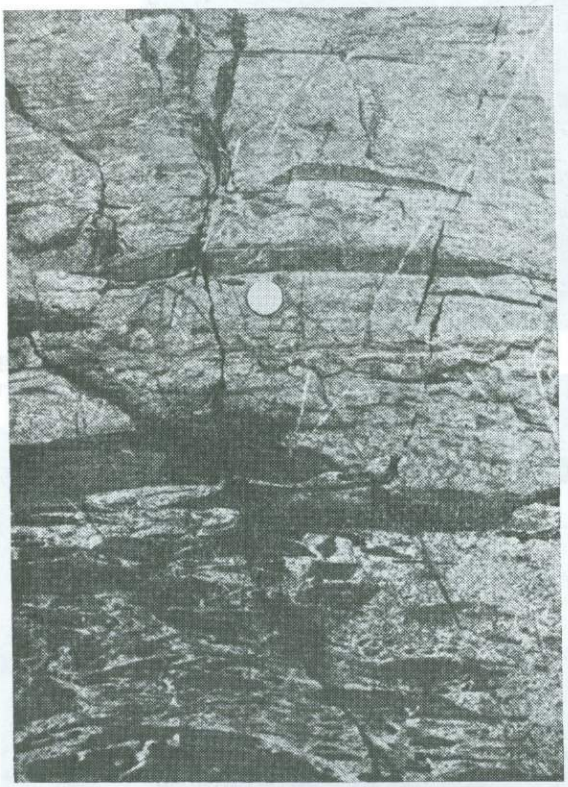


РИС. 5. Мафические включения в трондьемите Туиллингейт.

вые включения, в разной степени деформированные и резорбированные (рис. 5 и 6). Он сечется диабазовыми дайками, обнаруживающими разную степень деформированности и измененности, что означает их внедрение на разных стадиях до, во время и после метаморфизма (рис. 7 и 8). В недеформированных вулканитах, прорываемых плутоном, контактового метаморфимза не обнаружено.

Эти особенности привели Стронга и Пейна к выводу [38], что «мифический и фельзический магматизм продолжался в течение и после завершения интенсивной деформации в районе». Столь продолжительная магматическая активность могла поддерживать высокий тепловой поток для обеспечения длительности метаморфизма и остывания, на что указывали Вильямс и др. [46].

Породы групп Моретонс-Харбор и Слипи-Ков обнаруживают неравномерное увеличение интенсивности деформации и степени метаморфизма по направлению к контактам плутона, а деформация прослеживается и в его

пределы. Неравномерность этих изменений вместе с особенностями, описанными выше, говорит о том, что это не просто контактовое воздействие плутона, хотя и может косвенно отражать его влияние, например, в качестве источника остаточного тепла или упора во время деформации.

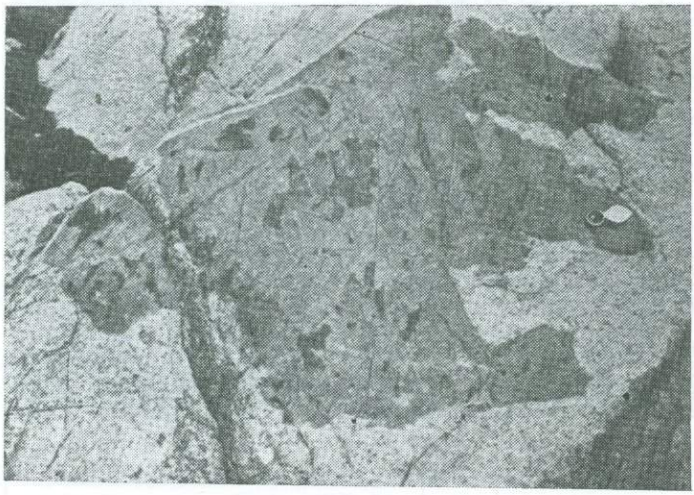


РИС. 6. Частично резорбированные мафические включения в трондьемите Туиллингейт.

Сам плутон наиболее интенсивно деформирован вдоль южного контакта и становится более массивным в центральной и северной частях. Обычно он сложен гнейсовидными породами с преобладанием четких плоскостных тек-

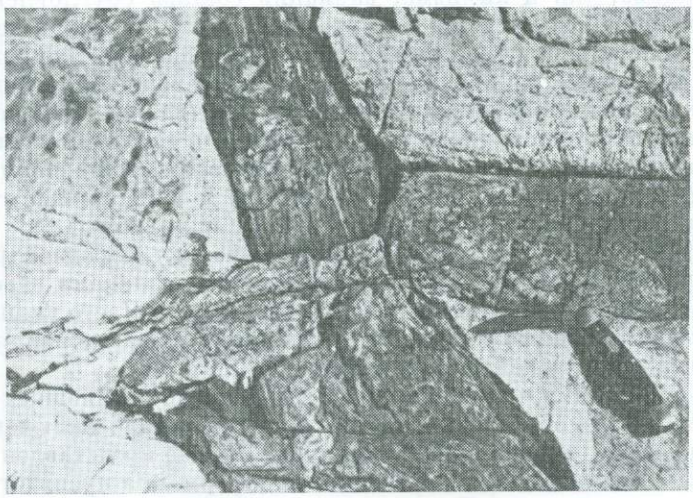


РИС. 7. Недеформированная диабазовая дайка, секущая деформированную и амфиболитизированную дайку и трондьемит Туиллингейт.

стур (*s*-ориентировка), местами отмечаются линейно-плоскостные текстуры (*l*-*s*-ориентировка), что подчеркивается кварцевыми обособлениями уплощенной или стержневидной формы; вдоль южного контакта породы милони-

тизированы. Эти главные текстуры местами осложнены кинкбандами и сжатыми складками, но в целом они параллельны или субпараллельны краям

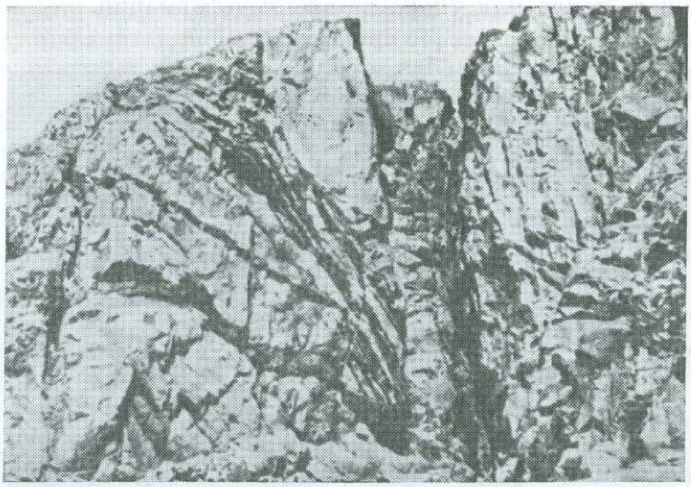


РИС. 8. Недеформированные диабазовые дайки, секущие трондьемит Туиллингейт.

плутона. Их происхождение не совсем ясно, хотя они скорее связаны с региональной тектоникой, чем с внедрением плутона.

Петрография

Плутон Туиллингейт примечательно однороден как в отношении минерального состава, так и химизма; вариации состава обусловлены главным образом резорбцией ксенолитов или вторичным изменением и деформацией. Типичные трондьемиты Туиллингейт серые или розовые, с вкрапленниками кварца до 1 см в диаметре; неравномерное распределение фемических минералов придает им пятнистый облик (рис. 5 и 6). Обычно они содержат примерно 45% прозрачного стекловидного кварца, иногда с голубым оттенком, около 45% натрового плагиоклаза, около 10% фемических минералов (хлорит по биотиту, хлоритизированная роговая обманка) и акцессорные гранат, циркон, эпидот и непрозрачные минералы (пирит и магнетит).

В шлифах это типичная полнокристаллическая порода с равномернозернистой гранитной структурой, хотя обычно с признаками перекристаллизации, приводящей к развитию мозаичной структуры. Часто видны характерные признаки деформации, такие, как волнистое погасание кварца, трещины в плагиоклазе и растяжение кристаллов.

Кварц обычно встречается в виде крупных плохо ограненных кристаллов с волнистыми и зазубренными краями, а также в виде включений во всех других минералах. Полевой шпат в типичном случае представлен ксеноморфным олигоклаз-альбитом, хотя изменения и деформация препятствуют точному определению его состава. Большинство кристаллов испещрено вторичными серицитом и эпидотом, хотя местами видны свежие альбитовые каймы. Иного рода зональность редка. Местами наблюдаются очень небольшие количества калиевого полевого шпата в виде интерстиционного микроклина, а также антипертита по краям плагиоклазовых зерен и в виде включений в кварце.

Фемические минералы играют подчиненную роль и обычно представлены вторичным хлоритом, замещающим роговую обманку и более редким биоти-

Таблица 1

Химические анализы тондьемитов Туиллингейт

№ образца	JP5	JP12	JP13	JP15	JP24	JP26	JP27	JP30	JP34	JP36	JP37	JP39	JP40	JP43	JP44	JP45
SiO_2	72,00	78,40	77,20	77,40	75,90	71,90	77,40	79,10	73,80	73,80	70,90	72,00	76,60	74,20	74,20	75,50
TiO_2	0,24	0,16	0,19	0,13	0,17	0,33	0,18	0,10	0,22	0,23	0,25	0,21	0,12	0,24	0,22	0,22
Al_2O_3	13,50	11,70	13,10	12,00	12,50	13,30	11,80	12,00	13,10	13,00	13,00	14,10	11,50	12,90	12,90	13,20
Fe_2O_3 [a]	2,79	2,07	2,29	1,53	2,28	3,64	1,42	1,13	2,71	1,18	4,32	3,00	1,81	2,75	2,65	2,12
MnO	0,06	0,02	0,05	0,01	0,06	0,05	0,02	0,02	0,09	0,02	0,06	0,02	0,03	0,06	0,06	0,02
MgO	1,60	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,20	0,10	0,50	0,0	0,0	0,30	0,0
CaO	1,91	0,33	2,06	0,93	0,78	2,21	1,43	0,18	2,40	2,63	3,56	2,39	0,77	2,37	1,51	2,34
Na_2O	4,86	6,12	4,70	5,62	5,09	5,91	5,47	5,25	3,59	5,39	5,07	4,90	5,62	4,24	4,97	5,58
K_2O	0,86	0,14	0,40	0,35	0,19	0,32	0,26	0,74	0,81	0,33	0,74	0,16	0,34	0,48	0,48	0,16
P_2O_5	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,26	0,0	0,10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
П.п.п.	1,41	0,68	0,76	0,88	1,82	0,87	0,86	0,68	1,36	1,08	1,28	0,81	1,86	0,88	1,07	0,39
Сумма	99,24	99,62	100,75	98,85	98,79	98,53	99,10	99,20	98,18	98,86	99,28	98,09	98,65	98,12	98,36	99,53
Zr	107	62	137	188	110	111	109	90	93	57	56	90	90	55	59	75
Sr	93	37	76	46	85	8	57	18	110	166	135	131	40	126	100	151
Rb	12	2	7	6	5	11	4	31	12	9	14	2	7	9	8	3
Zn	34	42	33	23	43	53	21	26	53	15	63	16	44	39	46	18
Cu	7	5	6	7	20	18	9	11	9	7	12	7	16	12	58	10
Ba	104	13	111	67	57	16	30	172	90	51	67	83	16	101	121	48
Nb	5	5	6	8	5	6	7	6	4	3	4	4	6	6	5	5
Ga	14	12	16	14	15	13	13	15	15	13	16	14	12	13	13	12
Pb	5	3	4	2	1	—	2	9	—	2	—	7	7	—	1	—

Таблица 1 (продолжение)

№ образца	JP46	JP47	JP48	JP49	JP51	JP52	JP57	JP58	JP66	JP67	JP76	JP101	JP102	JP106	JP109	JP110
SiO_2	74,30	74,80	76,40	75,00	73,10	72,30	75,30	72,90	74,90	71,00	69,40	71,40	75,30	73,10	76,10	75,70
TiO_2	0,22	0,16	0,23	0,19	0,22	0,21	0,20	0,22	0,25	0,30	0,35	0,29	0,25	0,27	0,23	0,28
Al_2O_3	13,00	12,20	13,30	12,90	13,60	13,40	13,00	12,70	12,90	13,90	15,30	14,80	12,80	13,20	12,90	13,30
Fe_2O_3 [a]	2,30	2,56	1,92	2,36	2,89	2,80	2,52	2,63	2,96	4,06	4,65	3,51	2,60	3,52	2,47	2,35
MnO	0,03	0,04	0,03	0,06	0,08	0,08	0,05	0,07	0,08	0,09	0,06	0,07	0,05	0,05	0,57	0,25
MgO	0,10	1,50	0,0	1,40	0,09	1,40	0,50	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,50
CaO	2,00	0,92	3,14	2,22	1,63	2,93	0,75	2,08	1,60	2,92	3,19	2,49	1,79	0,93	1,69	1,15
Na_2O	5,30	5,73	4,61	4,64	5,38	4,67	5,50	5,47	5,00	4,20	3,21	4,16	4,73	5,80	4,73	5,42
K_2O	0,47	0,16	0,40	1,01	0,30	0,71	0,10	0,59	0,88	0,50	0,53	0,55	0,91	0,22	0,64	0,27
P_2O_5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,06	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
П.п.п.	0,98	0,82	0,51	0,58	0,95	1,36	1,26	1,69	1,02	1,37	1,84	0,90	0,82	1,61	0,83	0,92
Сумма	98,70	98,89	100,54	100,36	99,05	99,86	99,18	98,35	99,59	98,34	98,59	98,17	99,25	98,70	100,16	100,14
Zr	83	80	90	72	105	71	88	85	90	53	72	61	57	104	112	88
Sr	113	91	156	82	109	100	83	50	132	135	132	129	106	50	117	112
Rb	8	4	9	20	7	8	2	9	14	8	9	8	20	3	55	5
Zn	17	29	49	43	51	36	39	42	46	57	49	55	45	43	48	25
Cu	9	13	9	7	7	8	10	10	7	7	27	14	31	146	7	15
Ba	42	39	78	134	70	61	13	54	128	82	61	88	143	26	101	104
Nb	5	5	6	6	5	4	6	6	5	5	5	5	4	6	6	5
Ga	13	14	15	12	15	14	12	13	14	15	13	17	13	14	13	11
Pb	—	1	3	—	7	—	—	5	1	7	4	5	5	2	7	5

[a] Все железо в виде Fe_2O_3. Содержания главных элементов приведены в %, а элементов-примесей — в $млн^{-1}$.

том. Роговая обманка наиболее обильна в «гибридных» породах, где она представляет собой реликтовый минерал мафических ксенолитов. В сохранившихся свежих участках она резко плеохроирует от желтого до темно-зеленого. Гранат тоже встречается как тугоплавкая фаза резорбированных ксенолитов, образуя пятнообразные кристаллы до 1 см в диаметре.

Эти петрографические особенности позволяют назвать породу тронд'емитом в соответствии с определением Гольдшмидта [24]: «Лейкократовые кислые плутонические породы, главными компонентами которых являются богатый натрием плагиоклаз и кварц. Калиевый полевой шпат полностью отсутствует или присутствует лишь в подчиненных количествах. Наиболее важным из фемических компонентов является биотит, хотя он присутствует в небольших количествах» (цит. по [30]).

Химизм

Введение. В рамках рекогносцировочного геохимического изучения гранитоидных пород восточного Ньюфаундленда [39] было проанализировано 110 образцов. Они были отобраны в меру возможности по квадратной сетке через 1 милю; три таких квадрата были опробованы более детально [36].

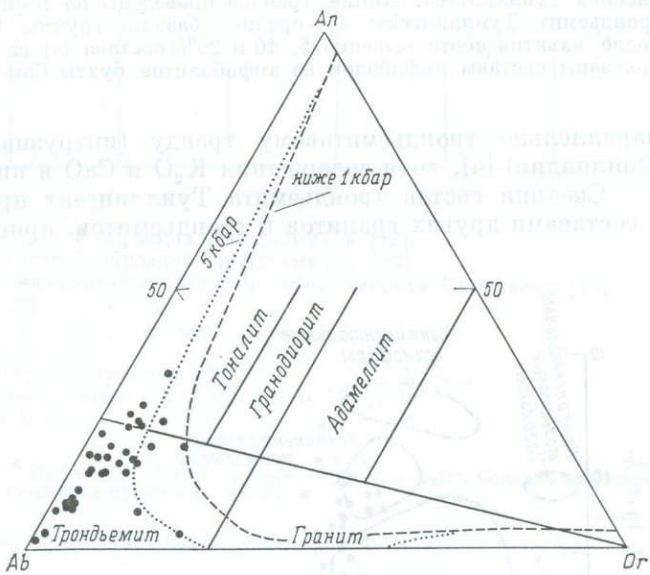


РИС. 9. Соотношение нормативных (CIPW) Ab, An и Or (вес. %) в породах тронд'емитового массива Туиллингейт. Сплошные линии — классификационные границы О'Коннора [34], прерывистые линии ограничивают поле плагиоклаза [23].

Хотя эти данные послужили подтверждением однородности плутона Туиллингейт, для целей данной главы мы опустили все анализы, где сумма главных компонентов выходит за пределы 98—101%. Этому критерию отвечают лишь 32 анализа (табл. 1), но мы считаем, что они адекватно представляют состав плутона. Кроме того, 10 анализов пород плутона и даек приведено в работе Коиша [12], все они имеют сходный состав с рассматриваемыми здесь породами.

Как главные элементы, так и элементы-примеси определялись методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии с использованием в первом случае сплавления с тетраборатом лития, а во втором — просто порошка породы. Na_2O и MnO определялись атомно-абсорбционной спектроскопией. Детали методики, чувствительность и точность охарактеризованы в работе Пейна[36].

Главные особенности. Наиболее примечательная особенность химических анализов (табл. 1) — незначительные вариации состава при устойчиво

высоких содержаниях SiO_2 и Na_2O и низких K_2O, Al_2O_3, Sr и Ba. Породы могут быть названы низкоглиноземистыми трондьемитами в понимании Баркера и др. [5], хотя и содержат почти всегда нормативный корунд.

Соотношения нормативных полевых шпатов (рис. 9) указывают на типично трондьемит-тоналитовый состав согласно классификации О'Коннора [34]. На диаграмме CaO — Na_2O — K_2O (рис. 10) составы пород проецируются



РИС. 10. Весовые соотношения CaO (C) : Na_2O (N) : K_2O (K) в породах трондьемитового массива Туиллингейт. Линии трендов проведены по Баркеру и Арту [4]. *а* — средний трондьемит Туиллингейт; *б* — средний базальт группы Слипи-Ков; *в*, *г*, *д* — остатки после изъятия соответственно 5, 10 и 20% состава (*а*) из состава (*б*). Треугольниками показаны составы амфиболов из амфиболитов бухты Сэм-Джинс.

параллельно трондьемитовому тренду (интрузивной серии юго-западной Финляндии) [4], хотя содержания K_2O и CaO в них даже ниже.

Средний состав трондьемита Туиллингейт приведен в табл. 2 вместе с составами других гранитов и трондьемитов, приведенными для сравнения.

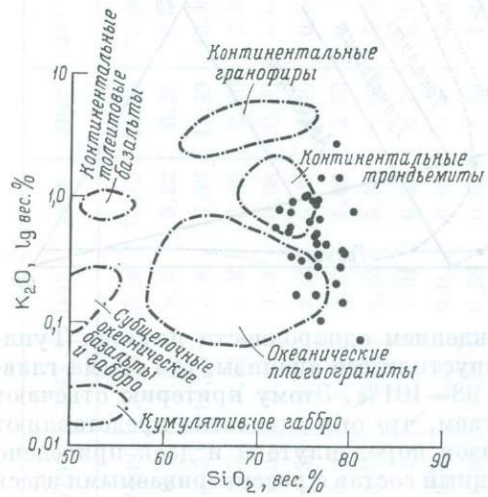


РИС. 11. Содержания K_2O и SiO_2 в трондьемитах Туиллингейт в сравнении с другими сериями пород, показанными по Колману и Питерману [14].

Табл. 2 показывает, что среднее содержание SiO_2 в трондьемите Туиллингейт выше, чем в других трондьемитах, и значительно выше, чем в среднем плагиограните Кипра. Гликсон и Шератон [23] приводят одинаковые средние содержания SiO_2 для трондьемитов Карраванг и Туиллингейт, тогда как Ларсен и Полдерварт [32] и Хоц [29] для трондьемитов США приводят более низкие значения. На диаграммах SiO_2 — K_2O (рис. 11) анализы туил-

Таблица 2

Сопоставление среднего состава трондьемитов Туиллингейт (по 33 анализам) с составом других трондьемитов

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	74,45	70,8	72,8	74,60	70,2	68,58	66,7	73,6
TiO_2	0,22	0,18	0,1	0,15	0,22	0,29	0,72	0,33
Al_2O_3	13,02	15,8	15,5	13,96	17,2	17,10	14,0	12,3
Fe_2O_3	2,62 [а]	0,9	0,4	1,02 [а]	0,71	0,76	3,4	3,7
FeO	—	1,3	0,6	—	1,0	1,44	3,1	1,6
MnO	0,07	—	—	0,03	0,06	0,23	—	0,03
MgO	0,28	0,8	0,2	0,31	0,66	1,18	1,6	0,44
CaO	1,85	3,1	2,5	1,20	3,5	4,40	4,9	2,1
Na_2O	5,03	4,8	5,4	7,40	4,7	4,69	2,7	4,1
K_2O	0,47	1,8	2,0	0,49	0,91	0,96	0,34	0,33
H_2O [г]	1,07 [б]	0,4 [в]	0,2 [в]	1,19	0,62	0,58	2,2 [в]	1,35 [б]
P_2O_5	0,01	0,1	0,2	0,03	0,05	0,32	0,12	—
Zr	88	—	—	100	85	—	70	70
Sr	97	—	—	298	1000	—	132	109
Rb	10	—	—	10—30	—	—	$<3,4$	1,6
Zn	39	—	—	—	—	—	—	—
Cu	17	—	—	7	13	—	$<1,5$	1,5
Ba	74	—	—	371	300	—	11	7
Nb	5							
Ga	14							
Pb	3							

1 — Туиллингейт.
2 — батолит Болд-Рок; среднее для 9 образцов трондьемитов [32].
3 — батолит Болд-Рок; среднее для 3 образцов трондьемитов [32].
4 — среднее для 7 образцов трондьемитовых галек из конгломерата Карраванг [23].
5 — трондьемит, Кратги-Пик [29]; трондьемит, Уайт-Рок, № 54 [29]; трондьемит, Уайт-Рок, № 55 [29] } среднее.
6 — кальциевый трондьемит, Карибу-Маунтин [29].
7 — среднее для 3 плагиогранитов Кипра (Cy 55C, 55A и 52) [14].
8 — кипрский кератофир Cy 55B [14].

[а] Все железо в виде Fe_2O_3. [б] H_2O и CO_2. [в] Только H_2O^+. [г] $H_2O^+ + H_2O^-$. Содержания главных элементов приведены в %, а элементов-примесей — в $млн^{-1}$.

лингейтских пород перекрывают выделенные Колманом и Питерманом [14] поля как континентального трондьемита, так и океанического плагиогранита. Содержания TiO_2 и MnO очень устойчивы во всех трондьемитах. Содержание MgO тоже устойчиво, если не считать его повышения в более кальциевых породах. CaO в трондьемитах Туиллингейт содержится меньше, чем в других трондьемитах, за исключением карравангских, а Na_2O — примерно столько же, за исключением плагиогранитов и гранофиров Кипра, которые содержат значительно больше Na_2O. Содержание Al_2O_3 в трондьемите Туиллингейт ниже, чем в других породах, кроме кипрских гранофиров.

Сопоставление содержаний элементов-примесей затруднено из-за недостатка опубликованных анализов, но имеющиеся данные позволяют заключить, что трондьемиты Туиллингейт по сравнению с другими близкими к ним породами сильно обеднены Ba и Sr, но имеют сопоставимые содержания Zr,

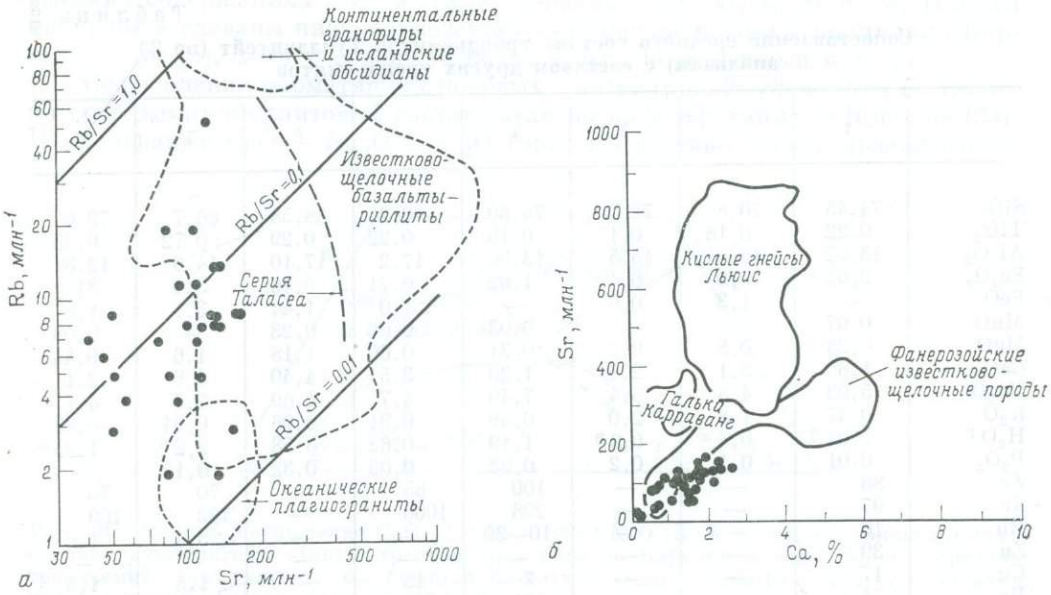


РИС. 12. *а* — отношение Rb/Sr в трондьемитах Туиллингейт в сравнении с другими сериями пород, показанными по Колману и Питерману [14]; *б* — отношение Sr/Ca в трондьемитах Туиллингейт в сравнении с другими сериями пород, показанными по Гликсону и Шератону [23].

Rb и Cu. По величине отношения Rb/Sr (рис. 12, *а*) и Ca/Sr (рис. 12, *б*) они попадают в поля современных известково-щелочных серий.

Петрогенезис

Современные взгляды на генезис трондьемитов. Трондьемиты и натровые граниты не являются обычными породами; они были предметом многих разных интерпретаций. Гольдшмидт [24] допускал возможность, что натровые дифференциаты образуются в результате фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Батти [9] и Куно [31] подчеркивали важное значение воды в образовании существенно натровых кислых пород. Батти предположил, что этот процесс происходит в постмагматическую стадию, так как альбитизацию полевых шпатов связывали с перераспределением щелочей во время погружения риолитов. Куно полагал, что обогащение водой может происходить в связи с ассимиляцией базальтовой магмой гранитных или кремнеземистых осадочных пород. Фосли [19] рассматривал амфиболиты, серпентиниты, трондьемиты и граниты Норвегии как комагматичные, сформированные путем дифференциального выжимания расплава в ходе кристаллизации. Офтедаль [35] предположил, что исключительное преобладание натрия в кератофирах, скорее всего, связано не с магматизмом, а с метасоматозом в результате воздействия морской воды на риолитовые пеплы или при подъеме гранитной магмы сквозь водосодержащие геосинклинальные осадки. Барт [7] и Чини и Стьюарт [11] полагали, что трондьемитовые магмы образуются в результате плавления граувакк в ходе метаморфизма и глубокого погружения, признавая более вероятным процессом анатексис, чем фракционную кристаллизацию.

В ряде недавних работ [13, 14, 41] подчеркивается связь мелких линз трондьемитов с офиолитовыми сериями и предполагается, что они являются остатком от фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Трондьемиты

обычно сопоставляются с норвежским нижнепалеозойским петротипом, который слагает мелкие тела в амфиболитах, образовавшихся, вероятно, по офиолитам и островодужным сериям [25, 44]. Гликсон [20, 21], Гликсон и Шератон [23] и Гликсон и Ламберт [22] высказали мысль, что крупные тела натровых гранитов и трондьемитов внедрились в примитивную архейскую кору на очень ранней стадии, после чего на поздней стадии внедрились калиевые граниты. В этой модели подразумевалась первичная кора, состоявшая из стратиформных ультрабазитовых и базитовых ассоциаций океанического типа, подвергшихся «мегакоробланию» с образованием линейных зон погружения. Под такими трогами происходило частичное плавление эклогита на глубине 100—150 км в присутствии воды или амфиболита на глубине около 30 км с образованием натровых гранитов. Натровые граниты представляют большие объемы мало дифференцированных бедных летучими кислых расплавов, внедрявшихся в виде диапиров в условиях крутого геотермического градиента. Арт и Хансон [3] и Баркер и Арт [4] наряду с другими авторами предполагают, что в образовании трондьемитов и кварцевых диоритов принимали участие одни и те же петрологические (но не обязательно тектонические) процессы.

Хоц [29] пришел к выводу, что трондьемитовые магмы в Сьерра-Неваде поднимались из погружающейся на восток зоны субдукции, причем по направлению к востоку батолиты становились все более калиевыми. Это согласуется с подобными же моделями, предложенными Диккинсоном [18], Бейтманом и Доджем [8] и другими. Фракционирование плагиоклаза в коровых условиях могло затем привести к обогащению K. Позднекинематические калиевые граниты могли также образоваться при анатексисе ранних натровых гранитов (см., например, [23]). Однако, как показано в обзоре Уайли и др. [47], из экспериментальных данных вытекает, что гранитные породы не образуются за счет частичного плавления в условиях мантии.

Итак, было предложено четыре главных процесса для объяснения генезиса трондьемитов: 1) фракционная кристаллизация базальтовой магмы, 2) метасоматический привнос Na, обычно в водных растворах, 3) анатексис осадков во время метаморфизма и 4) частичное плавление эклогита или амфиболита. При рассмотрении вопроса о возможном происхождении трондьемитов Туиллингейт следует оценить геохимические данные, а также их соотношение с экспериментальными работами и геологическим положением пород, имея в виду перечисленные выше процессы.

Элементы-примеси. Низкое содержание крупноионных литофильных (КИЛ) элементов-примесей в трондьемитах Туиллингейт является их наиболее примечательной особенностью, исключающей возможность образования последних из осадочной породы или в результате метасоматоза и оставляющей две другие альтернативы: фракционирование кристаллов или частичное плавление магматических протолитов.

Если доминирующим механизмом было фракционирование кристаллов, должен наблюдаться тренд от основных к остаточным кислым породам. Но в рассматриваемом районе никаких признаков этого не обнаружено, а выявлена заметная нехватка пород среднего состава. Этот процесс привел бы также к повышению содержаний КИЛ-элементов-примесей, особенно в столь кислых породах, чего не наблюдается.

Главные элементы. Рассматривая описанные выше полевые соотношения (см., например, рис. 4), можно заключить, что трондьемитовые жилки и агматиты образовались вследствие переноса вещества в паровой фазе без участия частичного плавления. Однако Холлоуэй [27] показал, что такие флюиды (по крайней мере в условиях амфиболитовой фации) сильно обеднены Ca и Fe и имеют состав, отличающийся от состава трондьемитов Туиллингейт (рис. 13). Хотя последние примерно попадают в магматическое поле, пока-

занное Холлоуэем (рис. 13), это означает лишь равновесие между кристаллами и силикатной жидкостью, которое могло быть результатом или частичного плавления, или фракционирования кристаллов.

Составы трондьемитов Туиллингейт нанесены на диаграмму Ab — An — Q (рис. 14), на которой также показаны фазовые границы по Хоффману [26], основанные на экспериментах по плавлению натуральных пород. Хотя рассматриваемые породы в действительности представляют ортоклазодержащую систему (поскольку слюды и плагиоклаз содержат K_2O), калиевый

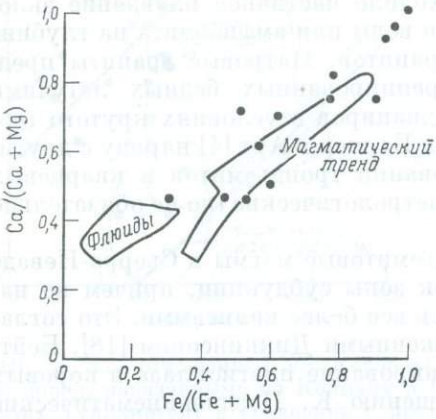


РИС. 13. Составы трондьемитов Туиллингейт в сравнении с экспериментально установленными составами силикатных жидкостей (магматический тренд) и паров (флюиды) в системе базальт — H_2O — CO_2 по Холлоуэю [27]

полевой шпат как самостоятельная фаза в них очень редок, и их фазовые соотношения нельзя сравнивать с ортоклазодержащими котектическими составами, поскольку все составы этих пород, кроме трех, проецируются в поле плагиоклазового твердого раствора, по крайней мере до $P = 5$ кбар (рис. 9). Таким образом, мы рассматриваем их лишь с точки зрения фазовых



РИС. 14. Соотношение An : Ab : Q (вес. %) в трондьемитах Туиллингейт в сравнении с кварц-плагиоклазовыми котектиками, показанными по данным Хоффмана [26].

соотношений в системе плагиоклаз — кварц (—H_2O) (рис. 14), как они недавно установлены Хоффманом [26]. Следует отметить, что на рис. 14 нанесены не нормативные количества CIPW, а мезонормативные пропорции Барта [6], более соответствующие проекционному методу Хоффмана. Применяемая здесь методика проецирования нестрого отвечает методу Хоффмана, поскольку для этого недостаточно данных по модальному составу. С учетом этих оговорок (вероятно, несущественных) составы трондьемитов Туиллингейт соответствуют экспериментально установленным составам при $P_{H_2O} = P_{общ} = 4$ кбар (наиболее близкий к трондьемиту образец Хоффмана, № 27m, начинает плавиться при 660 °C, при 700 °C он примерно на 70% по объему состоит из расплава, а при 712 °C — примерно на 90% [Хоффман, 1977 г., личное сообщение]), и мы считаем это давление вполне вероятным равновесным давлением для плутона Туиллингейт.

Эти условия сравниваются с другими подходящими данными на PT-диаграмме (рис. 15), откуда видно, что они соответствуют условиям верхних ступеней амфиболитовой фации метаморфизма. Хотя экспериментальных данных по низкокалиевым базальтовым составам групп Слипи-Ков и Моретонс-Харбор не имеется, солидусная кривая для толеита Килауэа извержения 1921 г. [28] на PT-диаграмме (рис. 15) пересекает горизонтальный отрезок, отвечающий предполагаемым условиям равновесия для трондьемита Туиллингейт. Мы берем это как указание на то, что туиллингейтские породы

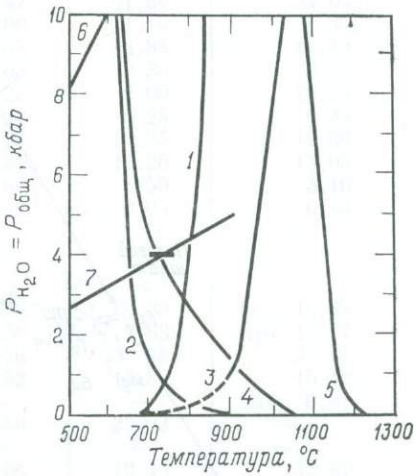


РИС. 15. Возможные PT-условия образования трондьемитов Туиллингейт — горизонтальный отрезок (4 кбар). Показаны кривые: *1* — примерная граница амфиболитовой и гранулитовой фаций; *2* — минимум плавления гранита [Tuttle and Bowen, 1958]; *3* — верхний предел устойчивости амфибола [Yoder and Tilley, 1966]; *4* — солидус базальта Килауэа извержения 1921 г. [28]; *5* — ликвидус базальта [Yoder and Tilley, 1962]; *6* — океаническая геотерма; *7* — геотерма для 60° С/км.

могли образоваться путем частичного плавления низкокалиевого базальта в условиях, близких к тем, при которых он находился в равновесии, т. е. почти in situ в условиях верхней ступени амфиболитовой фации. Заметим, что это требует высокого геотермического градиента, около 60 °С/км, но мы полагаем, что такой градиент мог создаваться благодаря поступлению тепла с базальтовой магмой, которая продолжала генерироваться во время образования трондьемитов Туиллингейт.

Если эти трондьемиты образовались в результате частичного плавления мафических пород района, то остаток после экстракции такого состава должен быть близок к наблюдаемым минеральным парагенезисам, что тоже согласуется с экспериментальными данными. В табл. 3 приведены средние составы трондьемитов Туиллингейт (а), мафитов группы Слипи-Ков, самой нижней вулканической толщи района (б) и остаток после извлечения (а) из (б) в количестве 5% (в), 10% (г) и 20% (д).

Вследствие очень высокого содержания SiO_2 в трондьемитах Туиллингейт остаток быстро обедняется SiO_2 при сравнительно небольших изменениях содержания других элементов (табл. 3). Эти весьма недосыщенные составы с такими нормативными минералами, как ларнит и калиофиллит, образуют тренд, направленный в сторону состава амфиболов (рис. 16), которые и в самом деле являются доминирующей остаточной фазой, наблюдаемой в ксенолитах. Эти соотношения отражены схематически на рис. 16, где показаны также фазовые соотношения, предполагаемые Которном и Брауном (1976) для P_{H_2O} свыше 2 кбар. На этой диаграмме ясно виден тренд от среднего состава базальта Слипи-Ков к смеси с преобладанием амфибола. Хотя фазовые границы здесь в общем соответствуют наблюдаемым соотношениям, за исключением непоказанного пироксена, мы предполагаем, что могли иметь место условия, при которых поле граната было больше и существовала гранат-амфибол-полевошпатовая перитектика (пунктирные линии).

Отметим, что требуемые для образования трондьемита Туиллингейт условия отличаются от тех, которые могли создаваться вдоль зон субдукции по крайней мере в рамках ныне существующих моделей (например, [42]). Напротив, это скорее могли быть условия, преобладающие в основании вулканической толщи мощностью около 12 км с притоком тепла от крупных объемов базальтовой магмы. Вулканическая толща в районе Туиллингейт имеет мощность около 12 км, а базальтовый магматизм определенно имел

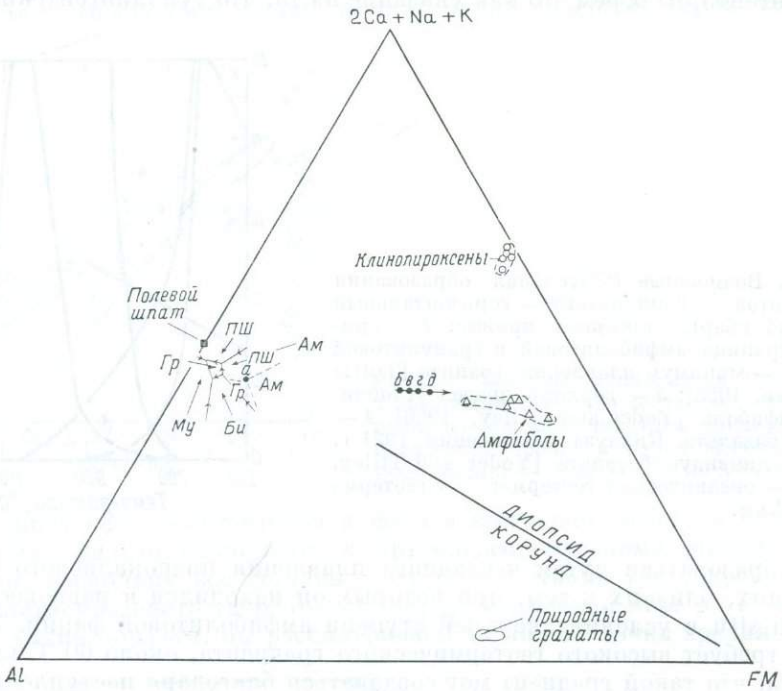


РИС. 16. Возможные соотношения фаз при образовании трондьемита Туиллингейт. Сплошные линии — границы фаз по Которну и Брауну [Cawthorn and Brown, 1976] для P_{H_2O} свыше 2 кбар, пунктирные линии — предполагаемые фазовые соотношения при образовании трондьемита Туиллингейт (поля граната и полевого шпата увеличены за счет амфибола). Буквы *а*, *б*, *в*, *г*, *д* означают то же, что и на рис. 10. Показаны составы клинопироксена и амфибола из пород участка Сэм-Джинс; поле «природного граната» оконтурено по Которну и Брауну [Cawthorn and Brown, 1976]. Сокращения: Гр — гранат, ПШ — полевой шпат, Ам — амфибол, Би — биотит, Му — мусковит. Линия, направленная от вершины FM к полевому шпату, разделяет диопсиднормативные и корундормативные составы.

место до, во время и после образования трондьемитов Туиллингейт. Таким образом, напрашивается вывод, что тектонические модели для образования трондьемитов вдоль зон субдукции требуют некоторой переоценки.

Сходство трондьемитов Туиллингейт и мафитовых пород с соответствующими породами других трондьемит-амфиболитовых комплексов может говорить в пользу представлений о ведущей роли в образовании трондьемитов частичного плавления во время метаморфизма в условиях верхней ступени амфиболитовой фации.

Эта работа финансировалась Национальным советом научных исследований Канады (субсидия № A5548 Вильямсу и № A7975 Стронгу), Департаментом энергетики, горно-рудной промышленности и ресурсов Канады (договор № 1135-D13-4-193/72 с Вильямсом и № 1135-D13-4-18/72 со Стронгом), а так-

Таблица 3

Средние составы трондьемитов Туиллингейт (а), базальтов Слипи-Ков (б) и остатков после извлечения 5% (в), 10% (г) и 20% (д) состава (а) из состава (б)

	Средний трондьемит Туиллингейт (а)	Средний базальт Слипи-Ков (б)	5% (в)	10% (г)	20% (д)
SiO_2	75,96	49,28	45,47	41,66	34,05
TiO_2	0,22	0,91	1,00	1,10	1,30
Al_2O_3	13,59	16,09	16,45	16,85	17,60
Fe_2O_3	0,50	2,63	3,00	3,30	3,90
FeO	2,01	7,47	8,25	9,00	10,55
MnO	0,07	0,20	0,21	0,25	0,30
MgO	0,29	8,20	9,25	10,35	12,60
CaO	2,00	10,35	11,50	12,20	15,05
Na_2O	5,25	3,83	3,65	3,50	3,10
K_2O	0,49	0,13	0,09	0,05	0,00
Нормы CIPW					
Q	38,51	—	—	—	—
Or	2,84	0,78	0,54	0,30	Lc 14,89
Ab	43,56	29,50	15,50	2,83	Kpl 10,97
An	9,37	26,57	28,56	30,65	37,01
Ne	—	1,74	8,52	14,80	15,42
Cor	0,89	—	—	—	Lar 6,81
Di	—	20,45	23,59	25,03	—
Hy	3,70	—	—	—	—
Ol	—	15,37	16,96	19,40	42,87
Mt	0,71	3,85	4,40	4,87	6,13
Il	0,42	1,74	1,92	2,83	2,68
Мезонормы Барта [Barth, 1961]					
Q	40,60	—	—	SiO_2 недостаточно для расчета мезонорм	SiO_2 недостаточно для расчета мезонорм
Ab	43,83	22,80	13,17		
An	8,66	27,14	29,23		
Cor	1,18	—	—		
Edenite	—	33,78	39,32		
Ne	—	—	3,49		
Bio	4,28	1,19	0,83		
Hy	0,20	8,03	—		
Di	—	—	—		
Ol	—	0,83	6,92		
Mt	0,71	3,93	4,50		
Sphene	0,54	2,30	2,54		

же Отделом горно-рудной промышленности и энергетики Ньюфаундленда (Проект 4-3 DREE Program). Мы благодарны Эндрюсу, Прессу и Ватре за химические анализы, а Коллерсону, Дулану, Фрайеру, Хоффману, Джеймисону и Вильямсу за критическое прочтение рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Barker F.*, Rare-earth partitioning between Hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas, Geology, 4, 534-536, 1976.
2. *Arth J. G., Barker F., Friedman I., Desborough G. A.*, Geochemistry of the gabbro, diorite, tonalite, trondhjemite suite of the Kalanti area, southwest Finland, Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs, 6, 637-638, 1974.
3. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths, Contrib. Miner. Pet., 37, 161-174, 1972.

4. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, Geology, 4, 596-600, 1976.
5. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1,7- to 1,8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico, Geochemistry and depths of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189-198, 1976.
6. *Barth T. F. W.*, Principles of classification and norm calculations of metamorphic rocks, J. Geol., 67, 135-152, 1959.
7. *Barth T. F. W.*, A final proposal for calculating the mesonorm of metamorphic rocks, J. Geol., 70, 497-498, 1962.
8. *Bateman P. C., Dodge F. C. W.*, Variations of major chemical constituents across the central Sierra Nevada Batholith, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 409-420, 1970.
9. *Battey M. H.*, The petrogenesis of spilitic rock series from New Zealand, Geol. Mag., 93, 83-110, 1956.
10. *Binns R. A.*, Experimental studies of metamorphism of Broken Hill, *In*: "Broken Hill Mines-1968", Aust. Inst. Min. Metall. Melbourne, pp. 199-204, 1968.
11. *Cheney E. S., Stewart R. J.*, Subducted graywacke in the Olympic Mountains, U.S.A.— implications for the origin of Archean sodic gneisses, Nature, 258, 60-61, 1975.
12. *Coish R. A.*, Geology and petrochemistry of Trump Island, Notre Dame Bay, Newfoundland, Unpubl. B.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, 68 pp., 1973.
13. *Coleman R. G.*, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges, J. Geophys. Res., 76, 1212-1222, 1971.
14. *Coleman R. G., Peterman Z. E.*, Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099-1108, 1975.
15. *Dean P. L.*, Stratigraphy and Metallogeny of the Notre Dame Bay Region, Central Newfoundland, Unpubl. M. Sc. thesis, Memorial University, St. John's, Newfoundland, 1977.
16. *Dean P. L., Strong D. F.*, The volcanic stratigraphy, geochemistry and metallogeny of the central Newfoundland Appalachians, Ann. Mtg. Geol. Assoc. Canada, Waterloo, Ontario (Abstr. with Programs), 745-746, 1975.
17. *Dean P. L., Strong D. F.*, 1 : 50 000 scale geological maps of Notre Dame Bay, Open file release by Geol. Surv. Canada and Newfoundland Dept. of Mines and Energy, 1976.
18. *Dickinson W. R.*, Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics, Rev. Geophys. Space Phys., 8, 813-860, 1970.
19. *Foslie S.*, Field observations in northern Norway bearing on magmatic differentiation, J. Geol., 29, 701-709, 1922.
20. *Glikson A. Y.*, Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3233-3344, 1972.
21. *Glikson A. Y.*, Archean to early Proterozoic shield elements: Relevance of plate tectonics, *In*: Metallogeny and Plate Tectonics, D.F. Strong, ed., Geol. Assoc. Can. Sp. Paper, 14, 489-516, 1976.
22. *Glikson A. Y., Lambert I. B.*, Vertical zonation and petrogenesis of the early Precambrian crust in Western Australia, Tectonophysics, 30, 55-89, 1976.
23. *Glikson A. Y., Sheraton J. W.*, Early Precambrian trondhjemitic suites in western Australia and northwestern Scotland, and the geochemical evolution of shields: Earth Planet. Sci. Lett., 17, 227-242, 1972.
24. *Goldschmidt V. M.*, Geologische-petrographische Studien im hochebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem: Vidensk., Skr. Kristiana, 2, 76 pp., 1916.
25. *Gustavson M.*, The Caledonian Mountain chain of the southern Troms and Lofoten area, Part II. Caledonian rocks of igneous origin: Norsk. Geol. Unders., 261 pp., 1969.
26. *Hoffman C.*, Natural granitic rocks and the granite systems Qz-Or-Ab-An(H_2O) and Qz-Ab-An(H_2O): N. Jahrbuch f. Mineralogie, Monatshefte, 289-306, 1976.
27. *Holloway J. R.*, Composition of fluid phase solutes in a Basalt-H_2O-CO_2 System, Geol. Soc. Am. Bull., 82, 233-238, 1971.
28. *Holloway J. R., Burnham C. W.*, Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure: J. Pet., 13, 1-29, 1972.
29. *Hotz P. E.*, Plutonic rocks of the Klamath Mountains, California and Oregon, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 684-B, 1971.
30. *Johannsen A.*, A descriptive petrography of the igneous rocks, vol. 12, The quartz-bearing rocks, Chicago Press, Chicago, 428 pp., 1939.
31. *Kuno H.*, Origin of andesite and its bearing on the island arc structure: Bull. Volcanol., 32, 141-173, 1968.
32. *Larsen L. H., Poldervaart Arie*, Petrologic study of Bald Rock batholith, near Bidwell Bar, California, Geol. Soc. Am. Bull., 79, no. 1, 69-92, 1961.
33. *Miller H. G., Deutsch E. R.*, A gravity survey of eastern Notre Dame Bay, Newfoundland, In: Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, P.J. Hood, ed, Geol. Surv. Can. Paper, 71-23, 1973.

34. *O'Connor J. T.*, A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525-B, 1965.
35. *Oftedahl C.*, Om vulkanittene i den kaledonske Ijellkjede i Norge, Norg. Geol. Unders., 39, 263-265, 1959.
36. *Payne J. G.*, The Twillingate Granite and its relationships to surrounding country rocks, Unpubl. M.Sc. thesis, Memoiral University of Newfoundland, St. John's Newfoundland, 159 pp., 1974.
37. *Strong D. F.*, Volcanic regimes of the Newfoundland Appalachians, *In*: Volcanic Regimes of Canada, W.R.A. Baragar, ed., Geol. Assoc. Canada Sp. Paper No. 16, 61-90, 1977.
38. *Strong D. F., Payne J. G.*, Early Paleozoic volcanism and metamorphism of the Moretons Harbour area, Newfoundland, Can. J. Earth Sci., 10, 1363-1379, 1973.
39. *Stroong D. F., Dickson W. L., O'Driscoll C. F., Kean B. F.*, Geochemistry of eastern Newfoundland granitoid rocks, Nfld. Dept. Mines and Energy, Min. Res. Div., Report 74-3, 140 pp., 1974.
40. *Taylor S. R.*, The application of trace element data to problems in petrology, Phys. and Chem. of the Earth, 6, 133-213, 1965.
41. *Thayer T. P.*, Metallogenic contrasts in the plutonic and volcanic rocks of the ophiolite assemblage, *In*: Metallogeny and Plate Tectonics, D. F. Strong, ed., Geol. Assoc. Can. Sp. Paper, 14, 211-220, 1976.
42. *Toksoz M. N., Minear J. W., Julien B. R.*, Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab, J. Geophys. Res., 76, 1113-1138, 1971.
43. *Turner F. J.*, Metamorphic petrology, Mineralogical and Field Aspects, McGraw-Hill, N.Y., 1968.
44. *Vokes F. M., Gale G. H.*, Metallogeny relatable to global tectonics in southern Scandinavia, *In*: Metallogeny and Plate Tec- Tonics, D.F. Strong, ed., Geol. Assoc. Canada Sp. Paper, 14, 411-440, 1976.
45. *Williams H., Payne J. G.*, The Twillingate Granite and nearby volcanic groups: an island arc complex in Northeast Newfoundland, Can. J. Earth Sci., 12, 982-995, 1975.
46. *Williams H., Dallmeyer R. D., Wanless R. K.*, Geochronology of the Twillingate granite and Herring Neck Group, Notre Dame Bay, Newfoundland: Can. J. Earth Sci., 13, 1591-1601, 1976.
47. *Wyllie P. J., Wuu-Liang Huang, Stern C. R., Maaloe S.*, Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences: Can. J. Earth Sci., 13, 1007-1019, 1976.
48. *Yajima T., Higuchi H., Nagasama H.*, Variations of rare earth concentrations in pigeonitic and hypersthene rocks series from Izu-Hakone region, Japan, Contrib. Miner. Pet., 35, 235-244, 1972.

Глава 17

Геохимия трондьемитов из Норвегии и ассоциирующихся с ними пород

Ф. Баркер и Х. Т. Миллард мл.

Краткое содержание

Приведены новые анализы петрогенных элементов и элементов-примесей, выполненные по трем образцам трондьемитов, биотитовому диориту и лейкогранодиориту из юго-западной части района Тронхейм. Трондьемиты относятся к высокоглиноземистому типу. Содержание Al_2O_3 в них составляет 16,5%, K_2O — 1,34%, Rb — 23—35 млн$^{-1}$, Sr — 581—645 млн$^{-1}$, Ba — 323—333 млн$^{-1}$. Концентрации р. з. э. в этих породах низкие: La и Ce в них содержится в 15—25 раз больше, чем в хондритах, Yb и Lu — в 1—2 раза, Eu-аномалия отсутствует. Биотитовый диорит содержит 2,2% K_2O, 93 млн$^{-1}$ Rb, 338 млн$^{-1}$ Sr и 297 млн$^{-1}$ Ba. Концентрации р. з. э. умеренные: La в 80 раз больше, чем в хондритах, Lu — в 70 раз. Являются ли трондьемиты фракционатами диоритового расплава, как предполагал Гольдшмидт, или они образовались непосредственно при частичном плавлении эклогита или амфиболита, по этим данным установить нельзя. Зеленокаменная порода с подушечной отдельностью из группы Стёрен относится к абиссальным толеитам, обогащенным легкими р. з. э.

Введение; возрастные взаимоотношения

Трондьемит из района Тронхейм — Опдаль, находящийся в ассоциации с биотитовым диоритом и другими интрузивными породами, был описан Гольдшмидтом в его классической работе, опубликованной в 1916 г. [11]. В этой главе приводятся недавно полученные данные по петрохимии и геохимии трех образцов трондьемитов, одного образца биотитового диорита и одного образца лейкогранодиорита. Кроме того, приводятся данные по зеленокаменной породе с подушечной отдельностью из группы Стёрен.

Трондьемиты и ассоциирующиеся с ними интрузивные породы обнаружены на значительной площади к югу и востоку от Тронхейма (см., например, [23]). Эти породы внедрились в осадочные и вулканические образования эвгеосинклинального типа, которые объединяются в надгруппу Тронхейм [10]. Ее разрез состоит из группы Гула, группы Стёрен, нижней и верхней групп Ховин и группы Хорг. Считается, что группа Гула имеет кембрийский возраст, возраст группы Стёрен на основании литологической корреляции с фаунистически охарактеризованными сланцами других районов [10] определяется как раннеордовикский. Геология этого района сложна, а породы подверглись прогрессивному метаморфизму от низких до средних ступеней и полифазной деформации, кульминация которой имела место в силуре.

Питерман и Баркер [17] произвели Rb-Sr-исследование этих пород. Их краткие выводы о геологических взаимоотношениях трондьемитов и предварительном радиометрическом возрасте этих пород сводятся к следующему:

«На основании косвенных геологических данных постулируется существование трондьемитов различного возраста. Некоторые трондьемиты прорывают только породы группы Гула. Конгломераты в нижней группе Ховин

F. Barker, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.; *H. T. Millard Jr.*, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.

содержат обломки трондьемитов [6, 7, 21]. Пегматиты трондьемитового состава встречаются в группе Гула и считаются силурийскими на основании структурных взаимоотношений [22]. Рор-Торп [18, 19] при картировании и интерпретации сложной структуры обрамления плутона Иннсет коррелировал включения осадков Крокстад с осадками группы Ховин. Он пришел к выводу [19], что плутон Иннсет был внедрен в интервале времени между лландейлем и поздним силуром.

Определение времени внедрения трондьемитовых интрузий по отношению к периодам складчатости в некоторых случаях затруднительно. Рор-Торп [19] считает, что плутон Иннсет внедрился значительно раньше деформации F_1. Уилсон и др. [22] полагают, что в районе к востоку от Тронхейма трондьемитовые пегматиты внедрились одновременно со складчатостью F_1, в то время как трондьемиты Фоллстад, распространенные к югу от Стёрена, считаются более молодыми, чем деформация F_1 (Уилсон, 1975 г., персональное сообщение). Разумеется, деформации F_1 в региональном масштабе могли быть неодновременными.

В районе были проведены некоторые радиометрические определения. K-Ar-возрасты, определенные по биотиту, роговой обманке, мусковиту и по породам в целом для филлита из метаморфической толщи и для трондьемитов района Тронхейм находятся в интервале от 402 до 570 млн. лет [22]. Однако большинство определений приходится на интервал от 402 до 438 млн. лет; Уилсон и др. [22] объясняют это избытком аргона. Эти авторы предполагают, что предел для основной группы возрастов (438 млн. лет) определяет минимальный возраст главного эпизода метаморфизма в районе. Бертомир и др. [5] для плутонов Каупанджер и Хог-Гиа привели Rb-Sr изохронные определения возраста по биотиту (пересчитано на константу распада $1{,}39 \cdot 10^{-11}$), 475 и 470 млн. лет соответственно. Из разброса их данных для микроклина и породы в целом можно прийти к выводу, что Rb-Sr-система была нарушена в результате какого-то посткристаллизационного события. Возрасты, рассчитанные на основании подходящих пар порода в целом — биотит, попадают в интервал от 416 до 495 млн. лет. Бертомир и др. [5] полагают, что возраст 495 млн. лет, определенный по паре биотит — порода в целом, является минимальным для плутона Каупанджер, а разброс данных отражает различные реакции биотитовых систем на какое-то событие, которое произошло около 420 млн. лет назад или позже».

Rb-Sr изотопные отношения, полученные Питерманом и Баркером [17], как следует из рис. 1, дают одинаковый возраст для трондьемита, биотитового диорита и лейкогранодиорита в 548 $\pm$ 35 млн. лет при первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7039 \pm 0{,}0002$. Этот кембрийский возраст не вполне согласуется с геологическими данными, однако он получен по свежим образцам и при тщательном контроле химических и масс-спектрометрических определений.

Питерман и Баркер [17] приходят к следующему заключению:

«Хотя все образцы обладают низкими содержаниями радиогенного ^{87}Sr, точность аналитических определений довольно велика для определения временны́х различий не менее чем в 100 млн. лет при условии, что соблюдаются основные положения изохронного метода. Если возраст определен правильно, то можно говорить о кембрийском или, возможно, раннеордовикском плутонизме. Неопределенности в установлении периода полураспада ^{87}Sr мешают более точному определению времени этого события, хотя статистическая неточность по изохронному методу составляет только $\pm$35 млн. лет. Принятие этой интерпретации означает, что структурные и стратиграфические доказательства, согласно которым возраст некоторых трондьемитов считается позднеордовикским или силурийским, нуждаются в пересмотре».

Эти авторы полагают, что:

«Геологические аргументы верны и прецизионный изохронный возраст отражает несовершенство системы опробования. Такая интерпретация означает, что мы наблюдаем отрезки параллельных изохрон, соответствующих

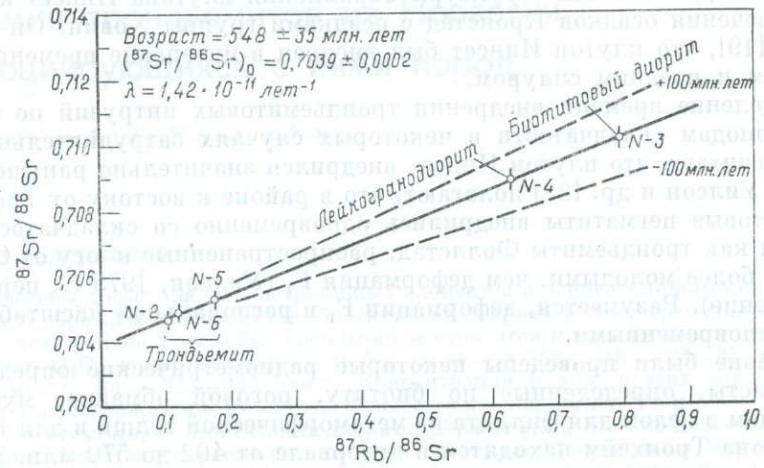


РИС. 1. Диаграмма Rb-Sr изотопных взаимоотношений [17]. Пунктирные линии указывают на возможные отклонения изохроны.

различным плутонам с различным начальным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ и возрастом значительно моложе чем 548 млн. лет».

Для разрешения вопроса о возрасте необходимо проведение большого объема геологических и геохронологических работ.

Петрография

Были отобраны образцы трех трондьемитов, одного биотитового диорита и одного лейкогранодиорита. Была взята также проба зеленокаменной породы из группы Стёрен, образовавшейся за счет подушечной лавы, в надежде, что изучение ее химизма может ответить на вопросы, касающиеся палеообстановки. Места отбора образцов указаны в табл. 1. Структура всех трех

Таблица 1

Модальный состав пород

	Трондьемит N-2	Биотитовый диорит N-3	Гранодиорит N-4	Трондьемит N-5	Трондьемит N-6		Трондьемит N-2	Биотитовый диорит N-3	Гранодиорит N-4	Трондьемит N-5	Трондьемит N-6
Плагиоклаз	49	38	34	42	42	Эпидот	9	7	16	22	19
Кварц	29	15	28	23	23	Амфибол	—	12	—	—	—
Микроклин	р	—	7	р	—	Клинопироксен	—	р	—	—	—
Биотит	3	24	3	4	6	Сфен	р	р	р	р	р
Мусковит	9	—	11	8	9	Апатит	р	р	р	р	р
Хлорит	—	4	р	р	р	Fe-Ti-окислы	—	р	—	—	—

Места взятия образцов: N-1 — дорожный кювет восточнее моста Хага, в 1 км к северу от Стёрена; N-2 — карьер в 2 км к востоку от Стёрена; N-3 — дорожный кювет в 450 м к северу от моста Улсберг; N-4 — дорожный кювет напротив фермы Донали в 11 км к северо-востоку от Опдаля; N-5 — дорожный кювет в 9 км к югу от Мельдаля; N-6 — дорожный кювет в 8 км к югу от Мельдаля. р — редко.

разновидностей плутонических пород (как это можно видеть в шлифах) типична для интрузивных пород, однако реакции, в которых принимают участие некоторые из первичных ликвидусных минералов, особенно плагиоклаз, указывают на то, что эти породы были подвержены метаморфизму, достигавшему верхней ступени зеленосланцевой фации. Все породы содержат преимущественно призматический гипидиоморфный натровый плагиоклаз, который не раздроблен и не деформирован, но сильно изменен до агрегатов эпидота и мусковита (как это описал Гольдшмидт [11]); размер зерен в трондьемите и диорите составляет 1—4 мм, а в лейкогранодиорите — 0,5—2 мм. Оставшийся плагиоклаз превращен в альбит, большая часть которого имеет зональное строение. Все породы содержат несколько процентов эпидота в виде рассеянных крупных зерен проблематичного происхождения. Во время метаморфизма из биотита, очевидно, была извлечена TiO_2, что привело к образованию мелких кристаллов сфена, которые образуют оторочки вокруг биотита или локализуются в изогнутых трещинках спайности. Кварц перекристаллизован в мозаику мелких зерен и обладает четким волнистым погасанием. Первичный калиевый полевой шпат лейкогранодиорита представлен микроклином с решетчатым двойникованием и пойкилитовым строением; этот минерал образует матрицу, в которой содержатся гипидиоморфные призмы плагиоклаза. Бесцветный до бледно-зеленого амфибол в биотитовом диорите, вероятно, образовался по первичной роговой обманке и клинопироксену; обнаружены немногочисленные реликты бледно-зеленого пироксена.

Модальные анализы приведены в табл. 1. До метаморфизма трондьемит содержал около 65—70% плагиоклаза — большая часть модальных эпидота и мусковита является продуктами изменения плагиоклаза. Магматический плагиоклаз, вероятно, был представлен кальциевым олигоклазом, и при переходе в альбит его анортитовая составляющая пошла на образование эпидота. Для образования мусковита калий, очевидно, частично был заимствован из первичного калиевого полевого шпата, а частично из магматического плагиоклаза.

Петрогенные элементы. Результаты химического анализа и нормативные составы (рассчитанные по системе CIPW) приведены в табл. 2. Составы рассматриваемых трондьемитов очень близки к старому анализу типичного трондьемита по Гольдшмидту [11]. Однако в его анализе меньше отношение Fe_2O_3/FeO и на 0,5% больше Na_2O, чем в наших, но это не столь существенно.

Три образца трондьемита содержат в среднем 16,5% Al_2O_3 и, таким образом, относятся к высокоглиноземистому типу. Это среднее содержание заметно выше граничного (15% при 70% SiO_2) для низкоглиноземистых и высокоглиноземистых трондьемитов (гл. 1 данного сборника). Содержание K_2O в них составляет 1,34%, что характерно для «примитивных» трондьемитов или для таких разностей, которые не были дифференцированы до лейкогранодиоритов или кварцевых лейкомонцонитов при осаждении плагиоклаза на сравнительно неглубоких уровнях в земной коре. Однако содержания FeO и Fe_2O_3 в них сравнительно низкие, отношения Fe_2O_3/FeO высокие, а отношение суммарного железа к магнию невелико по сравнению с другими трондьемитами [3].

Биотитовый диорит — сравнительно редкий тип породы. Другим хорошо известным проявлением таких пород является область развития габбро-трондьемитовой серии Уусикаупунки — Каланти в юго-западной Финляндии [13,3]. Содержание K_2O в нем 2,2%, т. е. значительно выше, чем в ассоциирующихся с ним трондьемитах. Этот диорит, как будет показано ниже, может быть промежуточным членом дифференцированной серии, для которой родоначальным был базальтовый расплав, а трондьемит образовался на заключительных этапах дифференциации.

Таблица 2

Химический и нормативный (CIPW) состав пород (анализы выполнены стандартным методом)

	Метабазальт N-1	Биотитовый диорит N-3	Трондьемит N-5	Трондьемит N-6	Трондьемит N-2	Лейкогранодиорит N-4
SiO_2	48,37	58,13	69,27	69,22	71,72	71,03
Al_2O_3	15,59	15,83	16,82	16,82	15,98	15,56
Fe_2O_3	3,24	1,26	0,59	0,69	0,49	0,68
FeO	6,35	4,93	0,86	0,90	0,88	0,99
MgO	6,40	5,48	0,88	0,99	0,53	0,86
CaO	12,17	5,94	3,18	3,42	2,83	2,58
Na_2O	2,95	3,33	5,53	5,42	5,56	4,74
K_2O	0,09	2,24	1,52	1,30	1,21	2,46
H_2O^+	2,53	1,63	0,68	0,64	0,53	0,71
H_2O^-	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO_2	1,80	0,99	0,22	0,25	0,22	0,26
P_2O_5	0,21	0,23	0,08	0,09	0,06	0,08
MnO	0,15	0,11	0,03	0,03	0,03	0,04
CO_2	0,29	0,09	0,04	0,01	0,02	0,06
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03
	100,21	100,27	99,74	99,82	100,09	100,09
O=F	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	100,20	100,25	99,73	99,81	100,08	100,08
Нормативные минералы CIPW						
Q		8,5	23,2	23,9	27,7	27,2
C			0,6	0,5	0,6	0,8
Or	0,5	13,2	9,0	7,6	7,1	14,5
Ab	24,9	28,0	46,9	45,9	47,0	40,0
An	28,9	21,6	14,8	16,1	13,4	11,7
Hl		0,0				
Wo	11,6	2,2				
En	15,5	13,6	2,1	2,4	1,3	2,1
Fs	6,1	6,5	0,7	0,7	0,9	0,9
Fo	0,2					
Fa	0,1					
Mt	4,6	1,8	0,8	1,0	0,7	0,9
Il	3,4	1,8	0,4	0,4	0,4	0,4
Ap	0,4	0,5	0,1	0,2	0,1	0,1
Fr	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cal	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1
Сумма	97,4	98,3	99,3	99,3	99,4	99,2
Салические	54,4	71,3	94,7	94,3	95,8	94,3
Фемические	43,0	26,9	4,5	4,9	3,5	4,8

Аналитик Инглман. Места взятия образцов указаны в табл. 1.

Лейкогранодиорит в общих чертах сходен с трондьемитами по содержанию главных петрогенных элементов (табл. 2), за исключением более низких концентраций Na_2O и Al_2O_3 и более высокого содержания K_2O. Его происхождение неясно, но он может быть дифференциатом диоритового расплава. Эти породы плохо обнажены, и их полевые взаимоотношения с залегающими неподалеку трондьемитами не выяснены.

Зеленокаменная порода, образовавшаяся за счет подушечной лавы, обладает, за исключением воды, содержаниями петрогенных элементов, довольно сходными со многими низкокалиевыми абиссальными толеитами [15]. Если имеющийся анализ представительный, то содержания K_2O (0,09%)

и TiO_2 (1,8) могут указывать, что порода относится к абиссальному типу. Кроме того, на диаграммах SiO_2 — (FeO′/MgO), (FeO′ — все железо, пересчитанное на FeO), FeO′ — (FeO′/MgO) и TiO_2 — (FeO′/MgO) точки, отражающие состав данной породы, расположены возле кривых абиссальных толеитов, рассчитанных Миясиро [16]. Таким образом подтверждается отнесение Гейлом и Робертсом [10] зеленокаменных пород нижней части группы Стёрен к базитам океанического дна.

Элементы-примеси и изотопия кислорода и стронция

Содержания Ba, Rb и Sr, значение $\delta^{18}O$ и первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ приведены в табл. 3. Концентрации р. з. э. даны в табл. 4.

Таблица 3

Элементы-примеси (млн$^{-1}$), изотопный состав кислорода ($^{18}\delta$ O, ‰) и стронция

	N-1	N-3	N-5	N-6	N-2	N-4
Ba	8	297	333	323	329	371
Rb [а]	1,3	93,0	35,0	25,8	23,1	83,8
Sr [а]	210	338	581	625	634	386
K/Rb	692	241	434	504	524	294
Rb/Sr	0,006	0,275	0,060	0,041	0,036	0,217
Sr/Ba	26,2	1,14	1,74	1,93	1,96	1,04
$\delta^{18}O$ [б]		7,7	8,0	7,4	7,1	9,1
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_O^a$	0,7038 (?)	0,7039±0,0002				

[а] По Питерману и Баркеру (гл. 1 и 4 данного сборника). [б] По Баркеру и др. [4]. Барий определен Дорингом методом рентгеновской флуоресценции.

Таблица 4

Содержание редкоземельных элементов (млн$^{-1}$)

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Tm	Yb	Lu
N-1	7,6	22,9	16,0	4,8	1,6	н. о.	0,75	5,19	0,59	2,9	0,54
N-2	8,2	12,4	7,0	1,4	0,44	н. о.	0,15	0,38	н. о.	0,21	0,05
N-3	26,4	59,3	23,4	5,4	1,4	5,1	н. о.	3,79	н. о.	1,7	0,25
N-4	20,3	36,7	16,9	2,7	0,69	2,6	0,33	1,2	н. о.	0,63	0,10
N-5	8,2	20,5	9,8	1,9	0,52	н. о.	0,22	0,89	н. о.	0,35	0,06
N-6	8,1	15,7	8,2	1,8	0,60	н. о.	0,30	н. о.	н. о.	0,32	0,04

Определения производились инструментальным нейтронно-активационным методом. Коэффициенты вариации для Sm, Eu и Dy обычно менее 5 %, для La, Ce и Gd от 1 до 10 %, для Nd, Tb, Yb и Lu от 5 до 15 %. н. о. —не определялось.

В трех образцах тронд'емитов наблюдается незначительный разброс содержаний Ba, Rb и Sr (табл. 3): Ba = 323 ÷ 333 млн$^{-1}$, Rb = 23,1 ÷ ÷ 35 млн$^{-1}$ и Sr = 581 ÷ 645 млн$^{-1}$. Отношения K/Rb, Rb/Sr и Sr/Ba также сходны для всех трех образцов. Это, по-видимому, означает, что 1) все

три интрузии образовались из одного или сходных источников при сходных процессах и 2) что метаморфизм сопровождался незначительным переносом элементов или протекал при полном его отсутствии, возможно, исключением являлся водород. Для трех образцов наблюдается незначительное фракционирование изотопов кислорода $\delta^{18}O = 7{,}1 \div 8{,}0\%_0$ [4]. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ сравнительно низкое, 0,7039 (гл. 4 данного сборника), и указывает (либо прямо, либо косвенно) на происхождение главным образом из мантийного источника.

Графики распределения р. з. э. для трондьемитов приведены на рис. 2. Они указывают на низкое содержание всех р. з. э.; содержание La в 25 раз,

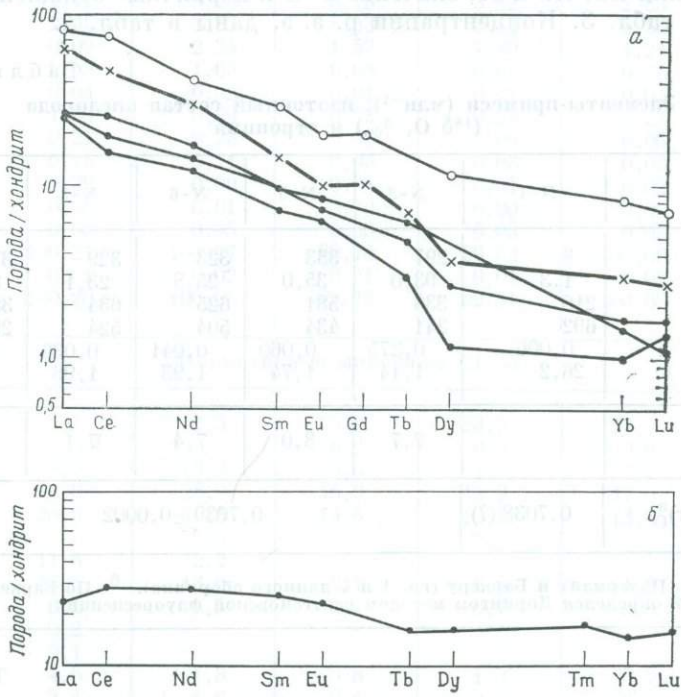


РИС. 2. *а* — графики распределения р. з. э. (нормализованы по хондритам) для биотитового диорита (светлые кружочки), лейкогранодиорита (крестики) и трондьемита (жирные точки); *б* — график распределения р. з. э. (нормализованы по хондритам) для зеленокаменной породы с подушечной отдельностью.

а тяжелых р. з. э.— в 1—3 раза выше, чем в хондритах; имеются небольшие Eu-аномалии или отсутствуют совсем. Ниже будет показано, что по распределению р. з. э. эти породы аналогичны трондьемитам юго-западной Финляндии [3].

Биотитовый диорит содержит несколько меньше Ba и Sr, чем трондьемиты, но больше Rb (табл. 3). Его график распределения р. з. э. своеобразен (рис. 2): наклон сходен с наклоном графиков трондьемитов, но содержания в несколько раз выше. Эта особенность, вероятно, является следствием изменения коэффициентов распределения при осаждении роговой обманки из жидкости (см. ниже).

Лейкогранодиорит содержит больше Rb и р. з. э., чем трондьемиты, но меньше Sr. Содержания Rb и Sr коррелируются с содержаниями K_2O и Al_2O_3 соответственно. Концентрации р. з. э. не могут быть объяснены на основании имеющихся у нас данных (комментарии см. ниже).

Метабазальт с подушечной отдельностью, скорее всего, является абиссальным толеитом. Содержание элементов-примесей в нем подтверждает абиссальный характер этого образца: Ba = 8 млн$^{-1}$, Rb = 1,3 млн$^{-1}$, Sr = = 210 млн$^{-1}$ (табл. 3) и Cr = 256 млн$^{-1}$, Co = 38 млн$^{-1}$ и Sc = 39 млн$^{-1}$ (инструментальный нейтронно-активационный анализ, выполненный Миллардом). Содержания Th (1,25 млн$^{-1}$) и U (0,76 млн$^{-1}$) (респективный инструментальный и замедленный нейтронный анализы, выполненные Миллардом) более высокие, чем в абиссальном толеите [15]. Данный образец также обогащен легкими р. з. э. (рис. 2) по сравнению с базальтами океанических хребтов (см., например, [9]). Работы, проведенные в последнее время Фреем и др. [9] и Шиллингом [20], указывают на то, что имеются два типа абиссальных толеитов, или толеитов океанических хребтов: один из них обеднен легкими р. з. э. и, вероятно, является более распространенным, а другой несколько обогащен легкими р. з. э. Указанные авторы считают, что обогащенные легкими р. з. э. толеиты образовались из менее истощенной и более «примитивной» мантии по сравнению с более распространенными толеитами. Кроме того, Шиллинг [20] предполагает, что образование толеитов первого типа связано с подъемом шаровидных масс или струй мантийного материала. Однако остается возможность того, что некоторые «примитивные» толеиты островных дуг по составу могут быть сходны с абиссальными толеитами. Разработка этой идеи должна предопределить будущее направление изучения современных пород.

Наши данные по содержаниям р. з. э. явно не подтверждают схему фракционирования Гольдшмидта [12] от средних до кислых пород, его трактовку образования слюдяного диорита. По этой схеме жидкость, отвечающая по составу биотитовому нориту, дифференцируется сначала до биотитового диорита и затем до трондьемита. Фазами, выделившимися из расплава, являются: плагиоклаз, биотит, пироксен и небольшое количество оливина и Fe-Ti-окислов. Биотитовый диорит, как следует из нашего анализа, может с равным успехом быть дифференциатом норитовой или базальтовой жидкости. Однако более низкие концентрации р. з. э. в трондьемите по сравнению с биотитовым диоритом свидетельствуют о том, что фазы, выделившиеся из диоритовой жидкости, имеют средний коэффициент распределения больше единицы. Ни одна из фаз (ни плагиоклаз, ни биотит), предполагаемых Гольдшмидтом для этой части его схемы образования слюдяного диорита, не удовлетворяет этому требованию, и мы считаем, что трондьемит не был образован при фракционировании диоритовой жидкости. Возможны вариации схемы Гольдшмидта с привлечением роговой обманки в дополнение к плагиоклазу и биотиту [3]. Роговая обманка имеет подходящие коэффициенты распределения всех элементов, за исключением самых легких р. з. э. [2], и фракционирование диоритовой жидкости путем выделения этой фазы может привести к образованию трондьемита, обедненного тяжелыми р. з. э.

С другой стороны, трондьемит и, возможно, даже биотитовый диорит могут быть образованы при частичном плавлении (умеренном и высокой степени) кварцевого эклогита или амфиболита (см., например, [1]).

Тектонические условия, в которых формируется габбро-диорит-трондьемитовая серия, слабо изучены. Это могут быть либо условия глубоководного желоба, либо бассейна, расположенного с тыловой части островной дуги. Недавно было выдвинуто предположение [14] о том, что роговообманковая габбро-трондьемитовая серия района Уусикаупунки — Каланти образовалась в условиях островной дуги или в условиях бассейна, расположенного с тыловой части островной дуги близ архейского кратона. Мы определенно можем сказать, что данные норвежские трондьемиты отличаются от трондьемитов океанических хребтов и офиолитовых комплексов [8], и, таким образом, более подходящими представляются условия островной дуги или кон-

тинентальной окраины, несмотря на то что их островодужные аналоги трудно установить.

Тем не менее для района Тронхейм — Ондаль происхождение лейкогранодиорита остается проблемой, так же как и взаимоотношения между различными норитами, гиперстен-биотитовыми диоритами, ондалитами и другими породами, обсуждавшимися Гольдшмидтом [11, 12]. Вероятно, различия P_{H_2O} для некоторых жидкостей состава габбро и диоритов были настолько существенны, что позволяли протекать реакциям гидратации — дегидратации между роговой обманкой и биотитом, с одной стороны, и пироксенами и полевым шпатом — с другой.

Можно предположить, что экструзия абиссального толеита в виде подушечной лавы в раннем кембрии или, возможно, в позднем докембрии (ранее 550 млн. лет назад), предшествовавшая внедрению диорита и трондьемита, была связана с развитием так называемого прото-Атлантического океана [10]. Обогащение легкими р. з. э. этого толеита и его явное происхождение из сравнительно не истощенной мантии являются предметом дальнейшего исследования.

Мы выражаем благодарность д-ру Карстенсу за помощь в отборе образцов, д-ру Арту за обсуждение результатов, д-рам Роберту Колману, Арту и Робертсу за просмотр рукописи и д-ру Сайзу за информацию о его работе по изучению трондьемитов данного района. Мы также благодарны Национальному географическому обществу за финансирование полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. et Cosmochim. Acta, 39, 325-362, 1975.
2. *Arth J. G., Barker F.*, Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas, Geology, 4, 534-536, 1976.
3. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas, J. Pet., в печати.
4. *Barker F., Friedman I., Hunter D. R., Gleason J. D.*, Oxygen isotopes of some trondhjemites, siliceous gneisses, and associated mafic rocks, Precambrian Res., 3, 547-557, 1976.
5. *Berthomier C., Lacour A., Leutwein F., Maillot J., Sonet J.*, Sur quelques trondhjemites de Norvege: etude geochronologique et geochemique, Sci. de la Terre, 17, 341-351, 1972.
6. *Carstens C. W.*, Lokkenfeltets geologi, Norsk Geol. Tids., 29, 9-25, 1951.
7. *Carstens H.*, Stratigraphy and volcanism of the Trondheimsfjord area, Norway, Norges Geol. Und., 212b, 1960.
8. *Coleman R. G., Peterman Z. E.*, Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099-1108, 1975.
9. *Frey F. A., Bryan W. B., Thompson G.*, Atlantic Ocean floor geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project, Jour. Geophys. Res., 79, 5507-5527, 1974.
10. *Gale G. H., Roberts D.*, Trace element geochemistry of Norwegian lower Palaeozoic basic volcanics and its tectonic implications, Earth Planet. Sci. Lett., 22, 380-390, 1974.
11. *Goldschmidt V. M.*, Geologisch-petrographische studien im hochgebirge des südlichen Norwegens, IV. Übersicht der eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondjem, Skr. Norske Vidensk.-Akad. i Oslo Mat.-naturv. Kl., 2, 75-112, 1916.
12. *Goldschmidt V. M.*, Stammestypen der eruptivgesteine, Skr. Norske Vidensk.-Akad. i Oslo, Mat.-naturv. Kl., 10, 3-12, 1922.
13. *Hietanen A.*, Über das grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland, Bull. Comm. Geol. Fin., 130, 105 pp., 1943.
14. *Hietanen A.*, Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland, U.S. Geol. Surv. J. Res., 3, 631-645, 1975.
15. *Jakes P., Gill J.*, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17-28, 1970.

16. *Miyashiro A.*, Classification, characteristics, and origin of ophiolites, J. Geol., 83, 249-281, 1975.
17. *Peterman Z. E., Barker F.*, Rb-Sr age of trondhjemite and diorite of the southwestern Trondheim region, U.S. Geological Survey Open-File Report 76-760, 17 pp., 1976.
18. *Rohr-Torp E.*, A major inversion of the western part of the Trondheim nappe, Norsk Geol. Tidsskr., 52, 453-458, 1972.
19. *Rohr-Torp E.*, Contact metamorphism around the Innset massif, Norsk Geol. Tidsskr., 54, 13-33, 1974.
20. *Schilling J. G.*, Azores mantle blob: rare earth evidence, Earth Planet. Sci. Lett., 25, 103-115, 1975.
21. *Strand T., Kulling O.*, Scandinavian Caledonides, Wiley-Interscience, London, 52-54, 1972.
22. *Wilson M. R., Roberts D., Wolff F. C.*, Age determinations from the Trondheim region Caledonides, Nowray: a preliminary report, Norges Geol. Und., 288, 53-63, 1973.
23. *Wolff F. C.*, Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Trondheim, 1 : 250 000, Norges Geol. Und., 1976.

Глава 18

Предварительные данные по геологии девонских островодужных вулканических и интрузивных пород, район Уэст-Шаста, Калифорния

Ф. Баркер, Х. Т. Миллард мл. и Р. Дж. Найт

Краткое содержание

Данные по петрохимии и геохимии среднедевонских зеленокаменных пород комплекса Копли и риолитового комплекса Балаклала из района Уэст-Шаста, расположенного в горах Кламат, Калифорния, подтверждают вывод предшествующих исследователей о том, что эти образования сформировались в островодужных условиях.

Четыре зеленокаменные породы содержат 54,2—62,7% SiO_2 (пересчитано без учета H_2O); 0,07—0,086% K_2O; 0—3,7 млн$^{-1}$ Rb; 48—124 млн$^{-1}$ Sr; концентрации La в них в 5—11, Lu — в 8—17,5 раза выше, чем в хондритах; характерно умеренное обеднение легкими р. з. э. Эти породы являются измененными андезито-базальтами, возможно образовавшимися при фракционировании низкокалиевого, или островодужного, толеита. Четыре образца кислых дацитов риолитового комплекса Балаклала (по принятому авторами определению такие породы содержат >70% SiO_2 и <2% K_2O) имеют концентрации SiO_2 76,4—79,7% и низкие содержания K, Rb, Sr, которые частично являются следствием изменения пород во время внедрения, диагенеза и метаморфизма; содержания La в них в 7—8, а Tb — Lu в 13—23 раза выше, чем в хондритах, наблюдаются отчетливо выраженные Eu-аномалии. Установлено обеднение легкими и промежуточными р. з. э. при увеличении содержания SiO_2, что, возможно, связано с фракционированием плагиоклаза, сфена и кварца. Кислые дациты сходны с современными островодужными дацитами. Непонятно отсутствие в данных комплексах пород среднего состава, однако это может быть результатом неравномерного опробования.

Трондьемиты штока Мьюл-Маунтин по составу почти идентичны кислым дацитам комплекса Балаклала; два образца этих пород содержат 74,0—75,2% SiO_2, 0,76—1,22% K_2O, 7—32 млн$^{-1}$ Rb, 53—57 млн$^{-1}$ Sr, содержания р. з. э. в них почти на 10% выше, чем в образце кислого дацита с содержанием SiO_2 76,4%. Эти трондьемиты вместе с риолитовым комплексом Балаклала были метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Возможно, они комагматичны с экструзиями комплекса Балаклала. По составу данные породы приближаются к некоторым офиолитовым плагиогранитам.

Введение

Район Калифорнии Уэст-Шаста расположен в восточной части палеозойского пояса гор Кламат. Эта область лежит к юго-западу от озера Шаста (рис. 1). Андезиты и метавулканиты с высоким содержанием кремнезема и тесно связанный с ними шток или небольшой батолит трондьемитового состава являются главными типами пород района Уэст-Шаста. Детальное геологическое изучение этих образований и рудных месторождений типа Куроко (?), обнаруженных в них, было проведено Кинкелем и др. [8].

Девонская метавулканическая ассоциация состоит из нижнего зеленокаменного комплекса Копли, основание которого не обнажено в данной части гор Кламат, и перекрывающего его риолитового комплекса Балаклала. Считается, что оба этих комплекса образовались в начале среднего девона [8, 2]. Однако возможно, что формирование комплекса Копли началось в раннедевонское время (Поттер, 1976 г., письменное сообщение).

F. Barker, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.; *H. T. Millard Jr.*, Geological Survey, Box 25046, Denver Co 80225, U.S.A.; *R. J. Knight*, U.S. Geological Survey, Box 25046, Denver, CO 80225, U.S.A.

Трондьемитовая интрузия, прорывающая только серии Копли и Балаклала, была названа Хайндсом [6] штоком Мьюл-Маунтин. Так же как и вмещающие образования, интрузивные породы Мьюл-Маунтин были метаморфизованы в зеленосланцевой, а местами в цеолитовой или амфиболитовой

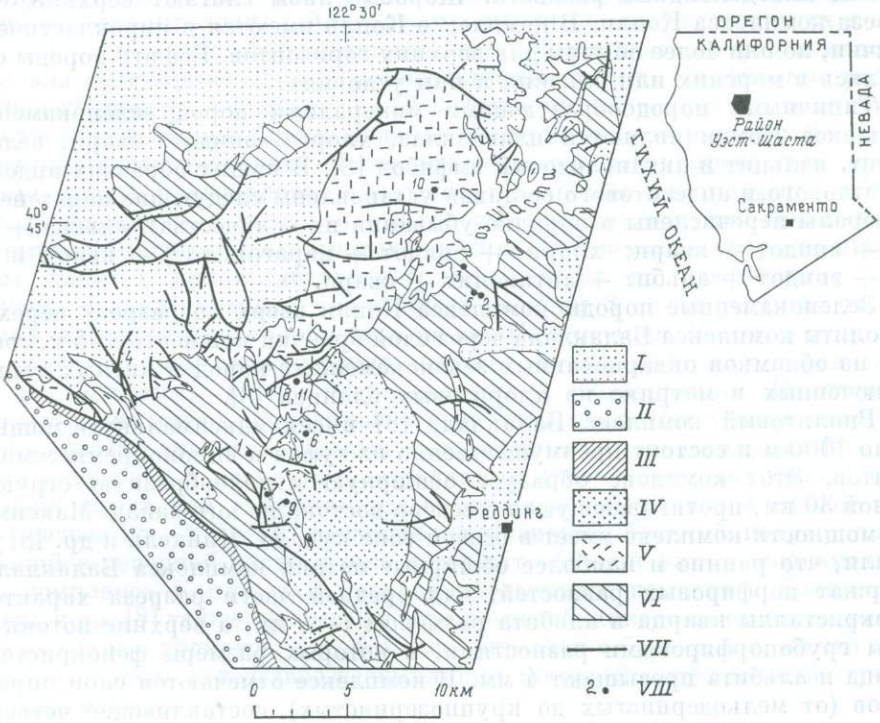


РИС. 1. Схематическая геологическая карта района Уэст-Шаста по Странду [18] с упрощениями. Места отбора образцов даны в приложении. *I* — молодые породы и неконсолидированные осадки; *II* — батолит Шаста-Балли (нижний мел); *III* — контактовая зона батолита Шаста-Балли. *Средний девон*: *IV* — трондьемиты штока Мьюл-Маунтин, *V* — комплекс Балаклала, *VI* — зеленокаменный комплекс Копли, *VII* — разломы, *VIII* — места отбора образцов.

фации. Кроме того, 20—35% пород штока изменены в процессе гидротермальной деятельности, предшествовавшей метаморфизму, и превращены в альбит-кварц-эпидотовые породы.

Многочисленные ранние работы [15, 5, 4, 3, 10, 2, 12] позволили предположить, что девонские породы гор Кламат образовались в условиях островной дуги. Крупное исследование, проведенное Поттером и его сотрудниками [13, 14], подтвердило эти, сделанные ранее выводы. Наша работа была начата в 1973 г. в связи со сходством химических составов пород риолитового комплекса Балаклала и раннетретичных кислых дацитов острова Сайпан, Марианские острова [16, 1]. Ее целью был сбор данных по кислым дацитам островодужного типа, которые могут быть использованы для выяснения генезиса сходных с ними по составу докембрийских гнейсов (мы определяем кислые дациты как породы, содержащие более 70% SiO_2 и менее 2% K_2O).

Описание комплексов

Зеленокаменный комплекс Копли, согласно Кинкелю и др. [8], состоит из лавовых потоков, туфов и агломератов преимущественно андезитового состава общей мощностью около 1800 м. Присутствуют также кератофиры,

спилиты, альбитовые диабазы и метагаббро. Таким образом, состав пород комплекса варьирует от базальта до дацита, хотя точные химические составы крайних разностей еще не известны. Нижние и средние части этой формации сложены кератофировыми лавами и туфами преимущественно зеленого цвета. Обычны амигдалоидные разности. Шаровые лавы слагают верхние 300 м разреза комплекса Копли. В комплексе Копли имеются и пирокластические брекчии, но они более обычны для верхних горизонтов. Все эти породы образовались в морских или близких к ним условиях.

Типичными породообразующими минералами пород зеленокаменного комплекса Копли являются плагиоклаз, хлорит, эпидот, кварц, зеленый биотит, кальцит и актинолитовый амфибол [8]. В наших образцах андезито-базальтового и андезитового составов установлены следующие парагенезисы (минералы перечислены в порядке убывания их количества): альбит + хлорит + эпидот + кварц; хлорит + эпидот + парагонит (?) + кварц и хлорит + эпидот + альбит + актинолит + кварц.

Зеленокаменные породы комплекса Копли вверх по разрезу переходят в риолиты комплекса Балаклала через слой брекчий мощностью 45 м, состоящих из обломков окварцованных зеленокаменных пород и кислых дацитов, заключенных в матрикс из хлоритовых сланцев [8].

Риолитовый комплекс Балаклала [8] имеет максимальную мощность около 1000 м и состоит преимущественно из туфов и высококремнеземистых дацитов. Этот комплекс образует обширную куполообразную структуру длиной 30 км, протягивающуюся с северо-востока на юго-запад. Максимальные мощности комплекс имеет в осевой зоне купола. Кинкель и др. [8] установили, что ранние и наиболее обширные потоки комплекса Балаклала не содержат порфировых разностей, для средней части разреза характерны фенокристаллы кварца и альбита размером 1—4 мм, а верхние потоки сложены грубопорфировыми разностями, в которых размеры фенокристаллов кварца и альбита превышают 4 мм. В комплексе отмечаются слои пирокластитов (от мелкозернистых до крупнозернистых), составляющие четвертую часть разреза. Большая часть потоков имеет линзовидную форму и прослеживается по простиранию менее чем на 1 км. Однако один поток дацитов с крупными вкрапленниками из верхней части разреза прослежен Кинкелем и др. [8] на 10 км. Этот поток однороден, сложен массивными разностями и имеет максимальную мощность около 400 м. Самые верхние слои комплекса Балаклала представлены тонкозернистыми туфами, туффитами, серыми сланцами и песчаниками, которые переходят в черные кремнистые сланцы среднедевонской формации Кеннетт. Комплекс Балаклала частично образовался в мелководных морских условиях, однако некоторые из наиболее мощных потоков могли образоваться над уровнем моря. Кинкель мл. в кристаллических туфах верхней части разреза Балаклала собрал образцы с отпечатками морских рыб, которые были детально описаны Буко и др. [2]. Эти авторы также приводят список морской фауны эйфельского возраста, содержащейся в формации Кеннетт.

Детальные петрографические описания риолитового комплекса Балаклала в обобщенном виде выглядят следующим образом [8]. Нижняя часть разреза сложена афировыми или порфировыми (с редкими и мелкими вкрапленниками) кислыми дацитами, обычно плотными, белого, светло-голубовато-зеленого или буро-желтого цвета. Магматические полосчатые текстуры течения для них нехарактерны. Осадочную слоистость можно наблюдать среди коррелирующихся с ними туфов, отлагавшихся в водных условиях. Рассеянные фенокристаллы гипидиоморфного кварца и таблички альбита размером менее 1 мм присутствуют во многих нижних слоях. Основная масса может быть либо массивной, состоящей из похожих на войлок агрегатов, либо сланцеватой и состоит из альбита и кварца, а также небольшого количества

хлорита, эпидота, мусковита и парагонита (?), апатита, магнетита и сфена. Кроме того, Кинкель и др. [8] указывают на присутствие глинистых минералов и гидрослюды. Основная масса большинства афировых или порфировых дацитов с мелкими вкрапленниками первоначально была стекловатой, так как часто встречаются и сферолитовые структуры. Наш образец № 10 состоит из клиноптилолит-гейландитовых цеолитов, сосуществующих с альбитом, кварцем, эпидотом и рутилом. Однако большинство пород комплекса Балаклала метаморфизовано в зеленосланцевой фации. Порфировые разности кислых дацитов содержат 5—20% фенокристаллов кварца и альбита. Фенокристаллы кварца бипирамидальной формы имеют размеры 2—10 мм в максимальном измерении. Часто наблюдаются резорбированные грани. Фенокристаллы плагиоклаза в большинстве случаев идиоморфные таблитчатые, размерами 3—6 мм в длину и содержат тонкие чешуйки белой слюды и хлорита метаморфогенного происхождения. Плагиоклаз и кварц во многих кислых дацитах кристаллизовались котектически до извержения.

Шток Мьюл-Маунтин в плане имеет размеры 8 на 16 км (рис. 1), его длинная ось ориентирована с севера на юг. По описанию Кинкеля и др. [8], шток почти целиком сложен трондьемитами, но 20—35% всех пород изменено до массивных альбит-кварц-эпидотовых образований. Измененные участки в плане имеют неправильные очертания, рассеяны по всей интрузии и связаны постепенными переходами с неизмененными трондьемитами. Произошло ли изменение в результате циркуляции атмосферных вод сразу после внедрения штока или движения вод во время метаморфизма в юрское время — неизвестно. Участки развития интрузивных брекчий неправильных очертаний в северной части штока содержат обломки как зеленокаменных пород комплекса Копли, так и пород риолитового комплекса Балаклала. Кинкель и др. [8] также описывают тело роговообманково-кварцевого диорита около 100 м в диаметре, которое ассоциируется с брекчией и, по его мнению, образовалось вследствие ассимиляции трондьемитовой магмой зеленокаменных пород.

Все образования штока Мьюл-Маунтин метаморфизованы преимущественно в зеленосланцевой фации. Во время метаморфизма большая часть анортитовой составляющей первичного плагиоклаза ушла на образование эпидота, окись калия из первичного биотита и полевого шпата вошла в состав тонкозернистой белой слюды, а первичный биотит был замещен хлоритом. Белая слюда и хлорит образуют слишком тонкие чешуйки, чтобы можно было произвести точный количественно-минералогический подсчет. Типичный трондьемит штока, по визуальной оценке, содержит примерно 35—40% натрового олигоклаза и кальциевого альбита, 30—35% кварца, 10% эпидота, 10% белой слюды и 5—10% хлорита. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном и апатитом. Кварц встречается как в виде гипидиоморфных и округлых зерен размером до 10 мм, которые мы считаем фенокристаллами, так и в виде мелких ксеноморфных зерен размером 1—3 мм. Плагиоклаз гипидиоморфен, его размеры составляют 1—3 мм в длину. Для трондьемитов характерны мирмекитовые прорастания кварца и альбита.

Химический состав и содержание элементов-примесей

Химический состав пяти образцов зеленокаменного комплекса Копли, двух трондьемитов из штока Мьюл-Маунтин и четырех пород из комплекса Балаклала приведен в табл. 1, а концентрации Rb и Sr в этих образцах, за исключением одного, указаны в табл. 2. Для семи пород определены содержания р. з. э. (табл. 2).

Таблица 1

Химический состав пород комплекса Копли, трондьемитов Мьюл-Маунтин, пород риолитового комплекса Балаклала и кислых дацитов Сайпан (в %)

	Зеленокаменный комплекс Копли					Трондьемиты Мьюл-Маунтин		Риолитовый комплекс Балаклала				Кислые дациты Сайпан [г]
	1 [а]	2 [б]	3 [а]	4 [а]	5 [а]	6 [в]	7 [а]	8 [а]	9 [в]	10 [а]	11 [а]	
SiO_2	51,77	52,56	57,68	60,69	60,78	72,74	74,59	75,05	77,01	77,11	77,48	78,71
Al_2O_3	14,89	17,00	17,25	15,84	15,38	14,14	13,46	12,84	12,04	11,47	11,60	10,59
Fe_2O_3	1,49	0,91	2,00	2,24	1,51	1,26	1,00	1,20	0,67	0,27	0,23	0,70
FeO	6,49	6,12	5,39	5,42	6,21	1,82	1,13	0,81	1,51	1,00	2,09	0,61
MgO	10,31	7,11	4,39	2,39	4,00	0,63	0,34	1,42	1,29	0,22	1,93	0,60
CaO	5,95	5,55	3,35	4,59	2,63	2,12	2,34	1,22	0,86	4,69	0,00	1,23
Na_2O	2,98	5,28	5,77	4,80	4,63	4,12	4,23	2,37	4,58	2,89	2,11	3,61
K_2O	0,24	0,84	0,34	0,07	0,34	0,75	1,22	1,99	0,59	0,12	1,19	1,61
H_2O^+	4,41	3,15	2,76	2,29	3,03	0,53	0,75	1,77	1,19	1,59	2,56	2,09
H_2O^-	0,05	0,10	0,03	0,01	0,04	0,13	0,01	0,03	0,13	0,06	0,22	0,21
TiO_2	0,49	0,40	0,67	0,76	0,90	0,26	0,18	0,21	0,18	0,23	0,18	0,15
P_2O_5	0,05	0,86	0,06	0,05	0,10	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,09
MnO	0,11	0,05	0,15	0,11	0,16	н. о.	0,04	0,05	н. о.	0,03	0,04	0,04
CO_2	0,66	0,16	0,02	0,47	0,06	н. о.	0,05	0,78	н. о.	0,01	0,01	н. о.
Сумма	99,89	100,09	99,86	99,73	99,77	99,55	99,36	99,78	100,08	99,72	99,66	

[а] Аналитик Риддл. [б] Аналитик Фэрчайлд (цит. в [8]). [в] Аналитик Каррон [8]. [г] Среднее по трем анализам Шмидта (цит. в [8]) и Баркера и др. [1]. Места отбора образцов указаны в приложении. н. о. — не определялось.

Таблица 2

Содержания элементов-примесей (в млн$^{-1}$) в породах зеленокаменного комплекса Копли, трондьемитах Мьюл-Маунтин риолитах комплекса Балаклала и кислых дацитах Сайпан

	Зеленокаменные породы Копли				Трондьемиты Мьюл-Маунтин		Риолиты Балаклала				Кислые дациты Сайпан [a]
	1	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Rb	3,7	2,5	0	2,9	7,5	32	27	16	2,5	13	20
Sr	95	124	48	100	52	58	37	76	31	24	75
Ba	76	69	н. о.	86	225	н. о.	260	н. о.	н. о.	462	135
Th	н. о.	0,21	н. о.	0,86	0,60	н. о.	0,34	0,53	н. о.	0,39	н. о.
U	0,33	0,48	н. о.	0,29	0,69	н. о.	0,43	0,70	н. о.	0,49	н. о.
La	1,7	1,6	н. о.	3,5	3,1	н. о.	2,6	2,5	н. о.	2,3	н. о.
Ce	4,6	4,5	н. о.	10,4	9,9	н. о.	7,9	7,7	н. о.	6,4	9,96
Nd	5,4	5,1	н. о.	9,3	8,2	н. о.	7,9	5,5	н. о.	5,8	7,71
Sm	1,3	1,7	н. о.	2,7	3,5	н. о.	2,9	2,7	н. о.	2,2	2,48
Eu	0,56	0,90	н. о.	1,2	0,66	н. о.	0,58	0,54	н. о.	0,48	0,54
Gd	н. о.	2,6	н. о.	4,3	5,1	н. о.	5,7	н. о.	н. о.	н. о.	3,31
Tb	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	0,9	0,8	н. о.	0,6	н. о.
Dy	2,2	н. о.	н. о.	5,2	5,2	н. о.	6,0	4,8	н. о.	3,9	3,42
Tm	н. о.	0,4	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Yb	1,4	2,4	н. о.	3,1	3,8	н. о.	3,8	3,8	н. о.	3,5	2,40
Lu	0,3	0,5	н. о.	0,6	0,7	н. о.	0,8	0,7	н. о.	0,7	0,43
Zr	57	79	н. о.	91	176	н. о.	119	143	н. о.	118	н. о.
Sc	37	33	н. о.	29	11	н. о.	10	11	н. о.	9,9	н. о.
Cr	490	20	н. о.	2,5	13	н. о.	2,2	11	н. о.	6,1	н. о.
Co	37	23	н. о.	0,20	4,3	н. о.	1,5	2,0	н. о.	0,7	н. о.

Rb и Sr определены Дёрингом методом рентгеновской флуоресценции, U — методом замедленных нейтронов, все остальные элементы — инструментальным нейтронно-активационным анализом; коэффициенты вариации обычно изменяются в следующих пределах: 1—5 % для La, Sm, Eu; 1—10 % для Th, Ce, Nd, Dy, Lu, Hf; 5—15 % для Gd, Tb, Yb, Sr, Sc, Cr; 10—20 % для Ba, Tm, Ta, Co.

[a] Значения по Баркеру и др. [1]. Места отбора образцов указаны в приложении. н. о. — не определялось.

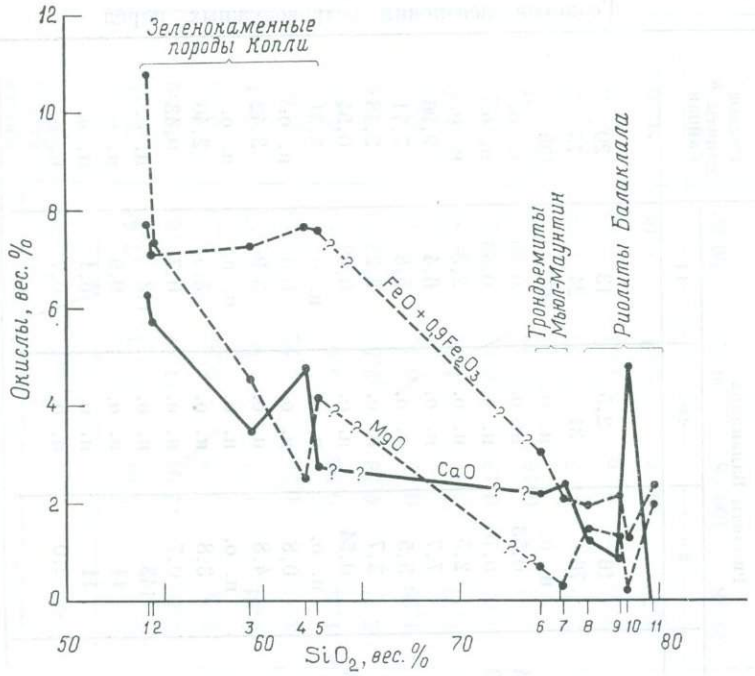


РИС. 2. Содержание MgO, FeO + 0,9 Fe_2O_3 и CaO относительно SiO_2; на линии абсцисс указаны номера образцов.

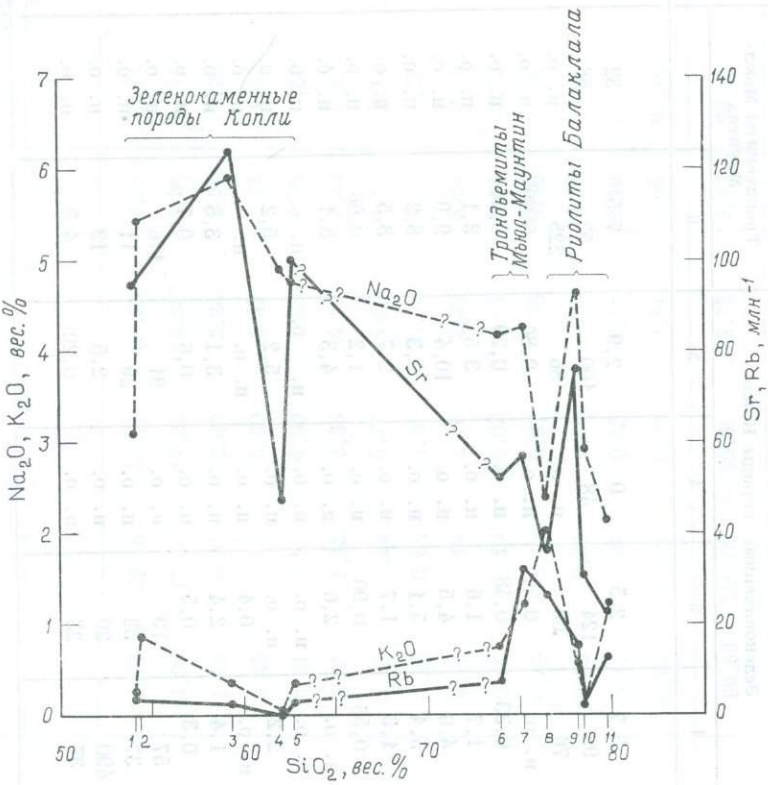


РИС. 3. Содержания Na_2O, K_2O, Sr и Rb относительно SiO_2; на линии абсцисс указаны номера образцов.

Комплексы Копли и Балаклала, образовавшиеся в морских условиях, были метаморфизованы, слагающие их породы гидратированы, что привело к увеличению или уменьшению содержаний некоторых петрогенных элементов. Для нанесения на диаграммы (рис. 2—7) результаты анализов пересчитаны без учета H_2O. Однако о первичных содержаниях элементов-примесей говорить трудно, поскольку неизмененные породы магматического происхождения не обнаружены. Так как не имеется доказательств привноса или выноса SiO_2 и поскольку SiO_2 обладает наибольшими содержаниями в породах и является наименее подвижным компонентом, были построены диаграммы изменения концентраций остальных петрогенных элементов, Rb и Sr относительно SiO_2 (рис. 2, 3). Заметное отклонение графиков от плавных кривых, вероятно, указывает на локальную миграцию элементов. Анализ диаграмм, приведенных на рис. 2 и 3, позволяет предположить привнос Ca в обр. 4 и цеолитизированный обр. 10 и вынос Ca из обр. 11. Концентрации Mg меняются незакономерно, хотя FeO′ (FeO + 0,9 Fe_2O_3) распределен

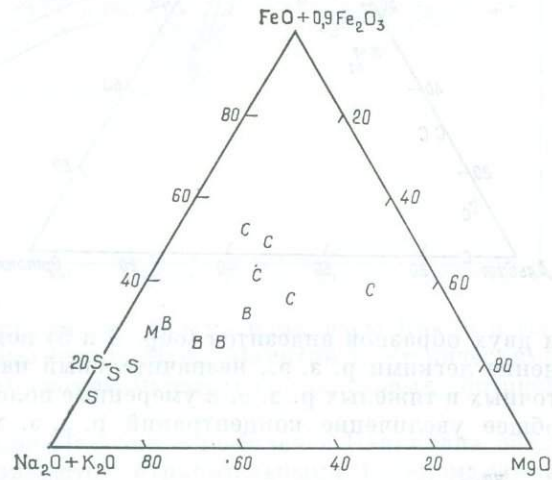


РИС. 4. Диаграмма AFM. *C* — зеленокаменные породы Копли; *B* — риолиты Балаклала; *M* — трондьемиты Мьюл-Маунтин; *S* — дациты Сайпан.

более упорядоченно. Обр. 8 обеднен Na, а обр. 9 обогащен. Содержания Sr меняются в основном в соответствии с изменением содержания Na, за исключением обр. 4. Самые большие концентрации K установлены в обр. 8, самые низкие — в обр. 9 и 10. Аналогичные изменения характерны для Rb. Концентрации Na и K до некоторой степени варьируют противоположным образом. Мы считаем, что эти изменения составов являются следствием взаимодействия данных пород с морской водой или с поровой водой, также имевшей своим источником морскую воду. Это взаимодействие, по-видимому, произошло тогда, когда породы еще сохраняли большую часть своего тепла.

Имеющиеся данные не позволяют точно определить, действительно ли существует разрыв в содержаниях SiO_2 в 12%, который разделяет обр. 5 и 6, или это следствие неполного опробования. Кинкель и др. [8] привели петрографическое описание дацита, который может находиться в пределах этого интервала.

Незакономерное распределение Mg и щелочей отражается на положении точек на диаграммах нормативного состава кварц — альбит — ортоклаз и AFM (рис. 5 и 4 соответственно). На диаграмме AFM точки, отвечающие составам пород комплексов Копли и Балаклала, обладают настолько большим разбросом значений FeO′/MgO и $Na_2O + K_2O$, что с ее помощью нельзя определить, относятся ли данные породы к толеитовой или известково-щелочной серии. На диаграмме кварц — альбит — ортоклаз точки образцов комплекса Копли ложатся близко к стороне кварц — альбит вследствие

низкого содержания в них K, а точки образцов комплекса Балаклала характеризуются большим разбросом, что связано с вариациями отношения K/Na и потерей щелочей в трех образцах, содержащих более 60% кварца. Точки состава риолитов Балаклала находятся в пределах экспериментально установленного поля кварца (± тридимит), так же как и сходные с ними высококремнеземистые породы района Сайпан [16, 1].

Графики распределения нормализованных по хондритам содержаний р. з. э. (табл. 2) приведены на рис. 6 и 7. Для андезито-базальта (обр. 1)

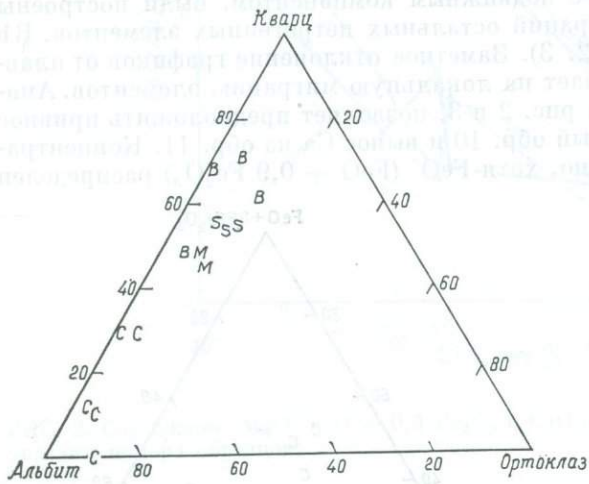


РИС. 5. Диаграмма нормативных составов в координатах кварц — альбит — ортоклаз. Обозначения те же, что и на рис. 4.

и двух образцов андезитов (обр. 3 и 5) комплекса Копли установлено обеднение легкими р. з. э., незначительный наклон кривой в области промежуточных и тяжелых р. з. э. и умеренные положительные Eu-аномалии, а также общее увеличение концентраций р. з. э. по мере увеличения содержания

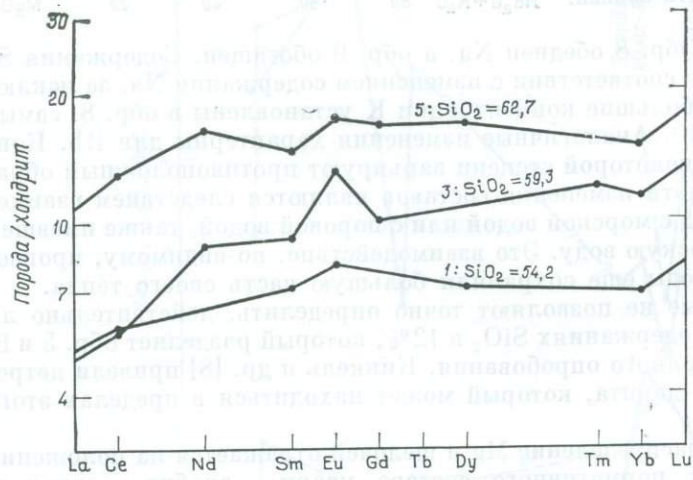


РИС. 6. Графики распределения р. з. э. для зеленокаменных пород Копли. Указаны номера образцов и содержание в них SiO_2, рассчитанное без учета H_2O.

SiO_2. Умеренная Eu-аномалия для обр. 3 может быть результатом аккумуляции плагиоклаза, так как эта порода обогащена нормативным и модальным плагиоклазом по сравнению с обр. 1 и 5. Повышение концентраций р. з. э. с увеличением содержаний SiO_2 может указывать на то, что данные андезиты образовались при фракционировании базальтового расплава, но три анализа,

очевидно, не могут служить достаточным доказательством для такого вывода.

Графики распределения р. з. э. для трондьемитов штока Мьюл-Маунтин и риолитов Балаклала (рис. 7) согласуются между собой и почти однозначно указывают на то, что содержания р. з. э. остаются довольно стабильными при воздействии морской воды, диагенезе и метаморфизме низких ступеней.

Сходство графиков распределения р. з. э. для трондьемитов и образований комплекса Балаклала в сочетании со сходством их химического состава и петрографии и с данными полевых наблюдений Кинкеля и др. [2], указывающих на то, что трондьемиты прорывают только комплексы Копли и Балаклала, позволяет считать породы штока Мьюл-Маунтин плутоническими эквивалентами экструзивных высококремнеземистых дацитовых потоков и туфов формации Балаклала.

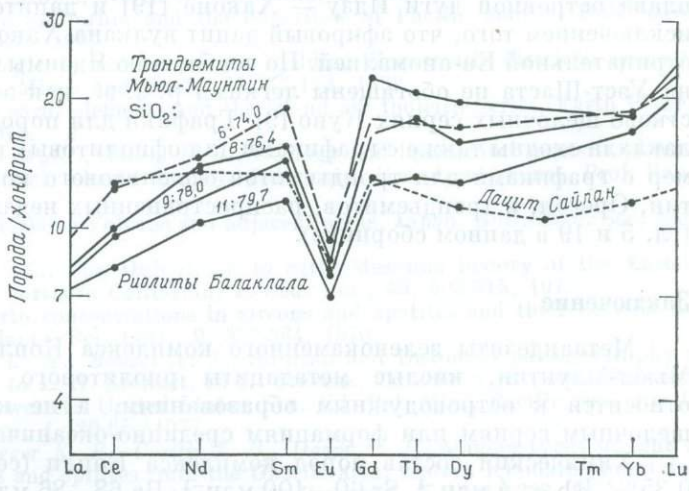


РИС. 7. Графики распределения р. з. э. для пород штока Мьюл-Маунтин и трех образцов риолитов Балаклала. Указаны номера образцов и содержание в них SiO_2, рассчитанное без учета H_2O.

Четыре образца из штока Мьюл-Маунтин и комплекса Балаклала обеднены легкими р. з. э., характеризуются отрицательными Eu-аномалиями и имеют вогнутый кверху график распределения на участке от Gd до Lu. В целом эти породы обладают низкими концентрациями р. з. э. Более того, отмечается уменьшение их содержания с ростом содержания SiO_2, что особенно характерно для легких и промежуточных р. з. э. Мы предполагаем, что эти четыре породы комагматичны и связаны процессом фракционирования. Изменение формы графиков, особенно на участке Gd, Tb и Dy до Yb, при изменении содержания SiO_2 не может быть объяснено простым удалением плагиоклаза или привносом кварца (как разбавителя) в исходную жидкость, в которой содержание SiO_2 менее 72%. Для этого необходимо удаление минерала, имеющего коэффициенты распределения между твердой фазой и жидкостью для Ce — Dy больше, чем для Yb и Lu. Единственным известным минералом, который удовлетворяет этим условиям, встречается в виде ликвидусной фазы как в трондьемитах, так и в кислых дацитах и, вероятно, может образовывать кристаллы достаточно большие и тяжелые для осаждения из жидкости такого состава, является сфен. Хедж и Симмонс (1977 г., персональное сообщение) заново определили коэффициенты распределения для сфена и жидкости гранодиоритового состава, которые подходят для рассмотренной ситуации. В дополнение к этому Стац и др. [17] опубликовали данные о высоких концентрациях легких и тяжелых р. з. э. в сфене из полнокристаллических гранитных и сиенитовых пород. Апатит имеет соответствующие коэффициенты распределения [11] и встречается в рассматриваемых породах, но присутствует в виде очень небольших кри-

сталлов и в таких незначительных количествах, что не может фракционировать р. з. э. Таким образом, мы предполагаем, что фракционирование происходило вследствие отделения сфена от исходного расплава и либо отделения плагиоклаза, либо привноса кварца. Разброс концентраций Na и Ca при изменении содержаний SiO_2 (рис. 2 и 3) не позволяет определить относительную роль двух последних процессов.

Графики распределения р. з. э. для пород зеленокаменного комплекса Копли, штока Мьюл-Маунтин и риолита Балаклала сходны с аналогичными графиками для андезитов и дацитов, образовавшихся из толеитового расплава островной дуги Идзу — Хаконе [19] и дацитов Сайпан (рис. 7), за исключением того, что афировый дацит вулкана Хаконе обладает небольшой отрицательной Eu-аномалией. По сообщению Ядзимы и др. [19], породы района Уэст-Шаста не обогащены легкими р. з. э., как это наблюдается в известково-щелочных сериях Куно [9]. Графики для пород Мьюл-Маунтин и Балаклала сходны также с графиками для офиолитовых плагиогранитов, например с графиками для тронд'емитов офиолитового комплекса Каньон-Маунтин, Орегон, и тронд'емитов, распространенных недалеко от Спарты, Орегон (гл. 5 и 19 в данном сборнике).

Заключение

Метаандезиты зеленокаменного комплекса Копли, тронд'емиты штока Мьюл-Маунтин, кислые метадациты риолитового комплекса Балаклала относятся к островодужным образованиям, а не к обычным известково-щелочным сериям или формациям срединно-океанических хребтов.

Химический состав пород комплекса Копли (содержания K_2O 0,25—0,35%, Rb < 4 млн$^{-1}$, Sr 60—100 млн$^{-1}$, Ba 68—86 млн$^{-1}$, TiO_2 0,49—0,90%, Th и U < 1 млн$^{-1}$), низкие концентрации р. з. э. и недифференцированный характер распределения легких р. з. э.— все это согласуется с характеристиками островодужных толеитовых пород по Джейксу и Гиллу [7]. Тесная связь многих геохимических параметров пород штока Мьюл-Маунтин, комплекса Балаклала и высококремнеземистых дацитов островных дуг Идзу и Марианской еще раз подтверждает выводы предыдущих исследователей о том, что в восточной части гор Кламат в среднедевонское время имела место тектоническая обстановка, соответствующая условиям островной дуги.

Мы выражаем благодарность Батчелдеру за отбор образцов, Холлу за обсуждение проблем геологии района Уэст-Шаста, Поттеру за предоставление в наше распоряжение неопубликованных данных, Доджу и Кистлеру за просмотр рукописи.

Приложение

Места отбора образцов

1. Дорожный кювет, шоссе 299W, в 0,6 км к северо-западу от Уискейтауна.
2. См. работу Кинкеля и др. [8].
3. Дорожный кювет в 0,34 км к юго-западу от плотины Шаста.
4. Дорожный кювет, шоссе 299W, напротив Кристал-Крик-Кэмпграунд, в 8,9 км к северо-западу от Уискейтауна.
5. Дорожный кювет напротив Вью-Пойнта, шоссе 151, и в 1,4 км к юго-западу от восточного конца плотины Шаста.
6. См. работу Кинкеля и др. [8].
7. Восточный берег Клир-Крик, в 6,1 км к юго-юго-востоку от Уискейтауна.
8. Северный борт карьера Айрон-Маунтин (см. работу Кинкеля и др. [8]), северо-западная четверть квадрата Френч-Галш.
9. См. работу Кинкеля и др. [8].
10. Саммит, Маммот-Бьютт, юго-западная часть квадрата Ламойн.
11. В 200 м к северу от места отбора обр. 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barker F , Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1,7-to 1,8-b.y. old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: geochemistry and depths of genesis, Bull. Soc. Am., 87, 189-198, 1976.
2. *Boucot A. J., Dunkle D. H., Potter A., Savage N. M., Rohr D.*, Middle Devonian orogeny in western North America? a fish and other fossils, J. Geol., 82, 91-708, 1974.
3. *Burchfiel B. C., Davis G. A.*, Structural framework and evolution of the southern part of the Cordilleran orogen, western United States, Am. J. Sci., 272, 97-118, 1972.
4. *Condie K. C., Snansieng S.*, Petrology and geochemistry of the Duzel (Ordovician) and Gazelle (Silurian) Formations, Northern California, J. Sed. Pet., 41, 741-751, 1971.
5. *Hamilton W.*, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle, Bull. Geol. Soc. Am., 80, 2409-2430, 1969.
6. *Hinds N. E. A.*, Geologic formations of the Redding-Weaverville districts, northern California, Calif. Jour. Mines and Geol., 29, 77-122, 1933.
7. *Jakes P., Gill J.*, Rare earht elements and the island arc tholeiite series, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17-28, 1970.
8. *Kinkel A. R. Jr., Hall W. E., Albers J. P.*, Geology and basemental deposits of West Shasta copper-zinc district, Shasta County, California, U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 285, 156 pp., 1956.
9. *Kuno H.*, Petrology of Hakone Volcano and adjacent areas, Japan, Bull. Geol. Soc. Am., 61, 957-1020, 1950.
10. *Murray M., Condie K. C.*, Post-Ordovician to early Mesozoic history of the Eastern Klamath subprovince, northern California, J. Sed. Pet., 43, 505-515, 1973.
11. *Nagasawa H.*, Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 359-364, 1970.
12. *Poole F. G., Sandberg C. A., Boucot A. J.*, Silurian and Devonian paleogeography of western Unites States, *in* J. H. Stewart, C. H. Stevens, Fritsche A. E., eds., Paleozoic paleogeography of the western United States, Soc. Ed. Pal. Min., Pacific Sec., Pacific Coast Paleogeog. Symp., 1, 39-65, 1977.
13. *Potter A. W., Scheidegger K. F., Corliss J. B., Dasch E. J.*, Magma types present in Paleozoic keratophyres and spilites from the Gazelle area, eastern Klamath Mountains, northern California, Geol. Soc. Am., Abstr. with Programs, 7, 1231-1232, 1975.
14. *Potter A. W., Scheidegger K. F., Corliss J. B.*, Magma types of early Paleozoic altered volcanic rocks of the eastern Klamath Mountains northern California, further results, EOS, 57, 1023, 1976.
15. *Roberts R. J.*, Tectonic framework of the Great Basin, *in* A coast to coast tectonic study of the United States, Univ. Mo., Rolla Jour., 1, 101-119, 1968.
16. *Schmidt R. G.*, Geology of Saipan, Mariana Islands—Part 2. Petrology of the volcanic rocks, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 280-B, 127-175, 1957.
17. *Staatz M. H., Conklin N. M., Brownfield I. K.*, Rare earths, thorium, and other minor elements in sphene from some plutonic rocks in west-central Alaska, U.S. Geol. Surv. J. Res., 5, 623-628, 1977.
18. *Strand R. G.*, Geologic map of California, Redding Sheet, scale 1 : 250 000, Calif. Div. Mines Geol., 1962.
19. *Yajima T., Higuchi H., Nagasawa H.*, Variation of rare earth concentrations in pigeonitic and hypersthene rock series from Izu-Hakone Region, Japan, Contrib. Miner. Pet., 35, 235-244, 1972.

Глава 19

Петрология, геохимия и происхождение кварцдиорит-трондьемитового комплекса Спарта, северо-восточный Орегон

Д. Фелпс

Краткое содержание

Комплекс Спарта в северо-восточном Орегоне представлен серией триасовых габбро, кварцевых диоритов и трондьемитов. Ранее считалось, что трондьемиты Спарта образовались при Na-метасоматозе кварцевых диоритов, однако новые микроструктурные и минералогические данные указывают на магматическое происхождение этих трондьемитов. Этому не противоречат данные о содержаниях в них петрогенных элементов и элементов-примесей.

Кварцевые диориты и трондьемиты генетически связаны между собой, однако характер их взаимоотношений неясен. Данные по главным элементам и полевые наблюдения свидетельствуют в пользу магматической дифференциации низкокалиевой базальтовой или андезитовой магмы, но, когда привлекаются данные по р. з. э., возникают осложнения. Хотя признаки фракционирования роговой обманки имеются, в трондьемитах не обнаруживается ожидаемого увеличения отношения Ce/Yb по сравнению с кварцевыми диоритами. Альтернативная гипотеза, предусматривающая генерацию двух частичных выплавок, одной — трондьемитового и другой — кварцдиоритового состава, согласуется с большинством геохимических и петрологических данных.

Введение

Происхождению трондьемитов уделяется много внимания в современной геологической литературе, но большинство последних работ сконцентрировано на докембрийских трондьемитах. Баркер и др. [7] расчленили все трондьемиты на две группы: высокоглиноземистого типа, содержащие 15% Al_2O_3 и более, и низкоглиноземистого типа, содержащие менее 15% Al_2O_3. Эти два типа трондьемитов различаются и по содержаниям элементов-примесей, что рассматривается как указание на различный способ их образования [7, 6]. Низкоглиноземистые трондьемиты известны в докембрийских комплексах [7, 6] и обнаружены также в фанерозойских комплексах, связанных с островными дугами ([23]; см. также гл. 18 в данном сборнике), и офиолитовых комплексах [12, 13]. Высокоглиноземистые трондьемиты известны как в докембрийских, так и фанерозойских комплексах [3, 6, 4].

В этой главе представлены результаты изучения низкоглиноземистого трондьемит-кварцдиоритового комплекса из предположительно триасовой островной дуги в восточном Орегоне. Комплекс был впервые детально изучен Гиллули [15] и затем Простской [36]. Оба автора пришли к выводу, что трондьемиты (альбитовые граниты, по Гиллули и Простке) образовались при Na-метасоматозе кварцевых диоритов из той же ассоциации. Новые петрографические, микрозондовые и петрогеохимические данные, приводимые в этой главе, позволяют считать, что кварцдиорит-трондьемитовый комплекс представляет собой серию когенетичных пород, образовавшихся либо путем магматической дифференциации, либо путем частичного плавления базальтового исходного материала. Новые данные указывают, что Na-метасоматоз играл лишь незначительную роль в образовании кварцдиорит-трондьемитового комплекса.

D. W. Phelps, Department of Geology, Arizona State University, Tempe, AZ 85281, U.S.A.

Геологическое положение

Кварцдиорит-трондьемитовый комплекс Спарта находится в 32 км восточнее Бейкера, Орегон (рис. 1). На севере района толщи мезозойских пород отделяют его от юрско-меловых штоков и батолитов гор Уоллова. На юге трондьемиты и кварцевые диориты отделены габбро и ультрамафитами от верхнепалеозойских сланцев Бернт-Ривер и аргиллитов Элкхорн. Мезозой

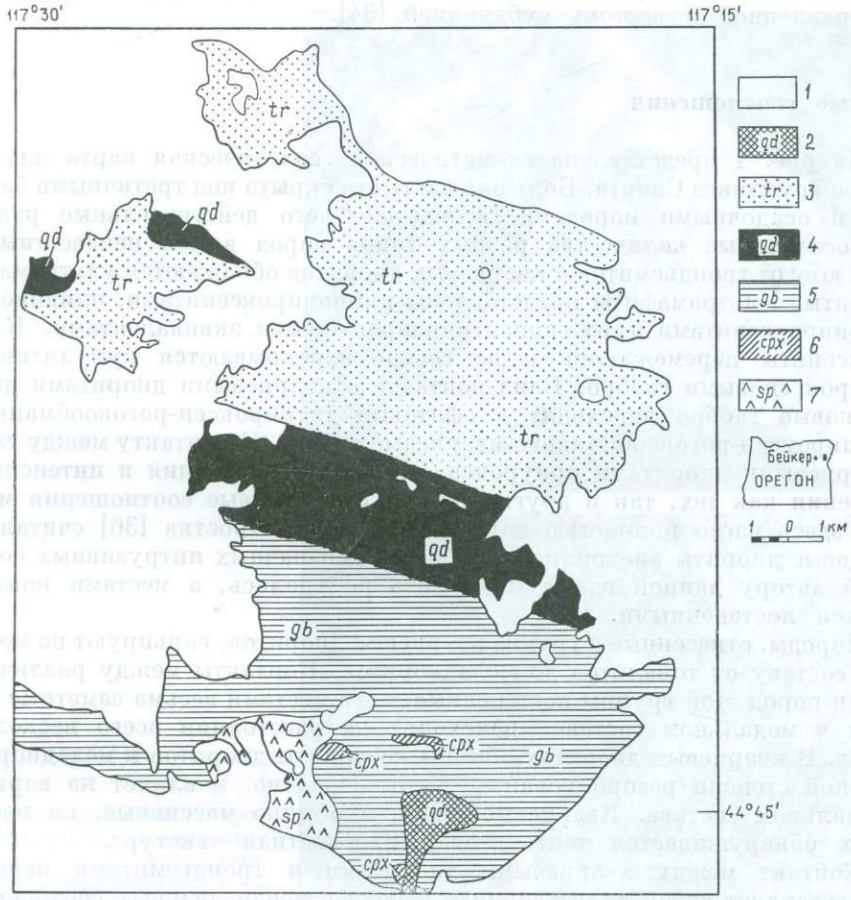


РИС. 1. Геологическая карта интрузивного комплекса Спарта, восточный Орегон, по Простке и Бейтману [35] и Простке ([37] с изменениями).
1 — нерасчлененные палеозойские, мезозойские и третичные осадочные и вулканические породы; *2* — юрские и меловые кварцевые диориты; *интрузивный комплекс Спарта*: *3* — трондьемиты и тоналиты, *4* — кварцевые диориты, диориты и тоналиты, *5* — габбро, *6* — клинопироксениты, *7* — серпентиниты.

на севере включают верхнетриасовые вулканические и осадочные породы (зеленокаменные комплексы Кловер-Крик и Голд-Крик, Нижняя осадочная серия, известняки Мартин-Бридж и формация Харуэл [36]). Вулканиты верхнего триаса представлены базальтами, спилитами, андезитами и кератофирами (зеленокаменный комплекс Кловер-Крик [36]). Соотношения этого комплекса с трондьемитами и кварцевыми диоритами проблематичны [47, 34].

Вулканиты верхнего триаса широко развиты в восточном Орегоне [9, 46, 47] и интерпретируются как верхнетриасовая вулканическая остров-

дужная серия [9, 46, 47]. $^{40}Ar/^{39}Ar$-возраст (218 млн. лет) роговой обманки, выделенной из кварцевых диоритов и трондьемитов [Ave Lallemant et al., готовится к печати], и K-Ar-возраст (215 млн. лет) биотита, выделенного из кварцевого диорита комплекса Спарта [47], совпадают с возрастом голубых сланцев (220 млн. лет [22]), выходящих на поверхность близ Митчелла в центральном Орегоне [41]. Геологические соотношения свидетельствуют, что кварцдиорит-трондьемитовый комплекс Спарта является плутоническим компонентом позднетриасовой островной дуги, сформированной в связи с направленной к востоку субдукцией [34].

Полевые соотношения

На рис. 1 представлена схематическая геологическая карта плутонического комплекса Спарта. Большая часть его скрыта под третичными базальтами и осадочными породами, вследствие чего действительные размеры и относительные количества разных типов пород в нем неизвестны.

К югу от трондьемитов и кварцевых диоритов обнажаются ультрамафиты и мафиты. Ультрамафиты представлены клинопироксенитами, оливиновыми клинопироксенитами и их серпентинизированными эквивалентами. Клинопироксениты перемежаются и на севере перекрываются кумулятивными двупироксеновыми габбро. Близ контакта с кварцевыми диоритами двупироксеновые габбро переходят в офитовые двупироксен-роговообманковые и двупироксен-роговообманково-кварцевые габбро. К контакту между габбро и кварцевыми диоритами приурочена зона рассланцевания и интенсивного изменения как тех, так и других пород. Контактовые соотношения между ними здесь часто полностью затушеваны. Хотя Простка [36] считал, что кварцевые диориты внедрились в габбро, однозначных интрузивных соотношений автору данной главы наблюдать не удалось, а местами контакты кажутся постепенными.

Породы, отнесенные к группе кварцевых диоритов, варьируют по модальному составу от тоналитов до меладиоритов. Контакты между различными типами пород этой группы постепенные, хотя местами весьма заметные изменения в модальном составе происходят на расстоянии всего нескольких метров. В кварцевых диоритах обычны ксенолиты диоритов и меладиоритов, в разной степени резорбированные, что, вероятно, и влияет на вариации в модальном составе. Кварцевые диориты обычно массивные, но местами в них обнаруживается тектонитовая плоскостная текстура.

Контакт между кварцевыми диоритами и трондьемитами неровный и представляет собой зону сложных и подчас неоднозначных соотношений. Вдоль большей его части наблюдаются интенсивное рассланцевание и разломы, вследствие чего многие соотношения затушеваны. В таких участках кварцевые диориты и трондьемиты исключительно сильно изменены. Однако в некоторых местах контактовые соотношения довольно четкие.

Местами контакт постепенный. В этих случаях кварцевые диориты характеризуются весьма изменчивыми модальным составом и размером зерен. Наблюдались редкие дайки мелкозернистого диорита, пересекавшие как трондьемиты, так и кварцевые диориты. В одном из небольших обнажений площадью менее 5 кв. м вдоль контакта между трондьемитом и кварцевым диоритом наблюдаются смешанные породы, состоящие из мелкозернистого диорита и трондьемитового (по модальному составу) аплита (рис. 2, *а*). Оба типа пород перемежаются в масштабе, варьирующем от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Контакты либо резкие и угловатые, либо диффузные с признаками смешивания между обоими типами пород; признаков закалки ни в той, ни в другой породе не наблюдалось.

К северу от контакта распространены трондьемиты, на расстоянии 10—12 км от контакта они перекрываются кератофирами зеленокаменного комплекса Кловер-Крик. Трондьемиты обычно массивные, но местами в них обнаруживаются признаки рассланцевания, а также слабо выраженные плоскостные текстуры. Близ контакта с кварцевыми диоритами трондьемиты местами превращены в кварцевый диорит или тоналит. Во всех трондьемитах

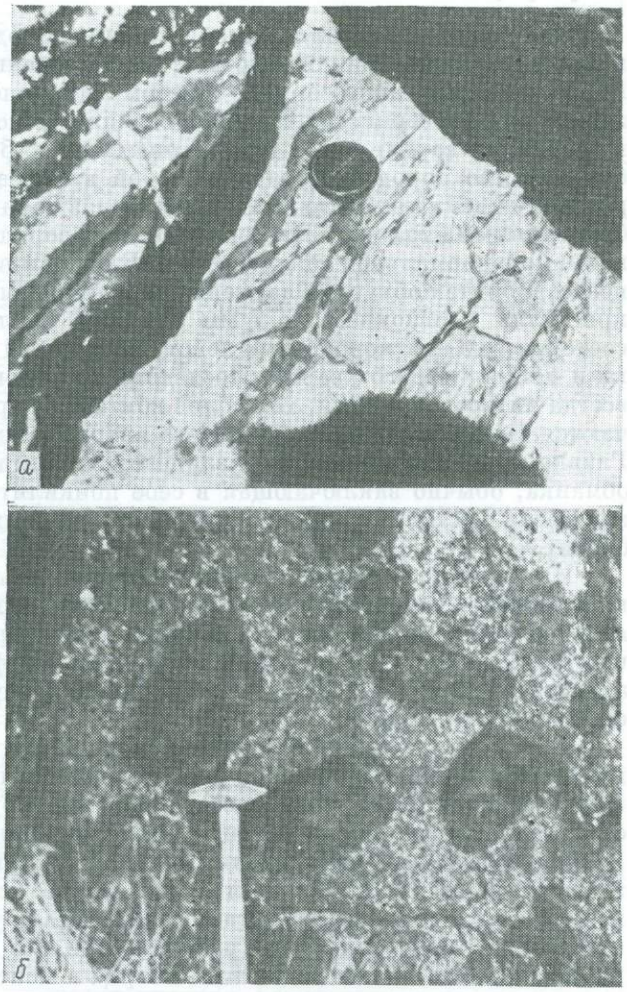


РИС. 2. *а* — смешанная порода, встречающаяся в контактовой зоне между кварцевым диоритом и трондьемитом; *б* — ксенолиты диорита в содержащем роговую обманку трондьемите близ контакта с кварцевым диоритом.

обычны неправильной формы и линзовидные сегрегации мелкозернистых лейкократовых пород от нескольких сантиметров до нескольких метров в поперечнике. Контакты этих сегрегаций могут быть либо резкими, либо постепенными без признаков закаливания. Подобного же облика лейкократовые породы встречаются также в виде даек с резкими контактами и с зонами закалки или без них. Близ контакта с кварцевыми диоритами в трондьемитах обычны ксенолиты диоритов и меладиоритов с резкими, угловатыми границами (рис. 2, *б*).

Трондьемиты и кварцевые диориты прорваны многочисленными мафическими и кислыми дайками. Эти дайки имеют мощность от одного до двух метров, в некоторых из них наблюдаются зоны закалки. Мафические дайки

представлены диабазами или габбро, а кислые дайки — кератофирами и кварцевыми кератофирами. Изредка встречаются андезитовые дайки.

Контакт зеленокаменного комплекса Кловер-Крик с трондьемитами обнажен плохо, и его природа — интрузивная или стратиграфическая — была предметом дискуссии между разными исследователями района [36, 47, 34]. На площади листа Спарта не удалось однозначно решить этот вопрос.

Петрография

Кварцевые диориты и близкие к ним породы состоят из плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, второстепенные минералы представлены Fe-Ti-окислами, акцессории — сфеном, цирконом и эпидотом. Структура гипидиоморфнозернистая, порфировая или милонитовая. Содержание роговой обманки варьирует от 10% в тоналитах до 50% в меладиоритах; однако большинство пород представляет собой кварцевые диориты с содержанием роговой обманки от 15 до 30%. Плагиоклаз характеризуется частично резорбированными ядрами с четкой ритмической зональностью, которые окружены каймами с нормальной зональностью. Близ контакта с трондьемитами в кварцевых диоритах обнаруживаются гипидиоморфные, пятнисто-зональные фенокристаллы плагиоклаза до 7 мм в длину, заключенные в основной массе, состоящей из плагиоклазовых лейст (длиной от 1 мм до 2 мм), роговой обманки и пойкилитового кварца. Последний по отношению к плагиоклазу почти всегда интерстиционный, хотя близ контакта с трондьемитами изредка встречаются фенокристаллы голубоватого кварца, окруженные роговой обманкой. Главной мафической фазой в кварцевых диоритах является зеленая роговая обманка, обычно заключающая в себе пойкилитовые вростки лейст плагиоклаза, но местами в равных или даже больших количествах присутствует биотит.

Изменения кварцевых диоритов незначительны. Ядра зерен плагиоклаза в большинстве образцов в той или иной мере серицитизированы, но сильные изменения редки. Биотит и роговая обманка с краев или вдоль трещин спайности замещаются хлоритом. В некоторых шлифах обнаруживаются жилки эпидота и кварца. В милонитизированных кварцевых диоритах изменение обычно более сильное.

В той части комплекса, которая на карте показана как трондьемиты, представлено несколько типов пород с различными микроструктурами. Наиболее распространенными здесь являются крупнозернистые трондьемиты с гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурами. Кроме того, здесь представлены тоналиты, кварцевые диориты и порфировые и мелкозернистые трондьемиты. Последние встречаются в виде секущих поперечных даек или сегрегаций в более крупнозернистом трондьемите. Обычный крупнозернистый (размер зерен до 1 см) трондьемит более чем на 90% состоит из плагиоклаза и кварца и менее чем на 10% из мафических минералов. В плагиоклазе, как правило, обнаруживается ритмическая или пятнистая зональность и несколько резорбированные ядра с нормальнозональными краями. Кварц встречается как в виде крупных, поликристаллических агрегатов, так и в интерстициях между зернами плагиоклаза. В штуфах кварц имеет голубоватый оттенок. Наиболее распространенным первичным мафическим минералом является биотит, кроме участков близ контакта с кварцевыми диоритами, где доминирующей мафической фазой становится роговая обманка, которая может составлять до 40% от объема породы.

Порфировая структура особенно характерна для мелкозернистых лейкократовых сегрегаций и даек, залегающих среди крупнозернистых трондьемитов. В порфировых трондьемитах фенокристаллы кварца и ритмически зонального плагиоклаза заключены в фанеритовой кварц-плагиоклазовой

Таблица 1

Содержания главных элементов и нормы CIPW в валовых пробах комплекса Спарта (в %). Все анализы, кроме особо отмеченных, рентгенофлуоресцентные

	Низкокалиевые дайки		Кератофировые дайки				Мафитовая дайка	Высококалиевые дайки					Крупнозернистые трондьемиты				Рассланцованный трондьемит	Тоналит
	108B	205	184G	199	202A	202B	195A [г]	191	194B	194C	200A	201B	209B	196	193	201A	192	197A
SiO_2	75,71	75,00	74,75	75,83	75,99	66,06	53,14	75,85	74,62	75,98	77,07	77,86	73,35	72,88	72,82	72,93	80,58	67,91
TiO_2	0,04	0,32	0,35	0,24	0,82	0,78	1,73	0,13	0,42	0,17	0,24	0,20	0,35	0,45	0,43	0,39	0,25	0,41
Al_2O_3	13,22	13,03	12,98	11,68	12,32	14,80	15,41	12,71	11,92	11,87	11,89	11,92	12,66	12,50	13,22	13,40	10,90	15,05
FeO [а]	0,74	1,64	1,71	1,23	1,84	5,52	10,41	0,92	3,34	1,08	1,61	1,37	2,68	3,37	2,90	3,06	0,58	4,44
MnO	0,05	0,03	0,02	0,04	0,07	0,18	0,23	не обн.	не обн.	не обн.	0,04	0,06	0,07	0,12	0,09	0,13	0,02	0,14
MgO	не обн.	0,08	0,71	не обн.	0,09	1,31	4,35	не обн.	0,24	не обн.	0,04	не обн.	0,51	0,64	0,54	0,56	не обн.	1,10
CaO	4,95	2,33	0,76	1,91	1,56	4,46	8,08	1,02	1,00	1,22	1,36	0,76	2,83	2,35	3,16	3,28	1,55	5,10
Na_2O [б]	4,88	5,37	6,03	5,22	5,16	3,90	3,90	3,21	3,87	4,15	4,44	4,55	3,71	3,95	3,68	3,83	5,14	3,49
K_2O	0,06	0,26	0,12	0,22	0,20	1,08	0,70	4,42	2,91	2,66	1,65	2,36	1,61	1,37	1,25	1,04	0,07	0,31
P_2O_5	0,03	0,03	0,05	0,05	0,02	0,17	—	0,03	не обн.	не обн.	не обн.	0,03	0,05	0,07	0,06	0,06	0,05	0,12
S	не обн.	не обн.	не обн.	0,02	не обн.	0,02	—	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0,01	не обн.	0,01	0,02	не обн.
H_2O [в]	0,75	0,71	1,16	0,77	0,76	1,77	—	0,88	0,93	0,80	0,96	0,93	0,91	1,27	1,22	1,33	0,86	1,25
Cr_2O_3 [б]	не обн.	—	—	—	—	—	0,45	не обн.	не обн.	—	не обн.	не обн.	0,03	не обн.	не обн.	не обн.	—	—
Сумма	100,43	98,90	98,64	97,21	98,24	100,05	98,40	99,17	99,25	97,93	99,27	100,04	98,76	98,98	99,28	100,03	100,02	99,38
Ap	0,07	0,07	0,12	0,12	0,46	0,39	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02	0,07	0,12	0,16	0,14	0,14	0,12	0,28
Ilm	0,08	0,61	0,67	0,46	0,61	1,48	3,29	0,25	0,80	0,32	0,46	0,38	0,07	0,86	0,82	0,74	0,48	0,89
Or	0,34	1,54	0,71	1,30	1,18	6,38	4,14	26,12	17,20	15,72	9,75	13,95	9,52	8,10	7,39	6,15	0,41	1,83
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab	41,29	45,44	51,03	44,17	43,66	33,00	33,00	27,16	32,75	35,12	37,57	38,50	31,39	33,42	31,14	32,41	43,49	29,53
An	13,99	10,68	3,45	7,79	7,61	19,69	22,48	4,87	4,96	5,91	6,68	3,58	13,14	11,21	15,29	15,88	6,46	24,87
C	0,00	0,00	1,67	0,00	0,84	0,00	0,00	0,86	0,59	0,00	0,35	0,57	0,00	0,41	0,21	0,15	0,00	0,06
Q	38,18	36,73	35,48	40,08	40,43	24,31	0,18	37,49	35,99	38,30	40,78	39,77	37,01	36,28	37,04	36,60	47,11	30,72
Fo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fa	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di (Wo	1,22	0,29	0,00	0,57	0,00	0,56	7,35	0,00	0,00	0,60	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00	0,00	0,38	0,02
Di (En)	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,15	2,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Di (Fs)	1,39	0,29	0,00	0,66	0,00	0,43	4,51	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,43	0,13
En	0,00	0,18	1,77	0,00	0,22	3,11	7,91	0,00	0,60	0,00	0,10	0,00	1,21	1,59	1,35	1,40	0,00	2,74
Fs	0,00	2,25	2,60	1,26	2,98	8,75	12,18	1,48	5,44	1,63	2,64	2,30	4,27	5,67	4,78	5,22	0,26	7,63

Продолжение табл. 1

	Тоналит	Кварцевые диориты и близкие к ним породы														
	210	208B	209 [д]	189	206	111B	111D	112B	113	115	117C	187	190B	208A	209C	111A
SiO_2	65,65	54,23	48,91	56,48	51,76	58,31	55,45	66,94	56,92	56,12	59,42	62,22	63,78	57,29	49,97	52,87
TiO_2	0,62	0,71	0,26	0,99	0,96	1,16	0,88	0,60	0,96	0,87	1,53	0,71	0,71	0,59	0,90	0,88
Al_2O_3	14,46	15,84	16,01	19,28	17,77	15,06	16,51	14,34	16,89	17,20	13,77	15,46	15,49	14,84	17,18	17,85
FeO [а]	5,79	9,10	6,99	7,36	9,03	8,76	7,59	4,77	7,67	8,15	8,83	5,81	5,55	8,06	9,23	8,78
MnO	0,12	0,21	0,20	0,13	0,22	0,20	0,15	0,12	0,17	0,17	0,19	0,05	0,16	0,22	0,19	0,16
MgO	1,91	5,26	9,21	2,26	4,24	2,72	3,89	1,62	3,15	3,71	2,87	2,25	1,97	5,05	7,31	3,90
CaO	5,76	9,10	13,10	8,35	8,94	5,63	9,15	4,93	7,10	8,03	6,52	5,04	5,24	8,48	9,31	8,56
Na_2O [б]	2,98	2,55	3,69	3,33	3,20	3,75	3,08	3,65	3,47	2,97	3,04	3,69	3,72	2,76	2,42	3,40
K_2O	0,53	0,59	0,30	0,88	1,25	0,38	0,37	1,12	1,50	0,84	1,45	1,40	0,98	0,71	0,66	0,31
P_2O_5	0,10	0,05	0,01	0,15	0,14	0,28	0,18	0,12	0,15	0,16	0,28	0,14	0,13	0,03	0,15	0,02
S	0,00	не обн.	не обн.	0,02	не обн.	0,07	не обн.	0,03	0,01	0,02	не обн.	0,01	не обн.	0,02	не обн.	не обн.
H_2O [в]	1,21	2,24	1,66	1,53	1,57	2,84	2,50	1,24	2,04	1,14	1,77	1,92	2,10	1,84	0,84	2,45
Cr_2O_3 [б]	0,05	0,84	0,03	0,07	0,58	—	—	—	—	0,36	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,18	100,72	100,37	100,83	99,66	99,16	99,75	99,48	100,03	99,74	99,67	98,70	99,83	99,89	98,16	99,18
Ap	0,23	0,12	0,02	0,35	0,32	0,65	0,42	0,28	0,35	0,37	0,65	0,32	0,30	0,07	0,35	0,05
Ilm	1,18	1,35	0,49	1,88	1,82	2,20	1,67	1,14	1,82	1,65	2,91	1,35	1,35	1,12	1,71	1,67
Or	3,13	3,49	1,77	5,20	7,39	2,25	2,19	6,62	8,87	4,96	8,57	8,27	5,79	4,20	3,90	1,83
Ne	0,00	0,00	8,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ab	25,22	21,58	15,20	28,18	27,08	31,73	26,06	30,87	29,36	25,13	25,72	31,22	31,48	23,36	20,48	28,77
An	24,52	30,03	26,24	35,06	30,43	23,14	30,13	19,44	26,08	31,12	19,65	21,49	22,68	26,01	34,07	32,53
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Q	27,64	5,88	0,00	8,54	0,00	13,73	8,45	26,06	7,43	8,69	14,68	17,83	20,88	9,85	0,00	3,11
Fo	0,00	0,00	9,20	0,00	1,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,62	0,00
Fa	0,00	0,00	5,46	0,00	1,66	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,50	0,00
Di (Wo)	1,43	6,18	16,15	2,51	5,43	1,25	5,89	1,77	3,41	3,21	4,55	1,09	1,04	6,63	4,66	4,10
Di (En)	0,48	2,77	9,81	0,74	2,23	0,41	2,54	0,61	1,32	1,30	1,58	0,41	0,37	3,08	2,42	1,63
Di (Fs)	0,99	3,37	5,46	1,59	3,25	0,88	3,35	1,21	2,15	1,94	3,09	0,70	0,70	3,48	2,11	2,51
En	4,28	10,33	0,00	4,89	6,86	6,37	7,15	3,42	6,53	7,94	5,57	5,19	4,54	9,50	12,05	8,08
Fs	8,84	12,56	0,00	10,53	10,01	13,67	9,42	6,78	10,67	11,91	10,95	8,89	8,62	10,75	10,47	12,46

[а] Все железо в виде FeO. [б] Определено инструментальным нейтронно-активационным анализом. [в] Суммарная H_2O определялась весовым методом, описанным Шапиро [39]. [г] Все элементы, кроме Na_2O, Cr_2O_3 и H_2O, определены электронным микрозондом в шарике плавленого стекла. [д] Диоритовая дайка, интрудирующая диориты и тондьемиты вдоль контакта между ними. не обн. — не обнаружено.

основной массе, состоящей или из гипидиоморфных лейст плагиоклаза и ксеноморфного кварца или из тех же минералов в графическом или микрографическом прорастании. Графические прорастания концентрируются вокруг фенокристаллов, но внутрь их не проникают. В некоторых разностях фенокристаллы отсутствуют, и весь шлиф представляет собой мелкозернистый агрегат кварца и плагиоклаза с вышеописанными структурами. Гипидиоморфные плагиоклазовые лейсты основной массы, не образующие с кварцем графических прорастаний, обладают нормальной зональностью и могут иметь внешнюю кайму антипертита.

В некоторых трондьемитах заметны признаки рассланцевания. Эти разности содержат порфирокласты кварца и плагиоклаза, погруженные в основную массу из гранулированного кварца и плагиоклаза. В таких трондьемитах иногда развиваются слабые плоскостные текстуры. В рассланцованных трондьемитах часты жилки вторичного кварца и альбита. Некоторые разности превратились в кварц-альбитовые породы, полностью лишенные мафических минералов.

Степень изменения трондьемитов варьирует. В рассланцованных разностях все мафические минералы превращены в эпидот, а плагиоклаз большей частью серицитизирован. В недеформированных трондьемитах плагиоклаз серицитизирован лишь частично. Обычно ядра зональных зерен замут-

Таблица 2

Содержание элементов-примесей (в млн$^{-1}$) в некоторых породах комплекса Спарта. Анализы выполнены методом инструментальной нейтронной активации

	Кварцевые диориты				Тоналит	Мафитовая дайка	Стандарт
	Sp115	Sp189	Sp206	Sp208B	Sp209	Sp210	Sp195A	BCR-1
La	7,33	5,63	10,84	3,99	6,41	4,89	8,20	24,83
Ce	17,93	14,46	20,47	10,91	16,33	12,28	21,67	53,58
Sm	3,22	3,46	2,99	2,19	4,04	2,68	4,94	6,85
Eu	0,96	1,02	1,00	0,69	1,02	0,84	1,54	1,92
Tb	0,72	0,85	0,60	0,52	0,96	0,67	1,02	1,11
Yb	2,77	2,65	2,51	2,05	4,03	2,73	3,49	3,38
Lu	0,42	0,42	0,41	0,33	0,65	0,46	0,55	0,52
Ni	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Co	29,30	26,30	26,10	47,53	48,14	25,51	36,62	35,77
S	25,93	24,92	31,10	37,48	15,39	20,60	36,75	31,86
Th	2,07	0,43	1,03	0,64	1,04	0,39	0,73	6,09

	Крупнозернистые трондьемиты				Высококалиевые мелкозернистые трондьемиты			Высококалиевая дайка
	Sp193	Sp196	Sp201A	Sp209B	Sp194B	Sp200A	Sp201B	Sp191
La	6,66	5,61	5,51	10,57	17,27	11,59	12,25	22,58
Ce	17,81	14,11	15,29	27,16	46,95	29,49	33,57	46,22
Sm	3,65	3,14	3,84	5,08	5,80	5,27	6,05	3,06
Eu	0,88	0,90	0,92	0,91	0,78	1,03	0,87	0,82
Tb	0,93	0,80	1,08	1,29	1,18	1,32	1,69	
Yb	4,05	3,53	4,82	5,55	5,88	7,10	8,11	2,00
Lu	0,64	0,60	0,75	0,95	1,00	1,16	1,38	0,43
Ni	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Co	47,80	21,77	21,88	63,20	53,90	24,62	45,71	65,70
S	12,17	12,89	13,78	12,34	8,30	7,88	9,57	1,92
Th	1,24	1,47	1,15	2,52	2,92	2,62	3,23	12,32

нены, тогда как края чистые. В некоторых шлифах обнаруживаются свежие биотит и роговая обманка с очень небольшими количествами эпидота и хлорита. Чаще же биотит и роговая обманка полностью или почти полностью замещены хлоритом или эпидотом. Во многих шлифах встречаются жилки пренита, эпидота, кальцита и кварца.

Химизм пород в целом

В табл. 1 приведены содержания главных элементов в валовых пробах 15 пород из кварцдиоритовой части комплекса, четырех крупнозернистых трондьемитов, одного рассланцованного трондьемита, двух тоналитов из

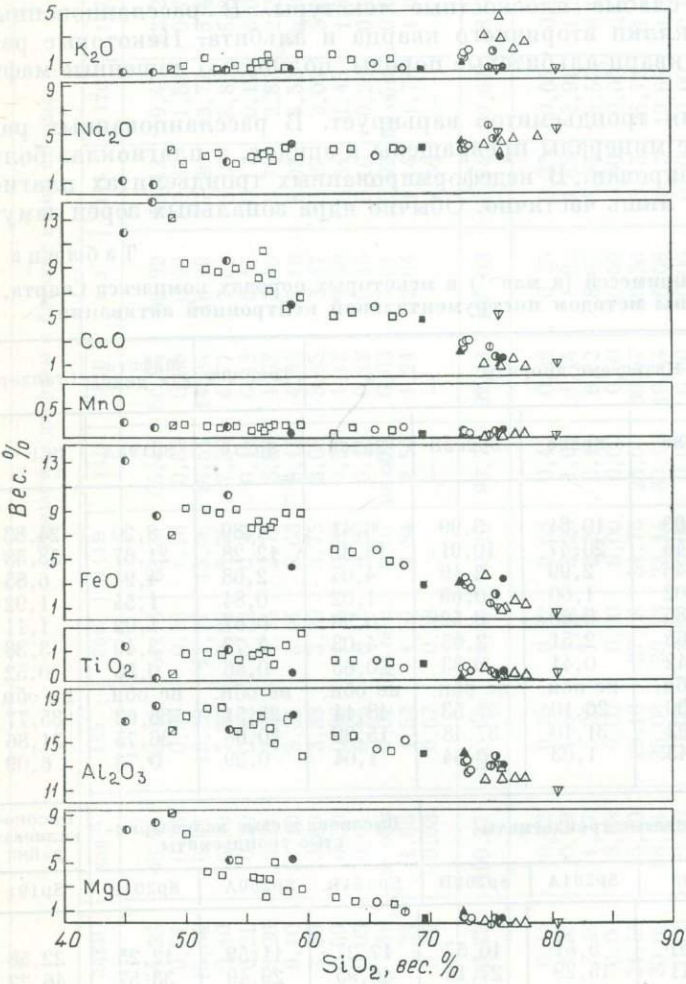


РИС. 3. Вариационная диаграмма главных элементов относительно SiO_2 для пород комплекса Спарта. Светлые квадраты — кварцевые диориты, светлые кружки — тоналиты и трондьемиты, кружки, залитые слева — габбро, светлые треугольники — высококалиевые мелкозернистые дайки или сегрегации, светлые кружки и перевернутые треугольники с вертикальными черточками — низкокалиевые дайки, светлый квадрат с диагональю — диоритовая дайка, секущая трондьемиты и кварцевые диориты. Для сравнения показаны трондьемиты и кварцевые диориты из офиолитового комплекса Каньон-Маунтин (черные кружки) [44], трондьемиты комплекса Троодос (черные квадраты) [13], трондьемиты Мьюл-Маунтин (черные треугольники) [7] и трондьемиты Рио-Бразос (кружки, залитые справа) [7].

трондьемитовой части комплекса, семи мелкозернистых трондьемитов и близких к ним дайковых пород и пяти секущих поперечных даек. Анализы трондьемитов и кварцевых диоритов показаны на вариационной диаграмме (рис. 3). Трондьемиты подразделяются на крупно- и мелкозернистые в соответствии с их петрографией и особенностями залегания. Мелкозернистые трондьемиты далее подразделены на низкокалиевые и высококалиевые. Высококалиевые трондьемиты встречаются в виде линзовидных сегрегаций

в крупнозернистых трондьемитах или в виде поперечно-секущих даек, тогда как низкокалиевые образуют только поперечно-секущие дайки.

Для анализа на элементы-примеси из кварцдиорит-трондьемитовой серии было отобрано 15 проб на основе особенностей залегания, петрографии и химизма главных элементов. Результаты представлены в табл. 2. Содержания р. з. э., нормализованные по хондритам [17], приведены на рис. 4, *а — е*.

Трондьемиты содержат меньше 15% Al_2O_3 и от 3 до 5,5% Na_2O, обладают высоким отношением Na_2O/K_2O и недифференцированным распреде-

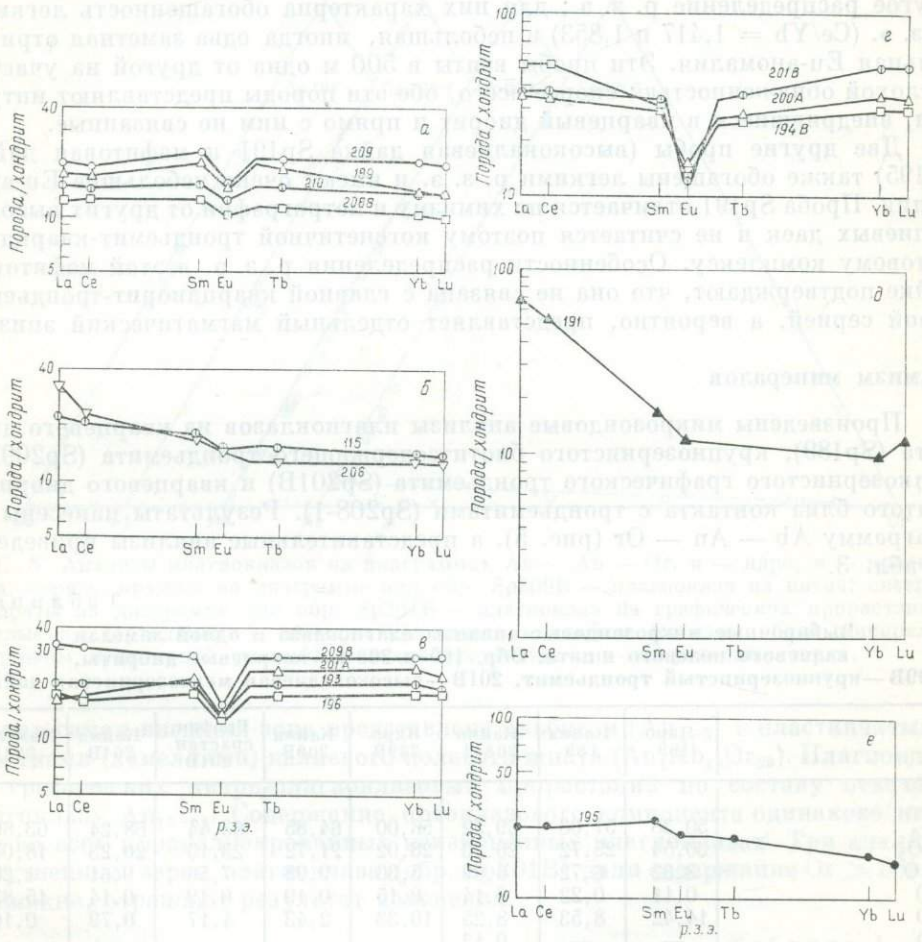


РИС. 4. Содержания р. з. э., нормализованные по хондритам [17], в породах комплекса Спарта. *а* — кварцевый диорит (проба 210 — тоналит с площади, изображенной на карте как поле выходов трондьемитов); *б* — кварцевый диорит; *в* — крупнозернистый трондьемит; *г* — высококалиевый мелкозернистый трондьемит; *д* — высококалиевая дайка; *е* — мафическая дайка.

лением р. з. э. с четкой Eu-аномалией (Eu/Eu* от 0,347 до 0,763; Eu* — содержание Eu, которое данный образец имел бы, если бы в нем не было Eu-аномалии. Eu* определяют путем интерполяции между Sm и Tb). В образцах из кварцдиоритовой части комплекса обнаруживаются широкие вариации в химизме главных элементов. Содержание SiO_2 колеблется от 66% в богатых кварцем разностях до менее чем 50% в разностях, богатых роговой обманкой. Содержание Na_2O растет, а всех других главных окислов уменьшается по

мере увеличения содержания SiO_2. Разброс точек на диаграмме K_2O — SiO_2 свидетельствует о влиянии на содержание K_2O процессов изменения. Разности с высоким содержанием SiO_2 и низким MgO (тоналиты) из кварцдиоритовой части комплекса перекрываются по содержанию главных элементов и элементов-примесей с роговообманкосодержащими трондьемитами и тоналитами из трондьемитовой части. Распределение р. з. э. в кварцевых диоритах и тоналитах слабо дифференцированное (Ce/Yb = 0,92 ÷ 1,24) с отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 0,688 ÷ 0,855).

Две пробы кварцевых диоритов (Sp206 и Sp115) имеют совершенно другое распределение р. з. э.; для них характерна обогащенность легкими р. з. э. (Ce/Yb = 1,417 и 1,853) и небольшая, иногда едва заметная отрицательная Eu-аномалия. Эти пробы взяты в 500 м одна от другой на участке с плохой обнаженностью; скорее всего, обе эти породы представляют интрузии, внедрившиеся в кварцевый диорит и прямо с ним не связанные.

Две другие пробы (высококалиевая дайка Sp191 и мафитовая дайка Sp195) также обогащены легкими р. з. э. и имеют очень небольшие Eu-аномалии. Проба Sp191 отличается по химизму и петрографии от других высококалиевых даек и не считается поэтому когенетичной трондьемит-кварцдиоритовому комплексу. Особенности распределения р. з. э. в этой мафитовой дайке подтверждают, что она не связана с главной кварцдиорит-трондьемитовой серией, а вероятно, представляет отдельный магматический эпизод.

Химизм минералов

Произведены микрозондовые анализы плагиоклазов из кварцевого диорита (Sp189), крупнозернистого биотитсодержащего трондьемита (Sp209B), мелкозернистого графического трондьемита (Sp201B) и кварцевого диорита, взятого близ контакта с трондьемитами (Sp208-1). Результаты нанесены на диаграмму Ab — An — Or (рис. 5), а представительные анализы приведены в табл. 3.

Таблица 3

Выборочные микрозондовые анализы плагиоклаза и одной ламелли калиевого полевого шпата. Обр. 189 и 208-1 — кварцевые диориты, 209B — крупнозернистый трондьемит, 201B — высококалиевая мелкозернистая дайка

	Ядро 189	Кайма 189	Кайма 208-1	Ядро 209B	Кайма 209B	Графич. срастан. 201B	Кайма 201B	Ламелль 201B
SiO_2	50,38	57,08	59,52	56,00	64,85	63,44	68,24	63,60
Al_2O_3	30,54	25,72	26,23	28,02	21,72	23,10	20,23	18,04
Na_2O	3,32	6,72	6,69	5,36	9,98	7,56	9,61	1,20
K_2O	0,11	0,22	0,14	0,15	0,19	0,19	0,14	15,83
CaO	14,42	8,53	8,25	10,33	2,43	4,17	0,79	0,16
FeO	—	—	0,13	—	—	—	—	—
Сумма	98,78	98,26	100,97	99,86	99,17	98,46	99,01	98,82
Катионы								
Si	9,293	10,414	10,527	10,075	11,498	11,300	11,964	11,963
Al	6,638	5,528	5,467	5,938	4,536	4,851	4,182	3,989
Na	1,188	2,375	2,294	1,868	3,431	2,612	3,268	0,436
K	0,025	0,050	0,031	0,035	0,042	0,043	0,032	3,789
Ca	2,850	1,668	1,564	1,991	0,462	0,796	0,149	0,032
Fe	—	—	0,020	—	—	—	—	—
Сумма на 32 атома O	19,994	20,035	19,902	19,908	19,970	19,602	19,595	20,182
Ab	29,05	58,03	59,00	47,96	81,17	75,69	94,75	10,24
Or	0,62	1,23	0,78	0,90	1,08	1,25	0,93	89,01
An	70,33	40,75	40,22	51,14	11,75	23,07	4,32	0,76

В кварцевом диорите зональный плагиоклаз имеет состав от An_{60-70} в ядрах до An_{35-40} по краям, а в крупнозернистом трондьемите — от An_{45-50} в ядрах до An_{10} по краям. В обоих случаях на эту нормальную зональность накладывается тонкая ритмическая зональность. В трондьемите в богатых кальцием ядрах плагиоклаза встречаются пятна олигоклаза того же состава, что и по краям зерен. В мелкозернистом лейкократовом трондьемите плагиоклаз имеет состав An_{15-20} в ядрах и An_{10-15} — по краям. В некоторых

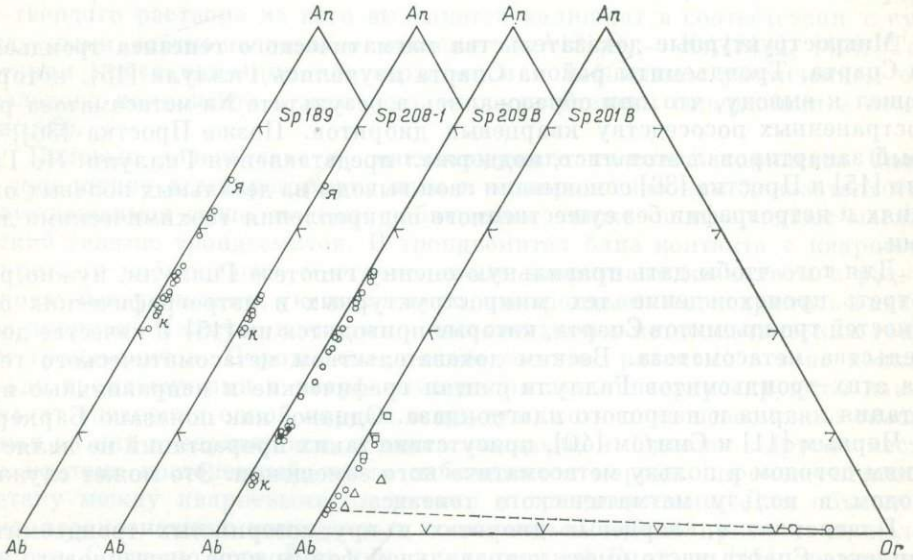


РИС. 5. Анализы плагиоклазов на диаграммах Ab — An — Or. я — ядро, к — краевая зона; черные кружки на диаграмме для обр. Sp209B — плагиоклаз из пятна; светлые квадраты на диаграмме для обр. Sp201B — плагиоклаз из графических прорастаний, светлые шестиугольники — ламелли калишпата в альбите (составы обоих минералов соединены пунктирной линией), светлые треугольники — замутненные зерна.

зернах самая внешняя зона представлена альбитом (An_{4-5}) с пластинчатыми врастками (ламеллями) калиевого полевого шпата ($An_1Ab_{10}Or_{89}$). Плагиоклаз из графических кварц-плагиоклазовых прорастаний по составу отвечает олигоклазу An_{15-25}. Содержание ортоклазового компонента одинаково низкое во всех проанализированных неизмененных плагиоклазах. Три анализа замутненных зерен плагиоклаза (обр. Sp201B) дали содержание $Or > 3\%$ и, возможно, отражают результат изменения.

Таблица 4

Микрозондовые анализы (в %) роговой обманки из кварцевого диорита (обр. 189)

SiO_2	47,20	46,36	44,55	44,74	46,28	45,93	46,30	45,99
Al_2O_3	6,75	5,16	8,31	8,76	7,21	8,18	7,40	7,41
TiO_2	1,31	1,23	1,38	1,10	1,18	1,17	1,19	1,37
FeO	18,95	19,11	20,04	19,28	18,84	18,92	18,17	19,28
MnO	0,44	0,46	0,52	0,40	0,37	0,37	0,38	0,40
CaO	10,60	10,67	10,59	11,35	11,36	11,64	11,29	10,44
MgO	10,63	10,17	9,57	9,76	10,20	10,00	10,51	10,13
Na_2O	1,11	1,25	1,44	1,14	0,99	0,83	0,96	1,19
K_2O	0,19	0,27	0,35	0,69	0,56	0,62	0,39	0,27
Сумма	97,18	96,70	96,74	97,23	97,00	97,65	96,59	96,48

Была проанализирована роговая обманка из кварцевого диорита (Sp 189). Результаты приведены в табл. 4. Все анализировавшиеся зерна обогащены железом (от 18 до 20% FeO). Зональность в них не обнаружена; вариации составов, возможно, являются отражением субмикроскопических процессов распада твердого раствора.

Обсуждение результатов

Микроструктурные доказательства магматического генезиса трондьемитов Спарта. Трондьемиты района Спарта изучались Гиллули [15], который пришел к выводу, что они образовались в результате Na-метасоматоза распространенных пососедству кварцевых диоритов. Позже Простка [36], который закартировал этот лист, поддержал представления Гиллули. Но Гиллули [15] и Простка [36] основывали свои выводы на детальных полевых описаниях и петрографии без существенного подкрепления геохимическими данными.

Для того чтобы дать правильную оценку гипотезе Гиллули, нужно рассмотреть происхождение тех микроструктурных и петрографических особенностей трондьемитов Спарта, которые приводятся им [15] в качестве доказательства метасоматоза. Веским доказательством метасоматического генезиса этих трондьемитов Гиллули считал графические и неправильные прорастания кварца и натрового плагиоклаза. Однако, как показано Баркером [5], Черным [11] и Смитом [40], присутствие таких прорастаний не является веским доводом в пользу метасоматического замещения. Это может служить доводом в пользу магматического генезиса.

Плагиоклаз в кварцевых диоритах и крупнозернистых трондьемитах комплекса Спарта часто имеет неправильной формы ядра андезинового или лабрадорового состава и олигоклазовые края. Плагиоклаз каймы иногда заливообразно внедряется в более основное ядро. Внутри этих лабрадоровых и андезиновых ядер встречаются изолированные пятна олигоклаза того же состава и оптической ориентировки, что и в краевых зонах. Гиллули [15] считал такие соотношения свидетельством Na-метасоматоза в комплексе Спарта. Однако Ванс [49] для объяснения генезиса этого типа пятнистой зональности выдвинул другую гипотезу. Согласно этой гипотезе, изменение физико-химических условий расплава, из которого кристаллизуется плагиоклаз, приводит к частичной резорбции ранее его образованных зерен. Возобновившаяся кристаллизация в новых условиях ведет к осаждению более натрового плагиоклаза на частично резорбированных и неправильных по форме зернах. Обнаруживаемые в шлифах изолированные пятна олигоклаза в более кальциевых плагиоклазовых ядрах, возможно, представляют собой срезы «заливов» олигоклаза краевых зон, в третьем измерении соединявшихся с самими этими зонами. Характер зональности, наблюдавшейся автором настоящей статьи и описанной Гиллули [15], хорошо согласуется с моделью Ванса [49]. Кроме того, Ванс [49] описал жилки натрового плагиоклаза, которые протягивались от краевой зоны вдоль трещин и секли более кальциевый плагиоклаз ядер [49] в породах несомненно магматического происхождения. Гиллули [15] подобные соотношения связывал с Na-метасоматозом.

Тонкая ритмическая и нормальная зональность свойственна большей части плагиоклазов из пород комплекса Спарта, представляя собой веский довод в пользу их магматического генезиса. В плагиоклазе из крупнозернистых трондьемитов тонкая ритмическая зональность подобна той, которая описана Хиллсом [21] и Вансом [48]; эти авторы связывали ее с диффузией, имевшей место во время магматической кристаллизации. Такого рода зональность обычно считается признаком магматических пород, а в тех редких

случаях, когда она обнаруживается в породах метаморфических, ее считают реликтовой магматической [10].

Нормальная зональность плагиоклазов из основной массы порфировых тронд'емитов, а также из мелкозернистых даек и сегрегаций является непрерывной, самая внешняя зона может быть представлена антипертитом. Такая зональность согласуется с кристаллизацией плагиоклаза из расплава, в котором калий концентрируется в жидкой фазе. Кристаллизующийся на последней стадии плагиоклаз обогащен калием, и по мере остывания и распада твердого раствора из него выделяется калишпат в соответствии с субсолидусными соотношениями в системе $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ [40]. Такая история кристаллизации подтверждается и небольшим увеличением ортоклазового компонента в плагиоклазе с увеличением содержания в нем Ab (рис. 5).

Полевые доказательства магматического генезиса комплекса Спарта. В дополнение к микроструктурным и минералогическим доказательствам, обсуждавшимся выше, полевые наблюдения также подтверждают магматический генезис тронд'емитов. В тронд'емитах близ контакта с кварцевыми диоритами наблюдаются многочисленные диоритовые ксенолиты с резкими угловатыми границами, указывая на то, что тронд'емиты внедрились в кварцевые диориты. Наличие ксенолитов несовместимо с метасоматическим генезисом тронд'емитов. Породы смешанного состава, развитые в зоне контакта между тронд'емитами и кварцевыми диоритами, интерпретируются как результат внедрения одной породы в другую, хотя пока невозможно сказать, какая из них внедрившаяся, а какая вмещающая. Однако в других местах, где контакт постепенный, часто наблюдаются породы, промежуточные по составу между кварцевыми диоритами и тронд'емитами. Для объяснения этих неоднозначных контактовых соотношений можно привлечь несколько гипотез. Согласно первой из них, предложенной Гиллули [15], тронд'емиты являются метасоматически измененными кварцевыми диоритами. Эта гипотеза объясняет постепенный характер большей части контактов, но не может объяснить наличия ксенолитов диоритов в тронд'емитах, интрузивные соотношения (хотя и редкие) между кварцевыми диоритами и тронд'емитами, а также микроструктурные особенности, рассмотренные выше. Вторая гипотеза, согласно которой магматическое внедрение тронд'емитов сопровождалось частичным метасоматическим преобразованием кварцевого диорита, мало приемлема из-за отсутствия микроструктурных свидетельств метасоматоза в кварцевых диоритах близ контакта с тронд'емитами. Наиболее предпочтительной является гипотеза, подразумевающая магматическую дифференциацию in situ, в результате которой образовалась серия пород, варьирующих по составу от диорита до тронд'емита. Изредка наблюдаемые вдоль контакта интрузивные соотношения можно объяснить локальным дополнительным внедрением тронд'емита в ранее образованный кварцевый диорит. Подобные же соотношения описаны в комплексе Дулут [42], где поздние гранофиры интрудируют более ранние дифференциаты той же магмы.

Химические свидетельства магматической дифференциации. Химизм главных элементов в валовых пробах не дает однозначного подтверждения ни магматической, ни метасоматической гипотезе. На вариационной диаграмме относительно SiO_2 все главные окислы (кроме K_2O) ложатся приблизительно вдоль прямых линий; это можно объяснить как результат смешивания богатого Na флюида и кварцевого диорита, что и предполагал Гиллули [15]. Однако химизм главных элементов вполне согласуется и с тем, что кварцевые диориты и тронд'емиты составляют единую серию магматических дифференциатов.

На упомянутой вариационной диаграмме (рис. 3) все главные окислы показывают плавный переход от кварцевого диорита к крупнозернистому

трондьемиту, что согласуется с приложимостью модели магматической дифференциации для объяснения генезиса кварцдиорит-трондьемитовой серии. Уменьшение содержаний Al_2O_3, CaO, FeO и MgO с увеличением содержания SiO_2, обилие ксенолитов роговообманковых меладиоритов в кварцевых диоритах и наличие роговой обманки в качестве главной мафической фазы во всех кварцевых диоритах и даже некоторых крупнозернистых трондьемитах — все это приводит к выводу, что дифференциация осуществлялась главным образом путем фракционирования роговой обманки и плагиоклаза. На

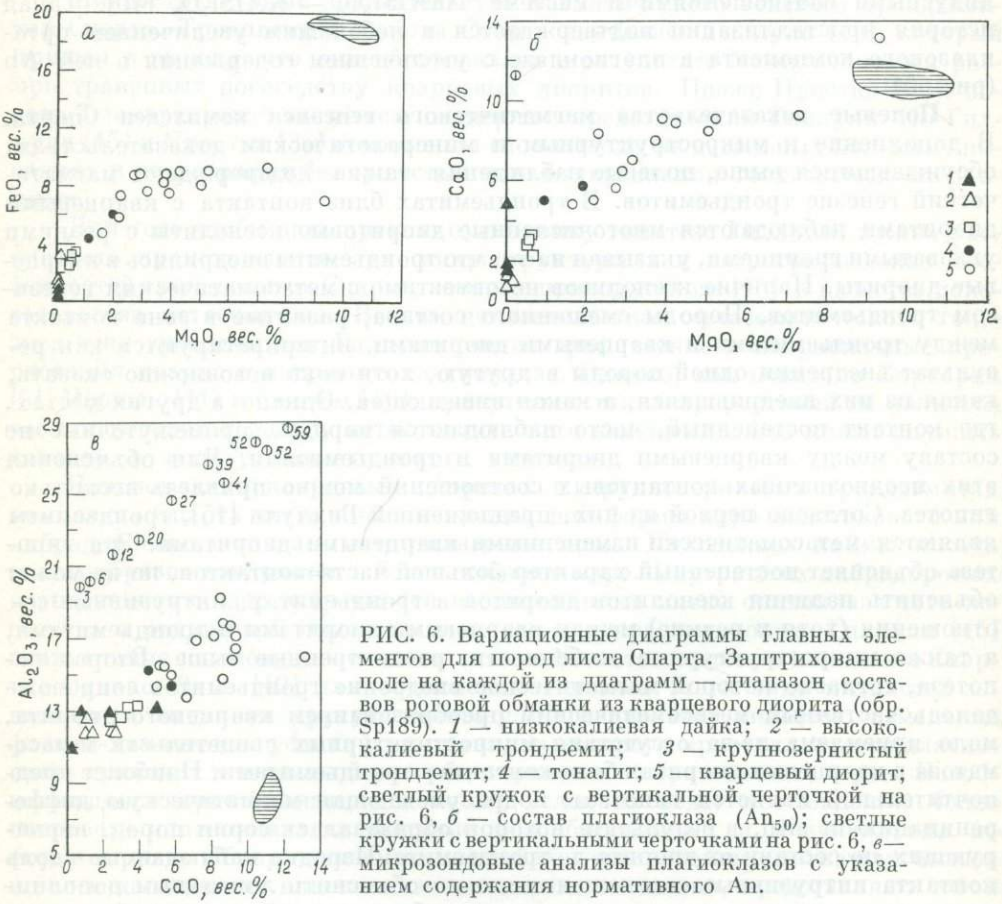


РИС. 6. Вариационные диаграммы главных элементов для пород листа Спарта. Заштрихованное поле на каждой из диаграмм — диапазон составов роговой обманки из кварцевого диорита (обр. Sp189). *1* — низкокалиевая дайка; *2* — высококалиевый трондьемит; *3* — крупнозернистый трондьемит; *4* — тоналит; *5* — кварцевый диорит; светлый кружок с вертикальной черточкой на рис. 6, *б* — состав плагиоклаза (An_{50}); светлые кружки с вертикальными черточками на рис. 6, *в* — микрозондовые анализы плагиоклазов с указанием содержания нормативного An.

вариационной диаграмме FeO — MgO (рис. 6,*а*) видно, что большинство вариаций отношения FeO/MgO в кварцдиорит-трондьемитовой серии можно объяснить фракционированием, в котором главную роль играет удаление из расплава роговой обманки. Фракционирование роговой обманки вместе с плагиоклазом примерно в пропорции 60 : 40 согласуется с вариационными диаграммами CaO — MgO и CaO — Al_2O_3 (рис. 6,*б* и *в*).

Данные по р. з. э. не согласуются с метасоматической гипотезой. Малая подвижность тяжелых и промежуточных р. з. э. при метаморфизме зеленосланцевой фации была показана в ряде исследований [29, 51, 14, 26]. Герман и др. [19] и Кей и Сенешаль [25] показали, что при метаморфизме и метасоматозе, связанных с образованием спилитов и кератофиров, р. з. э. малоподвижны. Как показано на рис. 4, крупнозернистые трондьемиты и кварцевые диориты комплекса Спарта имеют графики нормализованных со-

держаний р. з. э., сходные и по уровню, и по конфигурации. Однако, за исключением одной пробы, все трондьемиты характеризуются заметно более высокими отрицательными Eu-аномалиями, чем кварцевые диориты. Мелкозернистые высококалиевые трондьемиты из линзовидных сегрегаций и поперечно-секущих даек имеют более высокие отрицательные Eu-аномалии по сравнению с кварцевыми диоритами и с крупнозернистыми трондьемитами и заметно отличаются от них суммарными содержаниями р. з. э. Кей и Сенешаль [25] показали, что в базальтах комплекса Троодос, которые, как полагают, подверглись интенсивному метасоматозу и могут содержать до 70%

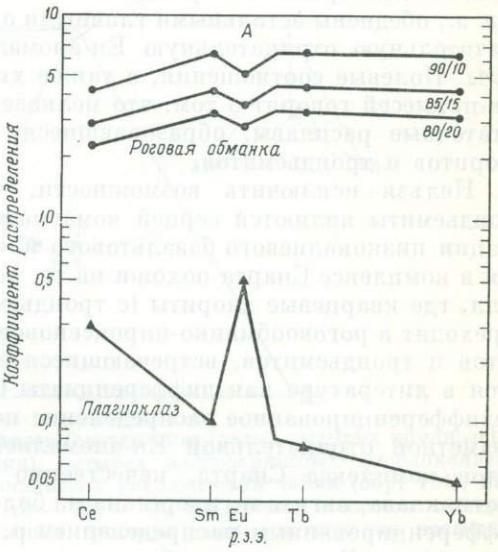


РИС. 7. Рассчитанные коэффициенты распределения р. з. э. в плагиоклазе и роговой обманке для случая, когда фракционируются только плагиоклаз и роговая обманка. Для роговой обманки рассчитаны три набора коэффициентов для трех разных ее количественных соотношений с плагиоклазом (указано справа от каждого графика).

SiO_2 и до 4,5% Na_2O, не наблюдается изменений в концентрациях р. з. э. и увеличения отрицательной Eu-аномалии. Если бы трондьемиты образовались в результате Na-метасоматоза кварцевых диоритов, заметного увеличения отрицательной Eu-аномалии в них не происходило бы.

Однако данные по р. з. э. для комплекса Спарта совместимы с магматической дифференциацией. Можно рассчитать коэффициенты распределения и количественные соотношения фаз, которые должны фракционироваться из расплава, имеющего спектр р. з. э., подобный тоналитовому, чтобы получился расплав со спектром р. з. э. таким же, как в трондьемитах. Результаты расчетов с использованием анализов тоналита (Sp210) и трондьемита (Sp193) показаны на рис. 7. Если допустить, что фракционируются только роговая обманка и плагиоклаз, рассчитанные коэффициенты распределения для плагиоклаза попадают в диапазон значений, приводимых в литературе [3, 38]. Рассчитанные коэффициенты распределения для роговой обманки близки к тем, которые приводятся для роговой обманки из дацитов и риолитов [3, 32]; только рассчитанные значения для пород комплекса Спарта не обнаруживают сильного обеднения легкими р. з. э. Различия между рассчитанными коэффициентами распределения для роговой обманки из пород этого комплекса и приводимыми в литературе, вероятно, являются следствием применения упрощенного моделирования к сложной системе. Если учесть возможные факторы, влияющие на расчетные данные, наблюдаемые различия не кажутся значительными.

Хотя данные по р. з. э. согласуются с представлениями о фракционировании роговой обманки и плагиоклаза, количественные соотношения между

этими минералами отличаются от тех, которые следовало бы ожидать на основе данных по главным элементам. Согласно данным по р. з. э., плагиоклаз и роговая обманка должны содержаться в пропорциях от 17 : 2 до 10 : 2, тогда как, согласно данным по главным элементам, они содержатся в пропорциях от 6 : 2 до 3 : 2. На расчеты в какой-то мере повлияло и присутствие в анализированных образцах кумулятивных роговой обманки и плагиоклаза; однако пока невозможно точно оценить это влияние и даже сказать, действительно ли им объясняются упомянутые выше расхождения.

Высококалиевые породы мелкозернистых даек и сегрегаций являются наиболее дифференцированным типом пород комплекса Спарта. Высококалиевые, мелкозернистые трондьемиты обогащены K_2O, Na_2O, SiO_2, Th и р. з. э., обеднены остальными главными окислами и Sc и обнаруживают более значительную отрицательную Eu-аномалию, чем крупнозернистые трондьемиты. Полевые соотношения, а также химизм главных элементов и элементов-примесей говорят о том, что мелкозернистые трондьемиты представляют остаточные расплавы, образовавшиеся после кристаллизации кварцевых диоритов и трондьемитов.

Нельзя исключить возможности, что габбро, кварцевые диориты и трондьемиты являются серией комагматов, образовавшихся при дифференциации низкокалиевого базальтового или андезитового расплава. Соотношения в комплексе Спарта похожи на те, которые описаны в комплексе Смартвилл, где кварцевые диориты (с трондьемитовыми сегрегациями) постепенно переходят в роговообманко-пироксеновое габбро [30]. Дайки кварцевых диоритов и трондьемитов, встречающиеся в офиолитовых комплексах, трактуются в литературе как дифференциаты базальтового расплава [29, 25, 13]. Недифференцированное распределение нормализованных содержаний р. з. э. с заметной отрицательной Eu-аномалией, характерное для кварцевых диоритов комплекса Спарта, качественно согласуется с фракционированием плагиоклаза, авгита и гиперстена из более мафической магмы с таким же недифференцированным распределением р. з. э. или несколько обедненной легкими р. з. э. Именно такое фракционирование из низкокалиевой андезитовой магмы Баркер и Арт [6] предложили в качестве одного из возможных механизмов генерации низкоглиноземистых трондьемитовых расплавов. В пользу этой модели свидетельствуют кумулятивные фазы, наблюдаемые в габбро комплекса Спарта (а также небольшие количества оливина в клинопироксенитах).

Нормативный минеральный состав и система Ab — An — Or — Q. Нормативный состав высококалиевых мелкозернистых трондьемитов, крупнозернистых трондьемитов и двух тоналитов нанесен на диаграммы Ab — Or — Q и Ab — An — Q (рис. 8). Обе эти диаграммы составляют две стороны тетраэдра четверной системы Ab — An — Or — Q, также показанной на рис. 8. Фазовые соотношения, показанные здесь, соответствуют условиям насыщения водой (см. [24]). Уитни [50] показал, что вариации содержания воды в экспериментально полученном тоналите изменяют относительные размеры полей кристаллизации плагиоклаза, кварца и щелочного полевого шпата, но не последовательность появления этих фаз [50]. Следовательно, фазовые диаграммы для условий насыщения водой в первом приближении можно применить к фазовым соотношениям в тоналитах и трондьемитах комплекса Спарта. Как видно на рис. 8, оба анализа тоналитов проецируются в тетраэдре Ab — An — Or — Q в поле первичной кристаллизации плагиоклаза, что согласуется с такой особенностью их петрографии, как наличие кварца, интерстиционного по отношению к плагиоклазу. Крупно- и мелкозернистые трондьемиты проецируются на кварц-плагиоклазовую котектическую поверхность или очень близко к ней (рис. 8), а высококалиевые мелкозернистые трондьемиты — близко к температурному минимуму. Тот факт, что мел-

козернистые трондьемиты проецируются немного ниже кварц-плагиоклазовой котектической поверхности (в поле первичной кристаллизации кварца), может быть следствием небольшого содержания в этой породе вторичного кварца. Положение пород комплекса Спарта на диаграмме Ab — An — Or — Q говорит в пользу представлений о дифференциации путем фракционирования плагиоклаза в тоналитовом расплаве и плагиоклаза с кварцем в трондьемитовом расплаве. Из остаточных расплавов образовались дайки и сегрегации высококалиевых трондьемитов.

Образование кварцевых диоритов и трондьемитов путем частичного плавления. Альтернативная гипотеза генезиса кварцдиорит-трондьемитовой

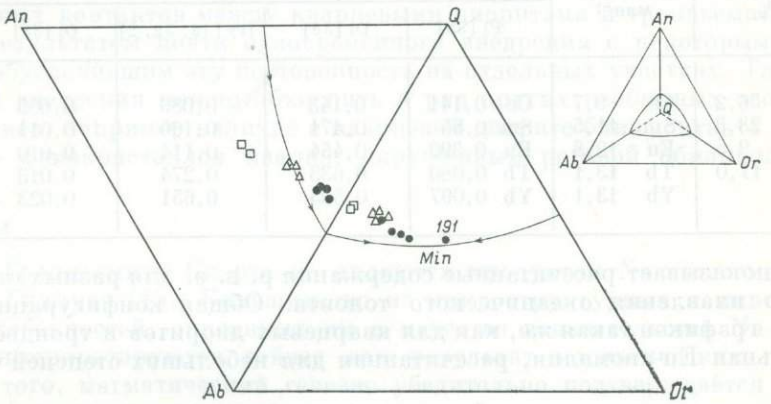


РИС. 8. Нормативные составы двух тоналитов (светлые квадраты), четырех крупнозернистых трондьемитов (светлые треугольники), четырех мелкозернистых высококалиевых трондьемитов (черные кружки) и высококалиевой пегматитовой дайки (обр. 191), нанесенные на диаграммы Ab — Or — Q и Ab — An — Q. На врезке показана четверная диаграмма Ab — An — Or — Q. Все фазовые границы даны для условия насыщения H_2O (по Джеймсу и Гамильтону [24]).

серии предусматривает генерацию кварцдиоритовых *и* трондьемитовых расплавов при разной степени частичного плавления с последующей дифференциацией тех и других и образованием всего наблюдаемого набора пород. Генерация тоналитовых и трондьемитовых расплавов путем частичного плавления базальтового, амфиболитового или эклогитового источника предполагалась Артом и Хансоном [2], Артом и Баркером [3], Баркером и Артом [6] и Баркером и др. [7].

Для проверки гипотезы частичного плавления было рассчитано с использованием уравнений Шоу (Shaw, 1970), модифицированных Хертогеном и Гейбелсом [20], поведение р. з. э. в ходе такого процесса. В качестве ограничений для минерального состава предполагаемого источника использованы графики р. з. э. для кварцевых диоритов и трондьемитов. Слабодифференцированный характер распределения р. з. э. и отрицательная Eu-аномалия говорят о том, что остаточной фазой в породах источника был плагиоклаз, но не гранат или роговая обманка. Осадочные породы как возможный источник исключаются, поскольку содержания р. з. э. в них обычно выше, чем в трондьемитах [17, 19, 31]. В таком случае источником могли быть плагиоклазовые перидотиты (представляющие состав верхней мантии) и базальты (представляющие низы континентальной коры или океаническую кору). Экспериментальные исследования показали, что трондьемитовые расплавы могут генерироваться путем частичного плавления водосодержащего толеитового базальта [18] или габбро [28], тогда как из перидотита получение кислых расплавов маловероятно. В качестве теоретически предполагаемого исходного

материала был выбран средний океанический толеит, обедненный легкими р. з. э. Выбранные для этого материала нормативный состав и содержания р. з. э., а также коэффициенты распределения и количественные соотношения в расплаве приведены в табл. 5.

Таблица 5

Нормативные составы и концентрация р.з.э. в исходном материале, а также коэффициенты распределения, использованные при расчетах частичного плавления

Нормы, %		Р.з.э., млн$^{-1}$		Коэффициенты распределения			
				Pl [38]	Di [38]	Hy [38, 32, 2]	Ol [38]
Pl	56,2	Ce	9,7	Ce 0,141	0,143	0,089	0,009
Di	23,3	Sm	11,5	Sm 0,85	0,471	0,160	0,011
Hy	9,5	Eu	12,8	Eu 0,399	0,454	0,114	0,010
Ol	11,0	Tb	13,1	Tb 0,080	0,633	0,274	0,013
		Yb	13,1	Yb 0,097	0,595	0,651	0,023

Рис. 9 показывает рассчитанные содержания р. з. э. для разных степеней частичного плавления океанического толеита. Общая конфигурация рассчитанных графиков такая же, как для кварцевых диоритов и трондьемитов. Отрицательная Eu-аномалия, рассчитанная для небольших степеней частич-

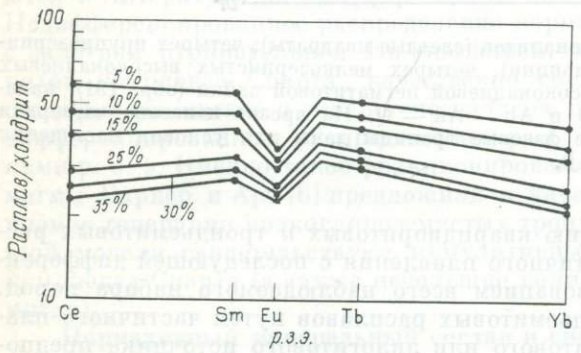


РИС. 9. Рассчитанные графики нормализованных содержаний р. з. э. в расплавах, генерируемых при частичном плавлении океанического толеита. Слева под каждым графиком указана степень частичного плавления.

ного плавления (5—15%), по своей величине сопоставима с той, которая наблюдается в трондьемитах, тогда как для больших степеней частичного плавления (20—35%) она такая же, как в кварцевых диоритах. Хотя рассчитанные концентрации р. з. э. слишком велики (почти в 2 раза выше, чем в кварцевых диоритах и трондьемитах), их можно значительно уменьшить, изменяя одну или несколько трудно учитываемых переменных в уравнениях. Прежде всего, могут быть неверны коэффициенты распределения, использованные в расчетах. Опубликованные для этих коэффициентов значения сильно разнятся у разных авторов (см., например, [43, 16, 38]). Во-вторых, возможно, что слишком велики предполагаемые концентрации р. з. э. в породе, теоретически выбранной в качестве источника. Уменьшение содержаний р. з. э. в исходном материале примерно наполовину приводит к тому, что эти содержания в рассчитанных расплавах оказываются такими же, как в кварцевых диоритах и трондьемитах. Однако независимых данных для предположений о столь низких концентрациях р. з. э. в породах источника не имеется. Наконец, может быть неверен предполагаемый нормативный состав исходного материала. Изменение количественных соотношений минералов

в его составе будет оказывать небольшое, но заметное влияние на рассчитанные концентрации р. з. э. в частичных выплавках.

Упомянутые расчеты не позволяют исключить возможность того, что трондьемиты и кварцевые диориты являются производными двух магм, генерируемых при разных степенях частичного плавления. Выбирая подходящие коэффициенты распределения и исходный состав, можно рассчитать графики содержаний р. з. э., которые будут сопоставимы с графиками, наблюдаемыми в кварцевых диоритах и трондьемитах. Гипотеза о двух магмах исключает проблему (содержания р. з. э.), с которой мы сталкиваемся, предполагая фракционирование роговой обманки. Полевые соотношения также не противоречат гипотезе двух магм. Наличие как постепенных переходов, так и интрузивных контактов между кварцевыми диоритами и трондьемитами могло быть результатом почти одновременного внедрения с некоторым смешиванием, обусловившим эту постепенность на отдельных участках. Таким механизмом внедрения можно объяснить и ряд других необычных особенностей комплекса, например наличие в кварцевом диорите близ контакта с трондьемитами фенокристаллов кварца, окруженных роговой обманкой.

Выводы

1. Трондьемиты Спарта не являются продуктом Na-метасоматоза, как считал Гиллули [15]. Большинство из микроструктурных и минералогических особенностей, описанных им в качестве доказательства Na-метасоматоза, интерпретируются сейчас как результат магматических процессов. Кроме того, магматический генезис убедительно подтверждается наличием в плагиоклазе ритмической и нормальной зональности.

2. Кварцевые диориты и трондьемиты связаны генетически, возможно, посредством процесса магматической дифференциации. Уменьшение содержаний Al_2O_3 и CaO и увеличение отрицательной Eu-аномалии свидетельствуют о том, что в процесс фракционирования был вовлечен плагиоклаз. Химизм главных элементов и полевые наблюдения указывают на фракционирование роговой обманки, однако проблематичным здесь является отсутствие заметного увеличения отношения Ce/Yb в конечных продуктах дифференциации. Наиболее дифференцированные расплавы представляют дайки и сегрегации мелкозернистых трондьемитов, встречающиеся среди крупнозернистых трондьемитов. Эти мелкозернистые трондьемиты обогащены SiO_2, K_2O, Na_2O, р. з. э., а отрицательные Eu-аномалии в них наиболее высокие по сравнению со всеми другими породами комплекса. Кумулятивные габбро, выходящие на поверхность к югу от кварцдиорит-трондьемитового комплекса, могут быть мафитовыми кумулятами низкокалиевой андезитовой магмы, материнской для всего комплекса. Однако твердые доказательства этого положения пока отсутствуют.

3. Расплавы с концентрациями р. з. э., такими же, как в трондьемитах и кварцевых диоритах, могли получиться за счет частичного плавления океанического толеита. Это является альтернативой гипотезе дифференциации. Чтобы получилась отрицательная Eu-аномалия, в породах источника должен оставаться плагиоклаз в качестве остаточной фазы, тем самым ограничивая возможное частичное плавление глубинами меньше 40—50 км [28, 52].

Это исследование частично финансировалось Национальным научным фондом (субсидия EAR76-13372, выделенная д-ру Лальману). Полевые работы финансировались Пенрозским фондом (субсидии 1988-75 и 2079-761) и научным фондом Sigma Xi. Химические анализы валовых проб пород были выполнены в лабораториях NASA-JSC при содействии д-ров Родеса и Роджерса (рентгенофлуоресцентные анализы на главные элементы) и д-ров

Бланшара и Браннона (инструментальные нейтронно-активационные анализы на элементы-примеси). Без их помощи исследование оказалось бы невозможным. Первый вариант рукописи был значительно улучшен благодаря обсуждению с д-рами Аркулусом и Лальманом. Автор весьма признателен д-рам Мензису и Дангану за просмотр рукописи. Исследование по этой теме выполнялось в период, когда автор был студентом-дипломником в Райском университете.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Arth J. G., Hanson G. N.*, Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths, Contrib. Miner. Pet., 37, 161-174, 1972.
2. *Arth J. C., Hanson G. N.*, Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota, Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 325-362, 1975.
3. *Arth J. G., Barker F.*, Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas, Geology, 4, 534-536, 1976.
4. *Arth J. G., Barker F., Peterman Z. E., Friedman I.*, Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite—trondhjemite suite of Southwestern Finland and its implications for the origins of tonalitic and trondhjemitic magmas, J. Pet., 1978.
5. *Barker D. S.*, Composition of granophyres, myrmekite, and graphic granite, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 3339-3350, 1970.
6. *Barker F., Arth J. G.*, Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites, Geology, 4, 536-600, 1976.
7. *Barker F., Arth J. G., Peterman Z. E., Friedman I.*, The 1,7- to 1,8-b.y.-old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico, Geochemistry and depth of genesis, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 189-198, 1976.
8. *Batiza R., Vallier T. L.*, Petrology and initial tectonic setting of Permian and Triassic volcanic rocks, northeastern Oregon and wetern Idaho (abs.), Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, 8, 353, 1976.
9. *Brooks H. G.*, Pre-Cenozoic tectonic framework, eastern Oregon and western Idaho, abs., Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, 8, 357, 1976.
10. *Cannon R. T.*, Plagioclase zoning and twinning in relation to the metamorphic history of some amphibolites and granulites, Am. J. Sci., 264, 526-543, 1966.
11. *Cerny P.*, Graphic intergrowths of feldspar and quartz in some Czechoslovak pegmatites, Contrib. Miner. Pet., 30, 343-355, 1971.
12. *Coleman R. G.*, Ophiolites-Ancient Oceanic Lithosphere? Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 229 pp., 1977.
13. *Coleman R. G., Peterman Z. E.*, Oceanic plagiogranite, J. Geophys. Res., 80, 1099-1108, 1975.
14. *Frey F. A., Bryan W. B., Thompson G.*, Atlantic ocean floor: Geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project, J. Geophys. Res., 79, 5507-5527, 1974.
15. *Gilluly J.*, Replacement origin of the albite granite near Sparta, Oregon, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1750, 65-81, 1933.
16. *Grutzeck M., Kridelbaugh S., Weill D. F.*, The distribution of Sr and REE between diopside and silicate liquid: Geophys. Res. Lett., 1, 273-275, 1974.
17. *Haskin L. A., Haskin M. A., Frey F. A., Wildeman T. R.*, Relative and absolute abundances of the rare earths, *In* L.H. Ahrens, ed., Origin and distribution of the elements, 889-912, 1968.
18. *Helz R. T.*, Phase relations of basalts in their melting ranges of $P_{H_2O} = 5$ kb, Part II. Melt compositions, J. Pet., 17, 139-193, 1976.
19. *Herrmann A. G.*, Yttrium and Lanthanides, *In* K.H. Wedepohl, ed., Handbook of Geochemistry, 2, 39, 57-71, 1970.
20. *Hertogen J., Gijbels R.*, Calculation of trace element fractionation during partial melting, Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 312-322, 1976.
21. *Hills E. S.*, Reverse and oscillatory zoning in plagioclase feldspar, Geol. Mag., 73, 49-56, 1936.
22. *Hotz P. E., Lanphere M. A., Swanson D. A.*, Triassic blue-schists from northern California and north-central Oregon, Geology, 5, 659-663, 1977.
23. *Ishizaka K., Yanagi T.*, K, Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa Granitic and associated gabbroic rocks, Japan, Low-potash island arc plutonic complex, Earth Planet. Sci. Lett., 33, 345-352, 1977.
24. *James R. S., Hamilton D. L.*, Phase relations in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$—SiO_2 at 1 kb H_2O vapour pressure, Contrib. Miner. Pet., 21, 111-141, 1969.
25. *Kay R., Senechal R. G.*, The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite, J. Geophys. Res., 81, 964-970, 1976.

26. *Kay R., Hubbard N. J., Gast P. W.*, Chemical characteristics and origin of ocean ridge volcanic rocks, J. Geophys. Res., 75, 1585-1613, 1970.
27. *Korotev R. L.*, Geochemical modeling of the distribution of rare-earth and other elements in a basalt and grain size fractions of soils from Apollo 17 valley floor and a well-tested procedure for accurate instrumental neutron activation analysis of geological materials, Ph.D. Thesis, University of Wisconsin, Madison, 1976.
28. *Lambert I. B., Wyllie P. J.*, Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geologic applications, J. Geol., 80, 693-708, 1972.
29. *Menzies M., Brannon J., Korotev R.*, Rare earth and trace element geochemistry of a fragment of Jurassic seafloor, Pont Sal, California, Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1419-1430, 1977.
30. *Menzies M., Blanchard D.*, The Smartville arc-ophiolite, Sierra Nevada, California, Geochemical Evidence, EOS, 58, 1245, 1977.
31. *Montigny R., Bougault H., Bottinga Y., Allegre C. J.*, Trace-element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite, Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 2135-2147, 1973.
32. *Nagasawa H., Schnetzler C. Ç.*, Partitioning of rare earth, alkalic and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma, Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 953-968, 1971.
33. *Orville P. M.*, Petrology of several pegmatites in the Keystone District, Black Hills, South Dakota, Geol. Soc. Am. Bull., 71, 1467-1490, 1960.
34. *Phelps D.*, Petrology, geochemistry, and structural geology of Mesozoic rocks in the Sparta quadrangle, and the Oxbow and Brownlee Reservoir areas, eastern Oregon and Western Idaho, Ph.D. Thesis, Rice University, 1978.
35. *Prostka H. J., Bateman R. L.*, Geology of the Sparta quadrangle, Oregon, State of Oregon Department of Geology and Mineral Industries: GMS 1, 1962.
36. *Prostka H. J.*, Geology of the Sparta quadrangle, Oregon, Ph.D. Thesis, John Hopkins University, 1963.
37. *Prostka H. J.*, Preliminary geologic map of the Durkee quadrangle, Oregon, State of Oregon Department of Geology and Mineral Industries: GMS 3, 1967.
38. *Schnetzler C. C., Philpotts J. A.*, Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock forming mineral phenocrysts—II. Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 331-340, 1970.
39. *Shapiro L.*, Rapid analysis for silicate, carbonate and phosphate rocks-revised edition, U.S. Geol. Surv. Bull., 1401, 76 p., 1975.
40. *Smith J. V.*, Feldspar Minerals. II. Chemical and textural properties, Springer-Verlag, Heidelberg, 690 p., 1974.
41. *Swanson D. A.*, Lawsonite blue schists from north-central Oregon, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 650-B, 8-11, 1969.
42. *Taylor R. B.*, Geology of the Duluth Gabbro Complex near Duluth, Minnesota, Minn. Geol., Surv. Bull., 44, 63 p., 1964.
43. *Tanaka T., Nishizawa O.*, Partitioning of REE, Ba, and Sr between crystal and liquid phases for a natural silicate system at 20 kb pressure, Geochim. J., 9, 161-166, 1975.
44. *Thayer T. P., Himmelberg G. R.*, Rock succession in the alpine-type mafic complex at Canyon Mountains, Oregon, 23d Int. Geol. Conf., Praque, 175-186, 1968.
45. *Vallier T. L.*, Pre-Tertiary stratigraphy in the Snake River Canyon and adjacent Sevewn Devils and Wallowa Mountains, northeastern Oregon and western Idaho, Geol. Soc. Am. Abs. with Programs, 8, 417, 1976.
46. *Vallier T. L.*, The Permian and Triassic Seven Devils Group, western Idaho and eastern Oregon, U.S. Geol. Surv. Bull., B-1437, 1977.
47. *Vallier T. L., Brooks H. C., Thayer T. P.*, Paleozoic rocks of eastern Oregon and western Idaho, *In* J.H. Stewart, C.H. Stevens, Fritsche A. E., eds., Paleozoic Paleogeography of the Western United States, Pacific Coast Paleogeography Symposium, 1, 455-466, 1977.
48. *Vance J. A.*, Zoning in igneous plagioclase: Normal and oscillatory zoning, Am. J. Sci., 160, 746-760, 1962.
49. *Vance J. A.*, Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning, J. Geol., 73, 636-651, 1965.
50. *Whitney J. A.*, The effects, of pressure, temperature, and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions, J. Geol., 83, 1-31, 1975.
51. *Wood D. A., Gibson I. L., Thompson R. N.*, Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of eastern Iceland, Contrib. Miner. Pet., 55, 241-254, 1976.
52. *Wyllie P. J.*, The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences, Wiley, New York, 416 p., 1971.

Глава 20

Низкокалиевые дациты островной дуги Тонга — Кермадек: петрография, химизм и петрогенезис

У. Б. Брайан

Введение

Дацитовые породы Тонга впервые были описаны как плавающие обломки пемзы предположительно с острова Фалкон [19], а позже были обнаружены обломки пемзы с Большого Барьерного рифа и с островов Фиджи [5]. Мелсон и др. [21] описали характер извержения дацитовой пемзы из подводного вулкана банки Метис-Шол, а также ее петрографию и химизм главных элементов. Последующее всестороннее геологическое изучение главных вулканических островов значительно пополнило коллекцию этих необычных пород. Брайан [6] детально описал петрографию и минералогию плавающих обломков пемзы, происходящей с острова Эуа, а Эварт и др. [14] опубликовали сводку по минералогии и геохимии вулканитов Тонга, включая дациты. Позже Эварт [11] привел дополнительные сведения по минеральному составу этих пород, с особым упором на минералы основной массы. Всестороннее освещение химизма вулканитов Кермадек и краткая характеристика их петрографии даны в работе Эварта и др. [12]. Поскольку все упомянутые работы касались более широких геологических и геохимических проблем, вопросы петрографии и генезиса дацитов были рассмотрены лишь кратко. Целью настоящей статьи является суммирование данных по петрографии и минералогии дацитов, а также обсуждение вопросов их номенклатуры и некоторых дополнительных деталей петрогенезиса. Многие из пород, обсуждаемых в статье, представлены в коллекции Национального музея США, как указано в табл. 1. Карты, показывающие местоположение главных вулканических островов системы Тонга — Кермадек, приведены в работах Брайана и др. [9] и Эварта и др. [12]. В островной группе Тонга дациты известны на островах Фануалеи, Тофуа и Эуа, а также на действующих подводных вулканах на банках Метис-Шол и Фалкон. В островной группе Кермадек дациты описаны на островах Кертис, Рауль и Маколи.

Петрография и номенклатура

Дацитовые породы Тонга — наиболее богатые кальцием породы этого типа. И в самом деле, чтобы поместить их в общепринятую классификацию, нужно значительно раздвинуть ее рамки: типичный дацит должен содержать плагиоклаз состава андезин — олигоклаз и не быть слишком мафической породой. «Дациты» Тонга сложены плагиоклазом состава лабрадор — битовнит и пироксеном состава, промежуточного между авгитом и гиперстеном, а кварц и щелочной полевой шпат в них встречаются главным образом в основной массе. Хотя в них может быть более 20% нормативного кварца, свободный кремнезем, как правило, не наблюдается в виде фенокристаллов. Исключение составляет дацит (кератофир) с острова Эуа, содержащий округлые фенокристаллы кварца. Дацитовые магмы были, очевидно, очень сухими:

W. B. Bryan, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA 02534, U.S.A.

Таблица 1

Номера образцов, место взятия образцов дацитов, отобранных in situ на островах Тонга и Кермадек. USNM — номера образцов в коллекции Национального музея США

USNM	Полевой номер	Место взятия
		Острова Тонга [*1, 13, 14*]
111108	MS	Извержение дацитовой пемзы 1967—1968 гг., Метис-Шол
111549-8	E-8	Измененный дацит, валун в почве, береговая полоса Лакупо-Бич, остров Эуа
111548-4	F-4	Дацитовый обломок в тефре с юго-восточного края кальдеры, остров Фануалеи
111548-5	F-5	Молодой дацитовый лавовый поток на юго-западном побережье острова Фануалеи
111548-6	F-6	Молодой лавовый поток на юго-западном побережье острова Фануалеи
111548-8	F-8	Глыба стекловатой лавы во взрывной воронке, западный склон центрального конуса
111548-20	F-20	Докальдерный поток, северо-западное побережье острова Фануалеи
111548-32	F-32	Стекловатые брызги на поверхности более древней лавы, северо-западный склон центрального конуса
111548-37	F-37	Пемза из базального слоя отложений края кальдеры, северо-западное побережье острова Фануалеи
111548-39	F-39	Молодой лавовый поток на северо-западном побережье острова Фануалеи
111548-40	F-40	Молодой лавовый поток на юго-западном склоне центрального конуса, остров Фануалеи
111548-41	F-41	Докальдерный поток на западном побережье острова Фануалеи
	T-57	Дацит из формации Хаматуа, остров Тофуа
		Острова Кермадек [*4, 3, 12*]
—	7005	Глыба обсидиана, формация Нгайо, остров Рауль
—	10384	Глыба пемзы, туфы Санди-Бей, остров Маколи
—	14864 [a]	
—	14849	Дацит с острова Кертис, точное место взятия не указано
—	14868 [a]	

[a] В английском тексте не приведено описания этих образцов. — *Прим. перев.*

амфиболы и слюды в них ни разу не наблюдались в виде фенокристаллов и лишь изредка отмечаются в основной массе. В виде рассеянных фенокристаллов встречается титаномагнетит. В дацитах Метис-Шол содержится оливин (форстерит), вероятно представляющий собой ксенокристаллы.

Термин «дацит» в применении к этим породам использовался всеми современными исследователями островов Тонга главным образом в том смысле, что это кислые породы с преобладанием плагиоклаза среди полевых шпатов и подчиненной ролью мафических минералов как в модальном, так и нормативном составе. Тонкозернистая структура основной массы, где трудно установить относительные количества и состав минералов, затрудняет применение к ним строгих схем классификации по модальному составу. Там, где имеются химические данные, породы с содержанием SiO_2 в пределах 63—69 вес.% минералогически обычно соответствуют термину «дацит» (см. также гл. 2 в данном сборнике).

Высококальциевые кислые породы описаны и в других островодужных системах, особенно на островах Японских, Бонин, Марианских и Южных Сандвичевых и в Карибском регионе. Хотя ни одна из описанных пород не является экстремальной по составу (в том смысле, что одновременно имеет высокие содержания и кальция, и кремнезема), как породы Тонга, некоторые из них, думается, достаточно отличаются от классического дацита и заслуживают специального названия. В целом эти «бандаиты», «бониниты» и «пелеиты» химически и минералогически стоят ближе к кислым андезитам Тонга, чем к дацитам. Курода и Сираки [18] опубликовали данные о содержании главных элементов в стекле, выделенном из основной массы бонинита. Безводное стекло напоминает дациты Тонга, только содержание Al_2O_3 в нем выше (18,04 вес.%), а MgO — ниже (1,63 вес.%).

Большинство дацитов Тонга — это порфировые породы, в которых фенокристаллы в сумме составляют менее 10% объема. Часто наблюдаются гломеропорфировые сростки плагиоклаза, магнетита и пироксена (рис. 1, *а*). Среди фенокристаллов всегда количественно преобладает плагиоклаз, а гиперстен обычно встречается в меньших количествах, чем авгит. Фенокристаллы гиперстена часто окружены нарастаниями или реакционными каемками пижонитового авгита (рис. 1,*б*). Модальные анализы приведены в табл. 2.

Таблица 2

Электронно-микрозондовые анализы фенокристаллов плагиоклаза из дацитов Тонга

	1	2	4	4	5
SiO_2	48,23	47,61	46,99	48,29	48,60
Al_2O_3	32,37	32,66	32,73	31,73	32,30
FeO	0,87	0,80	0,71	0,82	0,77
MnO	0,00	0,01	—	—	0,00
MgO	—	0,06	0,08	0,08	0,08
CaO	16,83	16,78	17,09	16,14	16,83
Na_2O	2,04	2,00	1,76	2,30	1,76
K_2O	0,02	0,04	0,04	0,06	0,05
	100,36	99,96	99,41	99,42	100,38
Катионы на 32 атома O					
Si	8,846	8,771	8,710	8,930	8,894
Al	7,000	7,094	7,154	6,916	6,970
Fe	0,133	0,124	0,110	0,126	0,117
Mn	0,000	0,002	—	—	0,000
Mg	0,000	0,018	0,022	0,022	0,023
Ca	3,308	3,312	3,396	3,198	3,299
Na	0,727	0,716	0,632	0,826	0,625
K	0,005	0,008	0,008	0,007	0,011
	20,019	20,045	20,032	20,025	19,939

1 — темная пемза, остров Эуа. Плавающий обломок в береговой полосе Лакупо-Бич. 2 — дацит F-4, остров Фануалеи. 3 — дацит F-40, остров Фануалеи. 4 — дацит F-41, остров Фануалеи. 5 — дацитовая пемза, Метис-Шол.

Дацит Метис-Шол выделяется исключительно высоким содержанием фенокристаллов и особенно пироксена. В этой породе присутствует также оливин (форстерит) и хромовая шпинель [21, 14], хотя в слишком малых количествах, чтобы отразиться в модальном составе. Бауэр [1] приводит состав почти полнокристаллического дацита Тофуа: полевой шпат — 42,4%, клинопироксен — 30,0%, ортопироксен — 0,8%, минералы кремнезема — 6,1%, непрозрачные минералы — 9,2%, стекло — 9,8%, пузырьки — 1,6%.

Состав фенокристаллов дан в табл. 2—5. Фенокристаллы плагиоклаза обычно представлены битовнитом An_{80-85} с тонкой ритмической зональностью

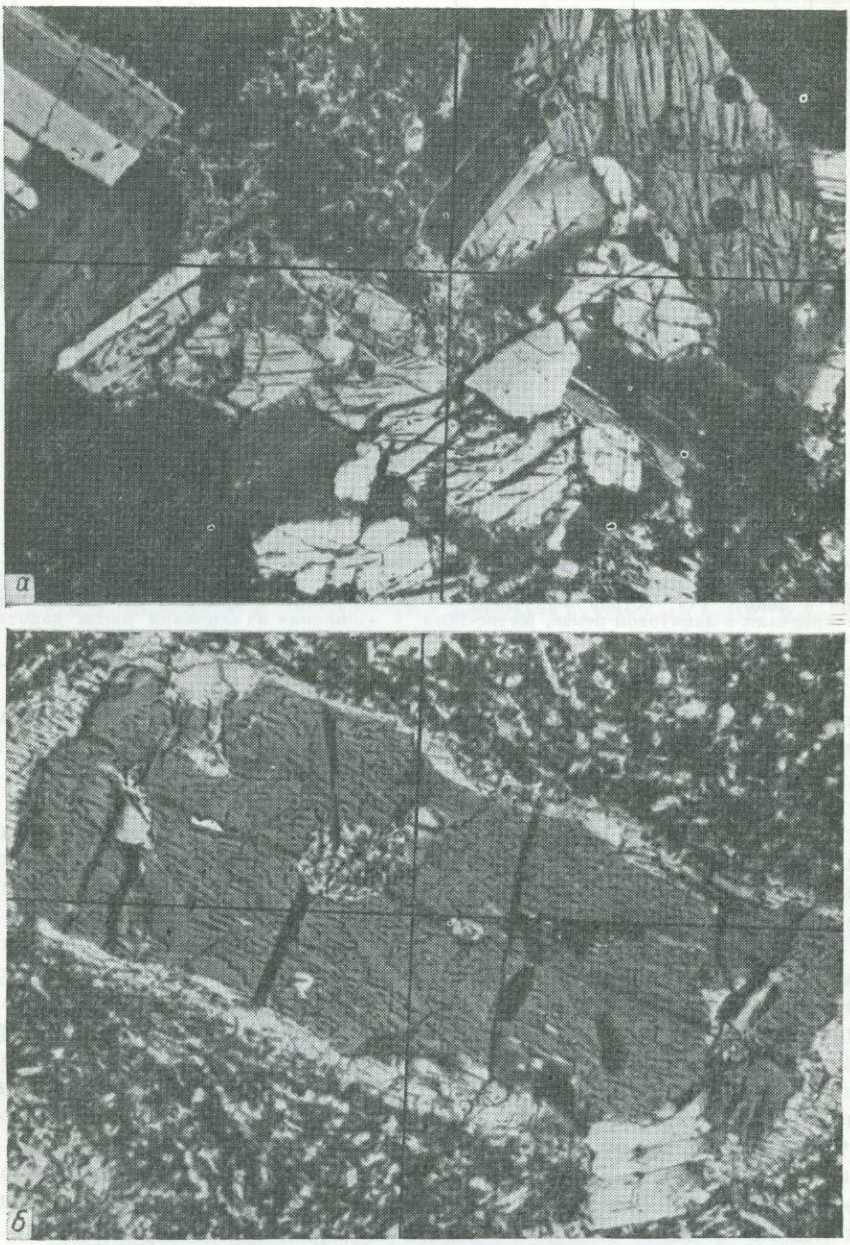


РИС. 1. Микрофотографии дацита F-4, остров Фануалеи, Тонга. *а* — гломеропорфировый сросток авгита и плагиоклаза в афанитовой основной массе. Ширина поля зрения 2,5 мм; *б* — фенокристалл гиперстена, окаймленный клинопироксеном. Ширина поля зрения 1 мм.

(табл. 2), а клинопироксена — низкотитанистым умеренно глиноземистым авгитом, в котором отношение Fe/(Fe + Mg) обычно меньше 0,5. Ортопироксены в фенокристаллах — это обычно гиперстены с умеренным или высоким

Таблица 3

Электронно-микрозондовые анализы клинопироксенов из дацитов Тонга

	1	2	3	4	5
SiO_2	50,69	50,87	50,92	52,71	48,62
TiO_2	0,27	0,26	0,26	0,18	0,32
Al_2O_3	1,58	1,36	2,33	1,89	1,00
FeO	16,73	14,85	14,41	9,39	32,90
MnO	0,51	0,62	0,49	0,31	1,15
MgO	12,46	13,28	12,73	15,54	10,10
CaO	17,44	17,94	17,99	20,64	4,99
Na_2O	0,10	0,18	0,32	0,15	0,07
	99,79	99,35	99,57	100,82	99,15
Катионы на 6 атомов O					
Si	1,945 } 2,00	1,948 } 2,000	1,939 } 2,000	1,945 } 2,000	1,965 } 2,000
Al	0,055	0,052	0,061	0,055	0,035
Al	0,017	0,009	0,043	0,027	0,013
Ti	0,008	0,007	0,011	0,005	0,010
Fe	0,537	0,475	0,459	0,290	1,112
Mn	0,017 } 2,015	0,020 } 2,018	0,016 } 2,008	0,010 } 2,015	0,039 } 2,003
Mg	0,712	0,758	0,722	0,855	0,608
Ca	0,717	0,736	0,734	0,817	0,216
Na	0,007	0,013	0,023	0,011	0,005

1 — фенокристалл в плавающем обломке темной пемзы, Лакупо-Бич, остров Эуа. 2 — фенокристалл в даците F-4, остров Фануалеи. 3 — фенокристалл в даците F-40, остров Фануалеи. 4 — фенокристалл в дацитовой пемзе, Метис-Шол. 5 — пижонит из основной массы дацита F-20, остров Фануалеи [11].

содержанием железа; примечательное исключение представляют ксенокристаллы бронзита в дацитах Метис-Шол (табл. 4). Фенокристаллы магнетита (табл. 5) содержат 30—40 мол.% ульвошпинели.

Эварт [11] провел детальное сравнительное изучение минералов фенокристаллов и основной массы всех лав Тонга. В дацитах плагиоклаз основной массы варьирует по составу от An_{45} до An_{65}. Автором настоящей статьи в нескольких образцах дацитов с острова Фануалеи в основной массе были обнаружены обогащенные K_2O участки, которые, вероятно, являются калиевым полевым шпатом; однако зерен, пригодных для надежного анализа, не оказалось. Те немногие пироксены из основной массы, которые были проанализированы, являются субизвестковыми ферроавгитами или пижонитами. В противоположность тому, что обычно наблюдается в базальтовых породах, эти пироксены не обнаруживают обогащения TiO_2 и Al_2O_3 по сравнению с пироксенами фенокристаллов (табл. 4). Хотя автор по оптическим данным предположительно установил наличие ортопироксена в основной массе дацита Фануалеи, а Бауэр [1] упоминал ортопироксен в приводимом им модальном анализе дацита Тофуа, детальным микрозондовым анализом фаз основной массы ортопироксены не были обнаружены [11]. Магнетиты основной массы близки к магнетитам фенокристаллов, за исключением того, что в первых отмечается систематическое увеличение ульвошпинелевой составляющей (табл. 5).

Чтобы отразить характерные особенности состава дацитов Тонга без введения новых «местных» названий, Брайан и др. [9] использовали термин «дацит» как основу в сочетании с прилагательным, означающим ту или иную разновидность по минеральному составу. Согласно такой терминологии, дациты Тонга являются битовнитовыми или лабрадоровыми дацитами. Аналогичным образом может быть указан доминирующий в фенокристаллах пиро-

Таблица 4

Электронно-микрозондовые анализы фенокристаллов ортопироксена из дацита Тонга и ксенокристалла оливина из пемзы Метис-Шол

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	52,28	52,27	52,17	52,69	55,85	41,26
TiO_2	0,15	0,14	0,19	0,14	0,06	—
Al_2O_3	0,81	0,71	0,77	0,92	1,03	—
FeO	25,64	25,45	26,53	21,26	11,41	7,10
MnO	0,98	0,92	0,90	0,53	0,24	0,13
MgO	19,51	19,28	18,40	22,66	28,94	50,64
CaO	1,82	1,91	1,97	1,63	1,85	0,14
Na O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	—
	101,22	100,71	100,93	99,84	99,38	99,27
O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	4,000
Si	1,966	1,974	1,975	1,964	1,989	1,003
Al	0,034 } 2,000	0,026 } 2,000	0,025 } 2,000	0,036 } 2,000	0,011 } 2,000	—
Al	0,002	0,006	0,009	0,004	0,032	—
Ti	0,004	0,004	0,005	0,004	0,002	—
Fe	0,807	0,804	0,840	0,663	0,340	0,144
Mn	0,031 } 2,001	0,030 } 2,007	0,029 } 2,002	0,017 } 2,013	0,007 } 1,988	0,003 } 1,987
Mg	1,093	1,085	1,038	1,259	1,537	1,836
Ca	0,073	0,077	0,080	0,065	0,070	0,004
Na	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	—

1 — фенокристалл гиперстена из дацита F-4, остров Фануалеи. 2 — фенокристалл гиперстена из дацита F-40, остров Фануалеи. 3 — фенокристалл гиперстена из дацита F-41, остров Фануалеи. 4 — фенокристалл гиперстена из дацитовой пемзы, Метис-Шол. 5 — ксенокристалл бронзита из дацитовой пемзы, Метис-Шол. 6 — ксенокристалл форстерита из дацитовой пемзы, Метис-Шол.

Таблица 5

Электронно-микрозондовые анализы магнетита и шпинели из дацитов и пемзы Тонга. Молекулярные доли на 32 атома О

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0,31	0,22	0,31	0,16	0,24	0,15	0,29	0,22
TiO_2	9,22	8,84	10,20	14,24	18,00	10,72	16,99	—
Al_2O_3	3,40	3,03	2,83	1,68	0,78	2,71	1,72	7,31
V_2O_3	0,87	0,75	0,72	0,80	0,26	0,91	0,44	0,08
Fe_2O_3	45,88	47,30	44,64	39,39	32,34	44,01	32,61	7,36
FeO	38,83	37,63	39,66	44,60	47,44	40,53	46,65	11,00
MnO	0,39	0,41	0,42	0,41	0,47	0,30	0,36	0,28
MgO	0,85	1,21	0,61	0,13	0,09	0,52	0,15	14,27
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	59,79
	99,78	99,39	99,39	101,54	99,78	99,95	99,34	100,54
Si	0,093	0,066	0,094	0,047	0,072	0,045	0,087	0,058
Ti	2,075	1,987	2,301	3,174	4,088	2,413	3,855	—
Al	1,192	1,067	1,002	0,587	0,278	0,956	0,612	2,234
V	0,208	0,180	0,173	0,190	0,062	0,218	0,106	0,016
Fe^{3+}	10,284	10,645	10,079	8,784	7,350	9,912	7,404	1,436
Fe^{2+}	9,673	9,410	9,948	11,054	11,982	10,145	11,771	2,385
Mn	0,098	0,104	0,106	0,103	0,120	0,076	0,092	0,061
Mg	0,378	0,539	0,272	0,057	0,041	0,232	0,067	5,514
Cr	—	—	—	—	—	—	—	12,255
	24,000	23,998	23,975	23,998	23,994	23,998	23,996	23,972

1 — фенокристалл магнетита из дацита F-4, остров Фануалеи. Сумма включает 0,03% CaO. 2 — фенокристалл магнетита из дацита F-40, остров Фануалеи, 3 — фенокристалл магнетита из дацита F-41, остров Фануалеи. 4 — фенокристалл из дацита F-20, остров Фануалеи. Сумма включает 0,05% Cr_2O_3 и 0,08% ZnO [11]. 5 — зерно из основной массы дацита F-20, остров Фануалеи. Сумма включает 0,03% Cr_2O_3 и 0,13% Zn [11]. 6 — фенокристалл из дацита F-39, остров Фануалеи [11]. 7 — зерно из основной массы дацита F-31, остров Фануалеи [11]. 8 — включение шпинели в оливин, дацитовая пемза Метис-Шол. Сумма включает 0,06% ZnO и 0,01% CaO.

ксен, так что большинство из дацитов Тонга оказывается битовнит-авгитовыми дацитами, а некоторые, например образцы F-5 и F-40 (табл. 60),— битовнит-гиперстеновыми дацитами.

Таблица 6

Модальный состав (фенокристаллы и основная масса) дацитов Тонга [13, 15] (в %)

	F-5	F-8	F-20	F-32	F-39	F-40	F-41	MS	E-8 [a]
Плагиоклаз	5,43	4,42	6,80	4,34	4,20	3,57	6,47	11,85	26,0
Авгит	0,17	1,15	1,85	0,49	0,54	0,19	1,20	6,51	5,4
Гиперстен	0,31	0,53	0,51	0,39	0,36	0,26	0,76	7,43	
Магнетит	0,19	0,41	0,54	0,22	0,31	0,16	0,55	0,22	1,1
Основная масса	93,90	93,50	90,30	94,56	94,60	95,81	91,02	73,91	59,9

[a] Включая кварц (7,6%) и ферромагнезиальные псевдоморфозы предположительно по пироксену.

Брайан и др. [9] и Эварт и др. [12] отметили, что лавы Тонга петрографически сходны с «пижонитовой» серией Куно [17]. Бауэр показал [1], однако, что породы Тофуа (включая дациты) обычно даже более кальциевые и с меньшим содержанием суммы щелочей, чем породы японской «пижонитовой» серии. До недавнего времени было принято называть известковые островодужные серии типа «пижонитовых» серий Тонга или Японии «толеитовыми» [16]. Однако связь (если таковая существует) между образованием островодужных лав и субдукцией океанической плиты, в состав которой входят толеитовые базальты, остается одной из главных нерешенных петрогенетических проблем, касающихся дуги Тонга — Кермадек и, возможно, многих других островных дуг. Брайан и др. [9] отмечали, что обогащение железом, характерное для пижонитовых серий, не является признаком исключительно толеитов. Кроме того, высококальциевые остаточные расплавы, из которых сформировались дациты островов Тонга и Кермадек, контрастируют со щелочными или пересыщенными щелочами продуктами кристаллизации остаточных расплавов, которые обнаруживаются в континентальных толеитовых базальтах [20]. Брайан и др. [8] показали также, что между континентальными толеитовыми базальтами и базальтами океанического дна западной части Северной Атлантики существуют значительные различия в типоморфных геохимических параметрах. Эти несоответствия, конечно, отражают характерное для последних лет слишком широкое применение термина «толеит», в том числе к породам, состав которых находится далеко за пределами диапазона, подразумевавшегося в первоначальном определении толеита [10]. Для островодужных пород, например развитых на островах Тонга, целесообразно совсем отказаться от использования термина «толеитовый» в пользу укоренившегося и чисто описательного термина «пижонитовый». Никаких ошибочных генетических выводов, вероятно, не последует, если дациты дуги Тонга — Кермадек считать членом пижонитовой серии.

Химический состав

Содержание главных элементов и нормативный состав дацитов Тонга — Кермадек приведены в табл. 7, 8 и 9. Вулканическое стекло из дацита банки Метис-Шол содержит заметно больше SiO_2, чем предусмотрено вышеупомянутыми пределами, но оно включено в рассмотрение из-за необычного харак-

Таблица 7

Химические анализы и нормы CIPW плавающих обломков пемзы и дацитов островов Эуа, Тофуа и Метис-Шол

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	64,82	65,84	67,20	65,86	65,62	64,01	63,66	73,38	73,60
TiO_2	0,78	0,76	0,62	0,67	0,46	0,32	0,39	0,45	0,52
Al_2O_3	11,95	12,02	12,13	13,27	15,83	12,95	12,42	12,66	12,29
Fe_2O_3	1,53	1,05	0,52	1,83	3,44	1,51	1,35	1,11	1,31
FeO	8,16	8,25	8,47	6,12	1,08	5,43	5,22	2,84	2,71
MnO	0,15	0,13	0,13	0,16	0,09	0,13	0,12	0,06	0,06
MgO	1,19	1,29	1,30	1,84	2,24	5,47	5,10	0,84	1,07
CaO	6,54	6,22	5,60	6,01	3,22	7,51	6,97	3,79	3,61
Na_2O	2,64	2,66	2,62	3,13	5,36	1,83	2,58	3,09	3,17
K_2O	0,85	0,77	0,63	0,88	0,30	0,95	0,90	1,52	1,47
P_2O_5	сл.	сл.	0,16	0,23	0,06	0,06	0,07	0,00	0,07
H_2O^+	1,16	0,84	0,34	0,53	1,71	0,00	0,91	<0,13	0,13
H_2O^-	0,20	0,16	—	0,24	0,50	0,00		0,03	
	99,97	99,99	99,72	100,77	99,91	100,17	99,69	99,77	100,01
Q	27,70	28,78	31,07	27,11	23,44	24,52	22,32	39,11	39,49
Or	5,02	4,55	3,72	5,20	1,67	5,61	5,32	8,98	8,68
Ab	22,34	22,51	22,17	26,49	45,11	15,49	21,83	26,15	26,82
An	18,25	18,58	19,48	19,56	15,58	24,32	19,65	16,19	14,96
Di Wo	5,93	5,12	3,07	3,72	—	5,26	6,06	1,09	1,06
Di En	1,20	1,07	0,61	1,30	—	3,09	3,53	0,40	0,48
Di Fs	5,15	4,42	2,69	2,52	—	1,91	2,24	0,71	0,57
Hy En	1,76	2,14	2,63	3,29	5,62	10,53	9,17	1,69	2,18
Hy Fs	7,56	8,85	11,65	6,40	—	6,52	5,81	2,96	2,58
Mt	2,22	1,52	0,75	2,65	2,31	2,19	1,96	1,61	1,90
Il	1,48	1,44	1,18	1,27	0,91	0,61	0,74	0,85	0,99
Ap	0,00	0,00	0,38	0,54	<0,15	0,14	0,17	0,03	0,17
C	—	—	—	—	1,02	—	—	—	—
He	—	—	—	—	1,92	—	—	—	—

1, 2 — пемза извержения 1928 г. на острове Фалкон [19]; 3 — темная пемза предположительно с островов Тонга, Хералд-Кейс, плато Квинсленд [5]; 4 — дацит, формация Хаматуа, остров Тофуа [1]; 5 — дацит Е-8 (кератофир), береговая полоса Лакупо-Бич, остров Эуа [13]; 6 — дацит, Метис-Шол [21]; 7 — дацит, Метис-Шол [14]; 8 — стекловатая основная масса дацита, Метис-Шол [21]. сл. — следы.

тера этого дацита и его возможного значения для понимания петрогенезиса кислых пород Тонга. Данные по островам Кермадек (табл. 8) также включают два анализа, которые немного выходят за пределы диапазона содержаний SiO_2 в дацитах, но могут оказаться полезными для установления некоторых тонких химических особенностей дацитов Кермадек.

Дацит с острова Эуа (табл. 7) отличается от других проанализированных образцов необычно высоким содержанием Na_2O. Как отмечалось ранее [13], его вполне можно назвать кератофиром. В этом образце наблюдаются значительные вторичные изменения, которые в той или иной мере могут отражаться в его химизме. Пемза Метис-Шол характеризуется относительно высокими содержаниями MgO, CaO и низкими Na_2O, что, возможно, связано с обилием фенокристаллов пироксена и плагиоклаза (табл. 6). Валовой анализ породы сильно контрастирует с анализом стекла; очевидно, этот «дацит» является гибридной смесью риолитового стекла и фенокристаллов габброидного парагенезиса [14].

Таблица 8

Химические анализы и нормы CIPW дацитов с островов Кермадек [12]

	Остров Рауль	Остров Маколи	Остров Кертис		
	7005	10384	14864	14849	14868
SiO_2	66,78	68,0	64,5	65,35	70,5
TiO_2	0,61	0,65	0,57	0,75	0,55
Al_2O_3	13,65	11,57	16,73	15,77	13,51
Fe_2O_3	1,56	1,07	1,57	1,86	1,57
FeO	4,38	3,44	3,34	3,51	2,17
MnO	0,18	0,14	0,13	0,17	0,13
MgO	1,21	0,79	1,52	1,54	0,93
CaO	4,66	2,98	5,20	5,31	3,66
Na_2O	3,84	4,95	3,66	3,94	4,55
K_2O	0,60	1,40	0,62	0,38	0,64
P_2O_5	0,10	0,09	0,09	0,15	0,12
H_2O^+	1,84	5,01	1,64	1,34	1,30
H_2O^-					
	99,41	100,09	99,57	100,07	99,63
Q	28,77	26,36	25,76	26,13	32,36
Or	3,54	8,27	3,66	2,24	3,78
Ab	32,49	41,89	30,97	33,34	38,50
An	18,24	5,22	25,23	24,22	14,55
Di Wo	1,79	3,77	—	0,52	1,21
Di En	0,61	1,17	—	0,25	0,63
Di Fs	1,23	2,75	—	0,26	0,55
Hy En	2,40	0,80	3,79	3,59	1,69
Hy Fs	4,85	1,87	4,14	3,73	1,47
Mt	2,26	1,55	2,27	2,70	2,28
Il	1,16	1,23	1,08	1,42	1,04
Ap	0,24	0,21	0,21	0,36	0,28
C	—	—	0,79	—	—

Сравнение данных из таблиц выявляет тонкие различия между дацитами Тонга и Кермадек. Данные по дацитам Кермадек представлены главным образом анализами пород острова Кертис, а анализы пород острова Фануалеи составляют большую часть данных по дацитам Тонга. Немногочисленные анализы пород с других островов обычно обнаруживают те же самые характеристики. Дациты Тонга содержат заметно больше суммарного железа, больше CaO и K_2O и меньше Na_2O, чем дациты Кермадек. Эварт и др. [12] показали, что в связи с этим рассматриваемые дациты на диаграмме AFM образуют две обособленные группы. Эти различия подчеркиваются также и нормативными составами; в дацитах Кермадек обнаруживаются очень низкие содержания нормативного диопсида и немного нормативного корунда. Однако низкие содержания нормативного диопсида по сравнению с гиперстеном в обеих сериях анализов являются неожиданными, поскольку модальный авгит в парагенезисе фенокристаллов преобладает над гиперстеном, а последний к тому же часто окружен реакционными каемками авгита (рис. 1,*б*).

Отмечаются также различия между образцами дацитов Тонга: пемзы с острова Фалкон и других мест (плавающие обломки) имеют более низкое содержание K_2O и Na_2O и более высокое суммарного железа, чем образцы с острова Фануалеи. Единственный имеющийся анализ дацита с острова Тофуа является промежуточным по этим характеристикам. Данные табл. 7 наводят на мысль, что на островах Рауль, Маколи и Кертис в группе Кермадек,

Таблица 9

Химические анализы и нормы CIPW дацитов с острова Фануалеи, Тонга [14]

	Доисторические извержения				1846—1847 гг. (?)	1939 г.	
	F-20	F-41	F-4	F-37	F-39	F-5	F-40
SiO_2	64,79	64,89	65,09	64,34	65,34	66,26	65,17
TiO_2	0,55	0,56	0,56	0,58	0,60	0,59	0,51
Al_2O_3	14,48	14,16	14,39	13,77	14,12	14,18	13,92
Fe_2O_3	1,91	2,48	1,78	2,27	1,06	1,72	1,55
FeO	6,07	5,48	6,16	5,79	6,76	6,34	6,41
MnO	0,16	0,19	0,17	0,19	0,19	0,19	0,16
MgO	1,45	1,58	1,38	1,61	1,54	1,64	1,52
CaO	6,04	6,03	5,90	6,11	5,87	5,73	5,79
Na_2O	3,03	3,02	3,00	2,90	3,06	2,79	3,11
K_2O	1,11	1,06	1,13	1,08	1,13	1,03	1,15
P_2O_5	0,11	0,18	0,17	0,20	0,19	0,21	0,18
H_2O^+	< 0,10	0,04	< 0,10	0,76	0,15	не опр.	0,15
H_2O^-	0,10	0,14	0,14	0,16	0,16	не опр.	0,12
	99,80	99,81	99,81	99,76	100,17	100,68	99,74
Q	25,45	26,55	26,18	26,32	25,27	28,40	25,45
Or	6,56	6,26	6,68	6,38	6,68	6,09	6,79
Ab	25,64	25,56	25,39	24,54	25,89	23,61	26,32
An	22,63	21,95	22,46	21,37	21,46	23,13	20,63
Di Wo	2,79	2,88	2,43	3,24	2,73	1,70	2,94
Di En	0,84	1,02	0,67	1,10	0,75	0,53	0,85
Di Fs	2,07	1,93	1,88	2,24	2,12	1,24	2,23
Hy En	2,78	2,91	2,62	2,91	3,09	3,56	2,94
Hy Fs	6,89	5,51	7,36	5,91	8,78	8,36	7,72
Mt	2,77	3,60	2,58	3,29	1,54	2,49	2,25
Il	1,04	1,06	1,06	1,10	1,14	1,12	0,97
Ap	0,26	0,43	0,40	0,47	0,45	0,50	0,43

F-4, F-20 и F-40 — обычные весовые анализы (аналитик Ярошевич), F-39 — то же (аналитик Кей). Остальные анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Эварт и Багли). Возраст извержений по Броди [2] и Брайану и др. [9].

возможно, также извергаются дациты с особыми характеристиками, но относительно высокая степень изменения некоторых образцов препятствует детальным сравнениям.

Дациты Фануалеи устойчиво сохраняли свой состав при извержениях по крайней мере в течение нескольких сотен лет [2, 9]. Четыре наиболее древних образца (колонки *1—4* табл. 9) содержат значительно меньше CaO и значительно меньше SiO_2, чем образцы, предположительно относящиеся к самому последнему извержению (1938 г.). Это заставляет предполагать существование крупного по объему и однородного по составу источника, который стабилен термически и мало или совсем не подвержен изменениям, связанным с процессами кристаллизации и частичного плавления.

Все лавы с островной дуги Тонга — Кермадек, включая дациты, характеризуются необычно низкими концентрациями крупноионных литофильных элементов-примесей. В некоторых деталях эти геохимические особенности рассмотрены Эвартом и др. [15, 12]. Типичные примеры приведены в табл. 10. Дациты сильнее обеднены р. з. э., чем большинство океанических базальтов, но имеют более высокие содержания Ba, Zr и Y, что согласуется с более высоким содержанием в них K_2O.

Таблица 10

Выборочные анализы на элементы-примеси дацитов Кермадек и Тонга (млн$^{-1}$)

	Рауль	Кертис	Фануалеи		Эуа	Метис-Шол	
	7005	14868	F-6	F-20	E-8	Порода	Стекло
Pb	10	6,8	17	14	1,7	14	21
Ba	210	345	305	270	60	360	610
Sr	160	175	300	305	135	140	130
Zr	75	84	47	48	100	46	68
Y	31	41	22	25	27	21	25
Zn	96	84	120	115	не опр.	58	46
Cu	9	21	28	28	7	88	120
Ni	5	5	не опр.	3	3,5	53	4
Co	11	7	13	14	8	25	10
V	39	19	95	100	88	175	130
Sc	не опр.	не опр.	26	25	14	29	12
Cr	3,2	не опр.	6	4	20	230	7
Ga	не опр.	не опр.	18	18	12	14	13
B	не опр.	не опр.	23	17	не опр.	53	105
La	4,2	4,8	4	3,7	—	2,7	—
Ce	13,1	14,0	9,5	10	—	7,31	—
Nd	10,0	10,5	7	8	—	—	—
Th	0,54	2,10	0,92	0,81	—	—	—
U	0,23	0,84	0,42	0,34	—	—	—

Использованы данные Эварта и др. (колонки 1 и 2 [12], колонки 3–7 [12,15]). Данные по р.з.э. для дацитов острова Метис-Шол заимствованы у Мелсона и др. [21]. Дополнительные данные по содержанию р.з.э., U и Th в дацитах островов Рауль, Кертис и Фануалеи приведены в работе Эварта [12].

Петрогенезис

Некоторые петрогенетические особенности лав Тонга обсуждались Эвартом и др. [14]. Расчеты с использованием метода наименьших квадратов и данных по содержанию главных элементов в породе и фенокристаллах показали, что дациты Тонга, по крайней мере в отношении своего состава, могут легко интерпретироваться как продукты малоглубинной фракционной кристаллизации андезитобазальтовой магмы. Сумма квадратов остатков для разных вариантов решения обычно меньше 0,10, а для многих из них даже меньше 0,05, что является одним из лучших примеров сходимости расчетных данных и наблюдений для предполагаемых комагматичных пород и их минералогии (табл. 11). Кроме того, процесс фракционирования подтверждается имеющимися данными по элементам-примесям в породах и в отдельных минералах. В целом концентрации элементов-примесей соответствуют тем количественным соотношениям минералов, которые требуются для объяснения вариаций содержания главных элементов.

Одной из не объясненных пока особенностей серии Тонга является ее бимодальный характер с четким разделением на базальты и дациты и присутствием лишь небольших количеств андезитов промежуточного состава. Это было показано на гистограмме содержаний SiO_2 [12]. Отсюда следует, что дациты и андезитобазальты могут представлять самостоятельные мантийные выплавки, хотя безусловно нет оснований предполагать a priori, что магмы всегда извергаются и берутся для анализов всегда в тех же самых пропорциях, в которых они генерируются в коре.

Таблица 11

Аппроксимация с помощью метода наименьших квадратов состава андезитобазальта L-5 к составу, рассчитанному как линейная комбинация составов стекла Метис-Шол и фенокристаллов авгита, гиперстена, плагиоклаза и магнетита [14]. Данные пересчитаны на 100 %. Все железо в виде FeO

	А	Б	В	Г
SiO_2	54,11	54,11	Стекло Метис-Шол	0,329
Al_2O_3	17,03	17,03	Плагиоклаз	0,375
FeO	9,65	9,64	Авгит	0,192
MgO	4,87	4,87	Гиперстен	0,033
CaO	11,28	11,28	Магнетит	0,071
Na_2O	1,75	1,64		1,000
K_2O	0,49	0,52		
MnO	0,16	0,10		
TiO_2	0,58	0,72		
P_2O_5	0,07	0,02		

А — андезитобазальт L-5, остров Лейт, Тонга. Б — состав андезитобазальта L-5, рассчитанный с использованием метода наименьших квадратов [7]. В — компоненты, комбинируемые для образования состава Б. Г — весовые доли компонентов из колонки В, использованные для расчета состава Б. Сумма квадратов остатков равна 0,0408.

Связь дацитов с андезитами и андезитобазальтами можно глубже понять, если рассматривать вариации состава как функцию степени кристаллизации, требуемой для генерации каждого производного расплава из предполага-

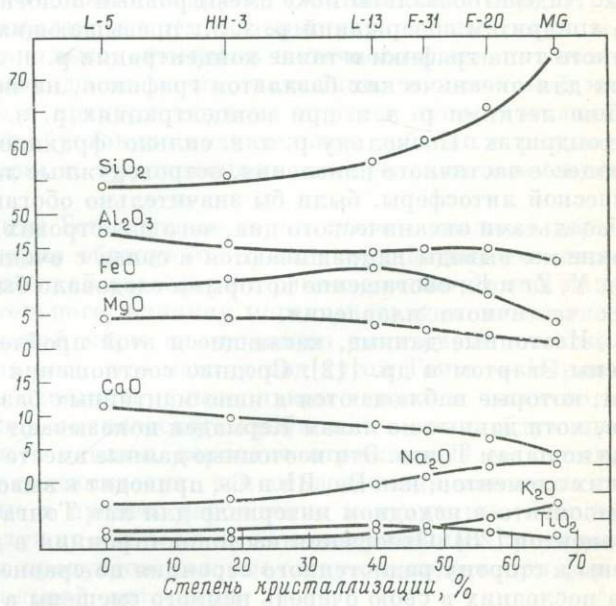


РИС. 2. Вариации содержания породообразующих окислов как функция степени кристаллизации при допущении, что дацит и андезит являются дериватами одного и того же исходного андезитобазальта. См. табл. 11, где приведен типичный пример использования метода наименьших квадратов, на основе которого рассчитана степень кристаллизации.

емого исходного андезитобазальтового расплава. «Процент закристаллизованности» легко получается из суммы весовых долей минералов, требуемых для получения хорошего совпадения с исходным составом при использовании метода наименьших квадратов.

Вариационные тренды представительной выборки составов показаны на рис. 2. Предполагаемый исходный расплав представляет андезитобазальт с острова Лате (L-5), образцы HH-3, L-13 и F-31 — андезиты, а F-20 — типичный дацит с острова Фануалеи. Стекло Метис-Шол (MG) — наиболее фракционированный состав, известный на островах Тонга. На этой диаграмме видно, что дацит Фануалеи и риолитовое стекло Метис-Шол логически продолжают криволинейные вариационные тренды, протягивающиеся от андезитобазальтов через андезиты. Интересно, что с точки зрения степени кристаллизации наибольший разрыв данных приходится на андезиты, а не на интервал между дацитами и андезитами, как следовало бы ожидать из частот встречаемости содержаний SiO_2.

Дациты Тонга и тектоника плит

Геологическое положение островной дуги Тонга представляет особый интерес, поскольку она явно образовалась в районе с океанической корой [9]. Поэтому образование кислых магматических расплавов в этой геологической обстановке может служить примером ранней стадии в формировании первозданной континентальной коры. Как уже отмечалось, андезитобазальтовая магма вполне могла быть источником, из которого путем кристаллизации в малоглубинных камерах образовывались дациты. Главной же проблемой петрогенезиса лав Тонга является происхождение самих этих андезитобазальтов.

Геохимические данные по лавам Тонга лишь в ограниченной степени подтверждают распространенную точку зрения, что островодужные магмы получаются непосредственно при частичном плавлении океанической литосферы в зоне субдукции. Например, р. з. э.. в дацитах имеют хондритовый тип распределения, но с концентрациями в 12—15 раз большими, чем в хондритах. Андезитобазальты тоже имеют ровный пологий график нормализованных по хондритам содержаний р. з. э., превышающих хондритовые в 5—10 раз. Такого типа графики и такие концентрации р. з. э. трудно вывести из типичных для океанических базальтов графиков, на которых хорошо видно обеднение легкими р. з. э. при концентрациях р. з. э. в 15—25 раз выше, чем в хондритах. Поскольку р. з. э. сильно фракционировались бы при любом процессе частичного плавления, островодужные лавы, получившиеся из океанической литосферы, были бы значительно обогащены р. з. э. по сравнению с базальтами океанического дна, чего на островах Тонга не наблюдается [14]. Такие же выводы напрашиваются в связи с очень низкими концентрациями Rb, Y, Zr и K, обогащение которыми следовало бы ожидать при малых степенях частичного плавления.

Изотопные данные, касающиеся этой проблемы, были недавно рассмотрены Эвартом и др. [12]. Средние соотношения изотопов свинца близки к тем, которые наблюдаются в явно мантийных базальтах океанических хребтов, хотя данные по лавам Кермадек показывают больший разброс, чем данные по лавам Тонга. Эти изотопные данные вместе с низкими концентрациями таких элементов, как Ba, Rb и Cs, приводят к выводу, что примесь осадочного компонента в исходном материале для лав Тонга не превышала нескольких процентов [23]. Отношения изотопов стронция в дацитах Тонга обычно смещены в сторону радиогенного стронция по сравнению с андезитобазальтами, а в последних в свою очередь немного смещены в сторону радиогенного изотопа по сравнению с типичными базальтами океанического дна. Эварт и др. [14] показали, что это лучшим образом может согласоваться с другими геохимическими данными, если предположить ассимиляцию небольших количеств известняка в малоглубинной магматической камере. Таким образом, геохимическое влияние на лавы Тонга океанических осадков, затянутых в

зону субдукции, по-видимому, минимальное. Это могло быть следствием того, что слишком мало осадочного материала перемещалось вниз по зоне Беньофа, или того, что поглощаемый при субдукции материал не был главным источником рассматриваемых лав.

Отсутствие водных минералов в лавах и высокие температуры расплавов, на которые указывает преобладание кальциевого плагиоклаза среди фенокристаллов, видимо, исключают частичное плавление перидотита в присутствии воды в качестве источника магм Тонга и в то же время свидетельствуют в пользу представлений о поступлении этих магм с глубин, сопоставимых с глубинами зоны Беньофа [11]. Как показано Эвартом и др. [12], лавы района Тонга — Кермадек становятся к югу более гетерогенными по составу и изотопии; наиболее существенные различия наблюдаются между южными островами группы Кермадек и Северным островом Новой Зеландии. Новозеландские лавы, как правило, более обогащены крупноионными литофильными элементами и радиогенными изотопами, чем островодужные лавы к северу от Новой Зеландии. Эти различия резонно связывать с фундаментальными различиями в коре под Новой Зеландией и под районом Тонга — Кермадек, а геохимические контрасты здесь во многом напоминают те, которые отмечены Брайаном и др. [8] между континентальными и океаническими базальтами в Западной Атлантике.

Взятые вместе, эти данные в настоящее время позволяют считать, что лавы островной дуги Тонга — Кермадек генерируются в зоне Беньофа или близ нее в пределах океанической коры и мантии. Магмы могут образоваться в результате существенно безводного плавления перидотитовой мантии, залегающей над зоной Беньофа, или в значительной мере за счет частичного плавления амфиболитизированной литосферной плиты. Каков бы ни был их первичный источник, поднимающиеся магматические диапиры в процессе подъема должны взаимодействовать с окружающими перидотитами верхней мантии. Поэтому изотопные отношения и другие геохимические параметры лав Тонга — Кермадек приближаются к тем, которые характерны для магм, образующихся при относительно высокой степени частичного плавления истощенной мантии. Хотя новозеландские магмы, возможно, имеют такой же источник, их взаимодействие в процессе подъема с ранее существовавшей континентального типа корой обусловило значительные добавки в расплав радиогенного свинца, стронция и крупноионных литофильных элементов [12].

Из этого следует, что дациты Тонга вполне можно считать кислыми дериватами «первого цикла», которые образуются при взаимодействии поглощаемой в зоне субдукции океанической литосферы с расположенным выше мантийным перидотитом. Значительного влияния морских осадков или ранее существовавшей континентальной коры на геохимию дацитов не заметно. Разумеется, нельзя исключить того, что мантия под дугой Тонга — Кермадек в прошлом подвергалась одному или нескольким эпизодам частичного плавления в условиях срединно-океанического хребта или в зоне субдукции. Следовательно, такая мантия и дациты, вероятно отражающие ее состав, могли быть более обеднены геохимически, чем первозданная мантия и ее кислые дериваты, вовлеченные в процесс зарождения континентов. Тем не менее островная дуга Тонга служит одним из лучших современных примеров магматических процессов и их продуктов, которые следует ожидать при формировании новой континентальной литосферы.

Островная дуга Тонга к тому же мало что дает в поддержку популярной концепции «геодистиллятора» (geostill), согласно которой островодужный магматизм играет решающую роль в отсасывании полезных металлов из поглощаемой в зоне субдукции океанической литосферы [22]. Низкие концентрации таких элементов, как Pb, Zn и Cu, и низкое содержание воды, причем даже в

магматических продуктах, наиболее поздних в эволюционном ряду, указывают на то, что эти магмы были бедным источником минерализующих растворов. Это в свою очередь наводит на мысль, что океаническая литосфера не является главным источником минерализации, связанной с зонами субдукции. Более вероятным кажется, что рудная минерализация развивается там, где островодужный магматизм мобилизует и перераспределяет летучие и редкие элементы, рассеянные в ранее существовавшей континентальной литосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bauer G. R.*, The geology of Tofua Island, Tonga, Pacific Sci., 24, 333-350, 1970.
2. *Brodie J. W.*, Notes on volcanic activity at Fonualei, Tonga, New Zealand J. Geol. Geophys., 13, 30-38, 1970.
3. *Brothers R. N.*, *Martin K. R.*, The geology of Macauley Island, Kermadec group, southwest Pacific, Bull. Volc., 34, 330-346, 1970.
4. *Brothers R. N.*, *Searle E. J.*, The geology of Raoul Island, Kermadec group, southwest Pacific, Bull. Volc., 34, 7-37, 1970.
5. *Bryan W. B.*, Low-potash acite drift pumice from the Coral Sea, Geol. Mag., 105, 431-439, 1968.
6. *Bryan W. B.*, Coral Sea drift pumice stranded on Eua Island, Tonga, in 1969, Geol. Soc. Am. Bull., 82, 2799-2812, 1971.
7. *Bryan W. B.*, *Finger L. W.*, *Chayes F.*, Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation, Science, 163, 926-927, 1969.
8. *Bryan W. B.*, *Frey F. A.*, *Thompson G.*, Oldest Atlantic seafloor, Mesozoic basalts from western North Atlantic margin and eastern North Amreica, Contrib. Miner. Pet., 64, 223-242, 1977.
9. *Bryan W. B.*, *Stice G. D.*, *Ewart A.*, Geology, petrography, and geochemistry of the volcanic islands of Tonga, J. Geophys. Res., 77, 1566-1585, 1972.
10. *Chayes F.*, Alkaline and subalkaline basalts, Am. J. Sci., 264, 128-145, 1966.
11. *Ewart A.*, A petrological study of the younger Tongan andesites and dacites, and the olivine tholeiites of Niva Fo'ou Island, S. W. Pacific, Contrib. Miner. Pet., 58, 1-21, 1976.
12. *Ewart A.*, *Brothers R. N.*, *Mateen A.*, An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand Island Arc, J. Volc. Geotherm., Res., 2, 205-250, 1977.
13. *Ewart A.*, *Bryan W. B.*, Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 3281-3298, 1972.
14. *Ewart A.*, *Bryan W. B.*, The petrology and geochemistry of the Tongan Islands, *In*: Coleman P. J., ed., The Western Pacific, Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry, 503-522, U. West. Aust. Press, Perth, 1973.
15. *Ewart A.*, *Bryan W. B.*, *Gill J.*, Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific, J. Pet., 14, 429-465, 1973.
16. *Jakes P.*, *Gill J. B.*, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17-28, 1970.
17. *Kuno H.*, Origin of andesite and its bearing on the island arc structure, Bull. Volc., 32, 141-176, 1968.
18. *Kuroda N.*, *Sheraki K.*, Boninite and related rocks of Chichi-jima, Bonin Islands, Japan, Rept. Fac. Sci. Shizuoka Univ., 10, 145-155, 1975.
19. *La Croix A.*, Composition mineralogique et chimique des laves des volcans des iles de l'ocean Pacific situees entre l'Equateur et le tropique du Capricorne, Mem. Acad. Sci. Paris, 63, 1-97, 1939.
20. *Lindsley D. A.*, *Smith D.*, *Haggerty S. E.*, Petrography and mineral chemistry of a differentiated flow of Picture Gorge basalt near Spray, Oregon, Carn. Inst. Wash. Yrbk., 69, 264-285, 1971.
21. *Melson W. G.*, *Jarosewich E.*, *Landquist C. A.*, Volcanic eruption at Metis Shoal, Tonga, 1967-1968, Description and petrology, Smiths. Contrib. Earth Sci., 4, 1-18, 1970.
22. *Rona P.*, Plate tectonics and mineral resources, Sci. Am., 229, 85-96, 1973.
23. *Sinha A. K.*, *Hart S. R.*, A geochemical test of the subduction hypothesis for generation of island arc magmas, Carn. Inst. Wash. Yrbk., 71, 309-312, 1972.

Глава 21

Дациты Малых Антильских островов

Дж. Ф. Томблин

Краткое содержание

Дациты Малых Антильских островов представляют конечные члены известково-щелочной островодужной вулканической серии. По данным классического (мокрого) химического анализа эти породы содержат 65% или более кремнезема и составляют 7% площади выходов вулканитов Малых Антильских островов, наиболее широко они развиты в центральной части островной дуги. Обычно эти породы обладают отчетливо выраженными порфировыми структурами и обогащены плагиоклазом, однако содержание кварцевых фенокристаллов в них варьирует в широких пределах. Они содержат небольшое количество щелочей и обладают низкими отношениями Fe/Mg. Отношения изотопов стронция указывают на то, что, вероятно, некоторые дациты были образованы частично за счет океанических осадков и частично за счет пород древней континентальной коры, в то время как другие представляют собой продукты фракционирования первичного океанического вещества. Закономерное уменьшение содержаний калия и рубидия в породах при движении к северу вдоль архипелага связано со сравнительно молодым возрастом зоны субдукции в этой части островной дуги и является результатом постепенного погружения океанической коры и покрывающих ее осадков на глубину, где происходит их частичное плавление.

Предварительные замечания

Малые Антильские острова. Малые Антильские острова (рис. 1) образуют островную дугу, существующую с третичного до настоящего времени, расположенную вдоль восточного края Карибской плиты непосредственно над зоной субдукции, служащей границей между Карибской и Западно-Атлантической плитами. К дацитам отнесены породы, входящие в типичную орогенную ассоциацию, состоящую преимущественно из известково-щелочных вулканитов, из которых менее 10% обладают довольно высокими содержаниями кремнезема. Кроме того, присутствуют редкие интрузии, сложенные породами тоналитового состава.

Определение дацита. Для целей данной статьи дацитами мы будем называть вулканические породы известково-щелочного типа с содержанием кремнезема не менее 63% (по результатам классических анализов). Разделение дацитов и андезитов (которые обладают меньшими содержаниями кремнезема) является дискуссионным и часто не может быть проведено при полевых работах. В соответствии с общим химическим определением группа дацитов объединяет почти все вулканические породы, содержащие фенокристаллы кварца (более 5%). Однако кроме этих кварцсодержащих разностей, составляющих примерно половину всех дацитовых пород Малых Антильских островов, которые можно диагностировать в образце, имеется второй, не менее распространенный тип дацитов с небольшим количеством фенокристаллов кварца, последние в образце практически неотличимы от андезитов. Здесь приходит на помощь химическая классификация, основанная на большом количестве недавно выполненных анализов дацитов и кислых андезитов,

J. F. Tomblin, Seismic Research Unit, University of The West Indies, St. Augustine, Trinidad, W. I.

которая позволяет идентифицировать дациты и дать им определение. Однако возникает другая проблема; она состоит в том, что при определении содержания кремнезема методом рентгеновской флуоресценции (РФ) и путем мокрого химического анализа получаются расхождения; первый метод дает содер-

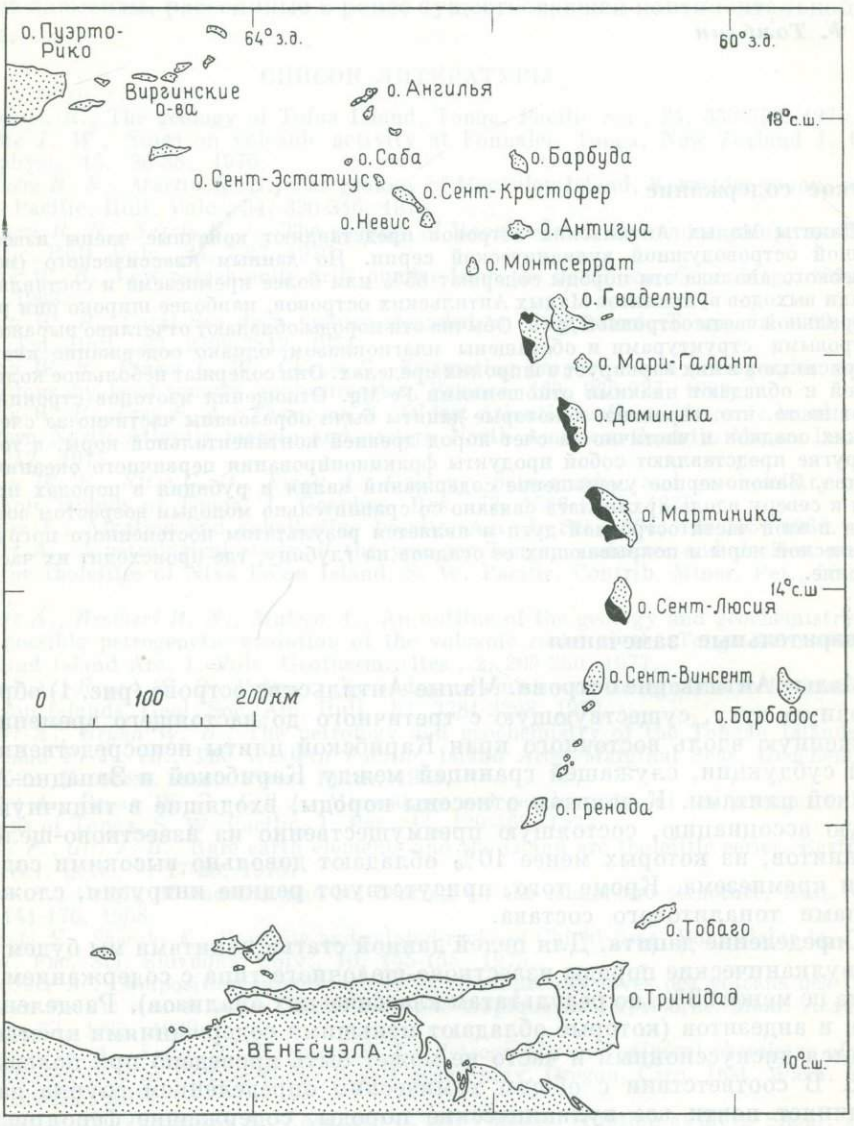


РИС. 1. Карта Малых Антильских островов. Черным показаны вулканические центры, из которых извергались дациты.

жание кремнезема в среднем на 3% выше (рис. 2), при этом только 1% несхождения является следствием того, что мокрые анализы пересчитываются на 100% без учета летучих компонентов. Для целей данной главы за граничное содержание SiO_2 между андезитом и дацитом принято 63% для мокрых анализов и 66% для РФ-анализов с общим пересчетом на 100%.

Для идентификации при полевых работах это несущественная разница, но для отнесения явно кварц-порфировых пород к дацитам, а прочих — к

андезитам необходим анализ. Такая классификация впервые была предложена Лакруа [14], который использовал название «дацит» только для явно кварц-порфировых разностей, а термин «дацитоид» — для разностей, сходных с ними по химическому составу, но без модального кварца.

На самом верхнем конце шкалы разделения пород по содержанию кремнезема находится немного пород Малых Антильских островов (они составляют менее 1% всей ассоциации и содержат более 70% SiO_2), которые другие

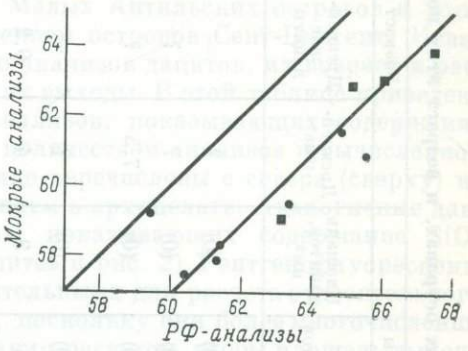


РИС. 2. Сравнение мокрых химических и рентгенофлуоресцентных определений содержания кремнезема в дацитах и кислых андезитах островов Монтсеррат (черные кружки) и Сент-Люсия (черные квадраты). Использованы данные Рея [23], Холланда и Томблина (неопубликованные).

авторы называют риолитами [29] или риодацитами [6]. Некоторые из них имеют почти афировые структуры и хорошо развитую «риолитовую» полосчатость.

Краткая история изучения дацитов Малых Антильских островов. Одним из первых дациты Малых Антильских островов описал Саппер [25], им были приведены краткие сведения о геологии острова Сент-Люсия и установлено, что дациты в большом количестве встречаются в районе Суфриер.

Лакруа [14] более детально описал дациты острова Мартиника, им приведены сведения о петрографии данных пород, отмечена их минералогическая и геохимическая связь с андезитами, в его работе имеется восемь анализов дацитовых пород. Впоследствии Лакруа [15] были приведены дополнительные петрографические данные и три новых анализа дацитов. Мак-Грегор [17] описал петрографию острова Монтсеррат и опубликовал анализы пород, среди которых был один анализ дацита.

С начала 1960-х годов объединенными усилиями Оксфордского университета, а позже университетов Дарема (Англия) и Вест-Индского (Тринидад) была проведена серия детальных исследований по изучению истории извержений, петрологии и геохимии молодых вулканических центров Малых Антильских островов. Докторские диссертации по вулканическим центрам, в которых распространены дациты, были защищены Томблином [27], Реем [23] и Уиллсом [35]. Сравнительное изучение островов Мартиника и Гваделупа было осуществлено Ганном, Руболом и Смитом [12], Уэстеркампом [33], Клоккиатти и Мервойером [9]. Обобщение сведений по истории извержений и петрологии вулканов, проявивших активность в последнее время, было сделано Робсоном и Томблином [24].

Сравнительное геохимическое изучение петрогенных элементов и элементов-примесей методом рентгеновской флуоресценции было проведено в 1967—1975 гг. в университетах Дарема и Вест-Индском. В общей сложности было проанализировано 1518 пород Малых Антильских островов [6], что сделало возможным значительно более точное описание их геохимии, включая установление полей распределения и пределов колебаний химических составов дацитов.

Пушкар [21], Хедж и Льюис [13], Доннелли [10], Пушкар и др. [22] и Чемини [8] опубликовали результаты изотопных анализов стронция, урана

Таблица 1

Рассчитанные площади, занимаемые дацитами на Малых Антильских островах, и возраст этих пород

	РФ-анализы					Мокрые анализы				Возраст (млн. лет)			
	Площадь вулканических пород, км²	Количество анализов	Количество анализов дацитов	% дацитов	Площадь дацитов, км²	Количество анализов	Количество анализов дацитов	% дацитов	Площадь дацитов, км²	Древнейшие	Древнейшие дациты	Площадь пород древнее 2,5 млн. лет	Площадь пород моложе 2,5 млн. лет
Саба	12	58	0	0	0	4	0	(0)	(0)	?	—	0	0
Синт-Эстатиус	21	73	3	4	1	1	0	(0)	(0)	?	?	0	1
Сент-Кристофер	174	178	3	2	3	25	0	(0)	(0)	7,5	?	0	3
Невис	44	80	0	0	0	15	0	(0)	(0)	?	—	0	0
Монтсеррат	82	120	6	5	4	45	2	4	3	4	0,2	0	4
Антигуа	100 [а]	0	—	?	(10)	10	3	(33)	(33)	39	20	0	0
Гваделупа	940	81	4	5	46	14	4	(35)	(330)	2,5	?	0	46
Дезирад	5	14	11	(79) [б]	(4)	1	1	(100)	(100)	142	90	0	0
Доминика	781	301	22	8	61	16	0	(0)	(0)	(1,7)	?	0	57
Мартиника	986	65	7	11	106	56	7	13	123	36	7	53	53
Сент-Люсия	596	88	14	16	95	25	9	(36)	(215)	18	0,25 [в]	2	93
Сент-Винсент	384	90	0	0	0	67	0	0	0	2,7	—	0	0
Гренадины	100 [а]	125	2	2	2	22	0	(0)	(0)	18	?	0	0
Гренада	340	263	1	0,4	1	33	1	(3)	(10)	21	2,5	0	1
Все острова	4.565	1.518	63		333								258

[а] Примерная площадь вулканитов. [б] Цифры в скобках указывают, что расчеты основаны на небольшом количестве анализов. [в] За исключением небольшого обнажения афировых дацитов с высоким содержанием кремнезема из интрузии в миоценовых вулканитах.

и свинца и рассмотрели генетическое значение изотопного состава этих элементов. Определения абсолютного возраста пород острова Мартиника, в том числе и дацитов, были сделаны Андрееффом и др. [1], а пород всей островной дуги — Наглом и др. [19] и Брайденом и др. [5].

Условия залегания

Географическое распространение. В небольших количествах дациты присутствуют почти во всех вулканах Малых Антильских островов и установлены на всех островах, за исключением островов Сент-Винсент, Невис и Саба. В табл. 1 приведены количество анализов дацитов, их возраст и рассчитанные площади, которые занимают их выходы. В этой таблице приведено количество рентгенофлуоресцентных анализов, показывающих содержание SiO_2 более 66%, соотнесенное с общим количеством анализов и вычисленной площадью обнажений. Острова в таблице перечислены с севера (сверху) на юг (внизу), в соответствии с их положением в архипелаге. Аналогичные данные приведены для мокрых анализов, показывающих содержание SiO_2 выше 63% (см. разд. «Определение дацита» и рис. 2). Рентгенофлуоресцентные анализы являются более представительными для расчета относительного содержания дацитов среди вулканитов, поскольку они более многочисленны и сделаны по образцам, отобранным с таким расчетом, чтобы площадь выхода вулканических пород была опробована как можно равномернее. Для трех островов имеется 40 или более определений, выполненных методом мокрого анализа, которые обнаруживают хорошую сходимость с содержанием компонентов в даците, рассчитанными на основе рентгенофлуоресцентных данных.

Из табл. 1 и рис. 3 видно, что в центральной части дуги дациты наиболее распространены. Результаты проведенного анализа показывают, что по относительной распространенности дацитов на первом месте стоит остров Сент-Люсия (16% обнаженной площади), тогда как наибольшую площадь (106 кв. км) выходы дацитов занимают на самом крупном острове Мартиника.

Только на двух других островах, расположенных севернее архипелага Малых Антильских островов,— Доминике и Гваделупе имеются значительные по площади выходы дацитов.

На острове Сент-Люсия почти все дациты связаны с одним вулканическим центром — единственным известным центром извержений, проявлявшим активность в плейстоцене. На других островах, расположенных недалеко от центральной части дуги, дациты присутствуют во всех более молодых вулканических комплексах, включая три проявления на острове Мартиника (Мон-Пеле, Питонс-дю-Карбе и Диаман-Грос-Иле) и четыре на острове Доминика (Морн-Патайес, Микотрин-Труа-Питонс, Морн-Дьяблотенс и Морн-о-Дьяблс).

Возраст. Возраст наиболее древних пород на каждом острове и возраст древнейших дацитов приведен в правой части табл. 1. Сопоставление этих данных показывает, что дацитов несколько больше среди более молодых пород дуги, чем в доплейстоценовых формациях. На острове Сент-Люсия почти все дациты образовались при извержении из самого молодого вулканического центра за последние 0,25 млн. лет. На острове Мартиника все дациты, за исключением нескольких обнажений афировых пород на юго-востоке, имеют возраст древнее 6,8 млн. лет, а ровно половина из 22 датированных пород из вулканических центров, которые содержат дациты, оказались древнее 2,5 млн. лет; таким образом, можно считать, что приблизительно половина дацитов Мартиники моложе 2,5 млн. лет. На основании всех известных данных абсолютного возраста и судя по геологическим картам, на которых показано положение датированных образцов, автор считает, что около 70% всех вулканитов на Малых Антильских островах имеют возраст менее 2,5 млн. лет, а среди пород этого возраста 75% составляют дациты. Наименее достоверны

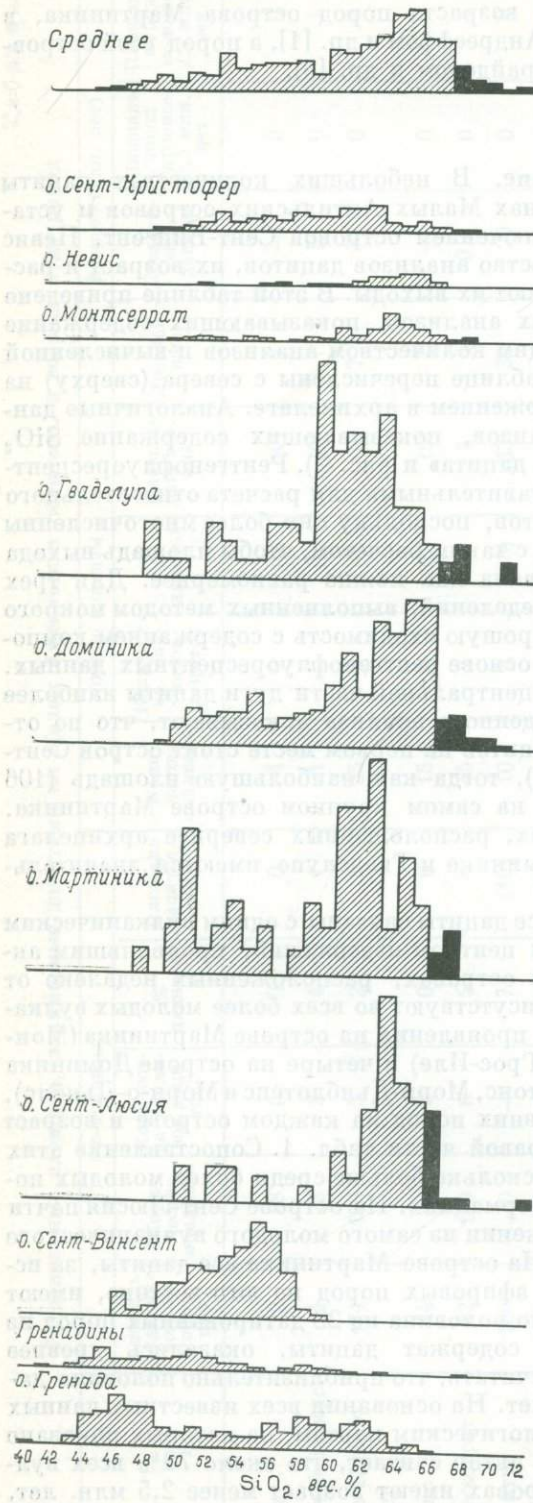


РИС. 3. Гистограммы, показывающие характер распределения содержаний кремнезема в породах Малых Антильских островов. Площадь каждой гистограммы пропорциональна площади вулканических пород на данном острове. Данные РФ-анализов (неопубликованные) представлены Холландом и др.

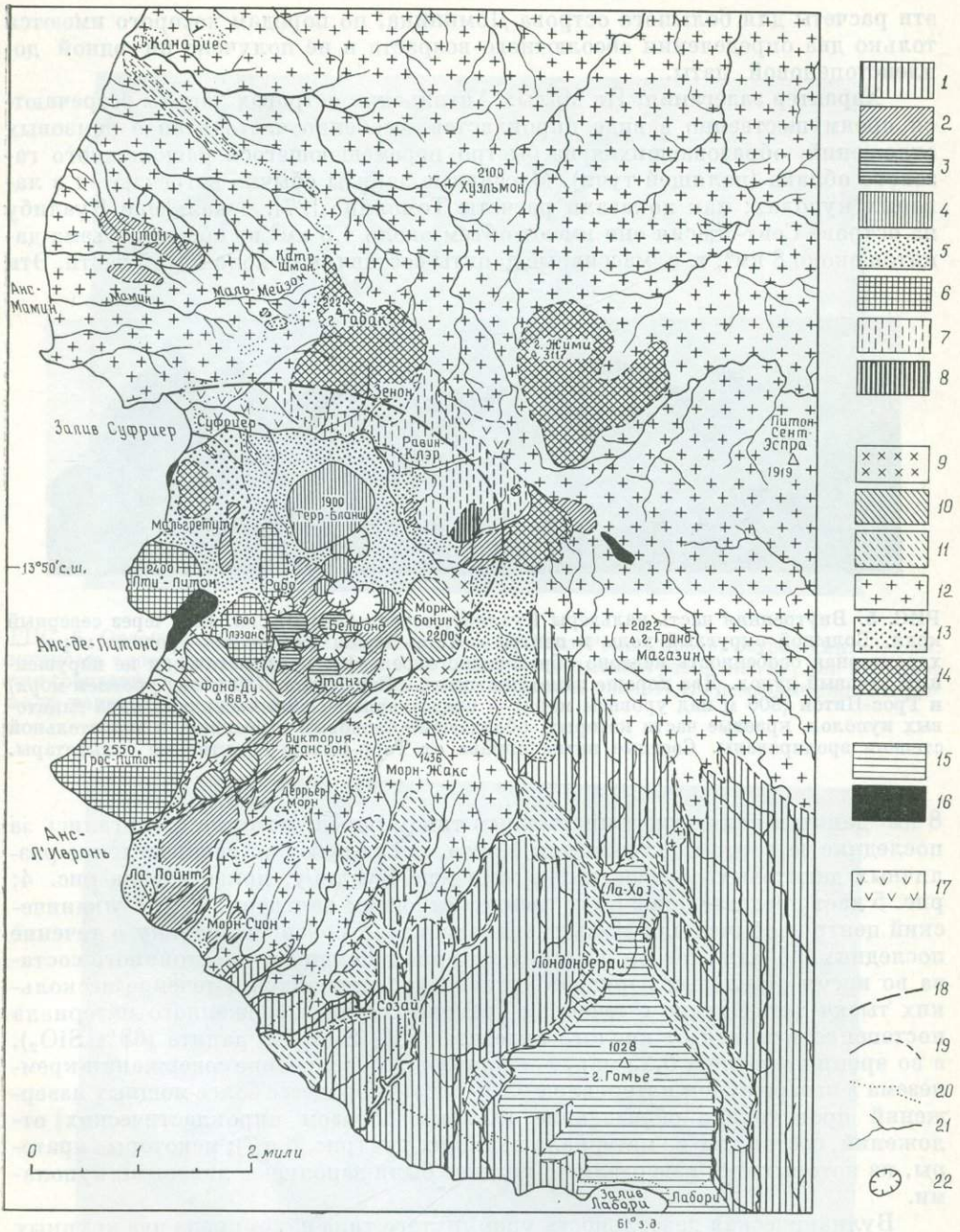


РИС. 4. Геологическая карта кальдеры Куалибу, остров Сент-Люсия, по Томблину [27]. *Дациты*: *1* — пемзовый поток Белфонд; *2* — отложения пемзового дождя Белфонд; *3* — лавовый купол Белфонд; *4* — лавовый купол Терр-Бланш; *5* — агломераты Питон-Тайп; *6* — лавовый купол Питон-Тайп; *7* — агломераты Сент-Филлип; *8* — лавовый поток Сент-Филлип. *Андезиты*: *9* — делювий светлых андезитов; *10* — лавовые купола, сложенные светлыми андезитами; *11* — андезитовые пемзовые потоки; *12* — андезитовые агломераты (образования стенок кальдеры и прочие вулканиты); *13* — делювий темных андезитов; *14* — конусы, сложенные темными андезитами. *Базальтовые потоки*: *15* — порфировые базальты; *16* — афировые базальты; *17* — аллювий; *18* — край кальдеры; *19* — геологические границы; *20* — дороги; *21* — реки и ручьи; *22* — вулканические кратеры.

эти расчеты для большого острова Доминика, по породам которого имеются только два определения абсолютного возраста и не получено ни одной доплейстоценовой даты.

Характер залегания. На Малых Антильских островах дациты встречаются преимущественно в виде пирокластов, особенно часто в виде пемзовых отложений, образовавшихся из быстро перемещающегося раскаленного газового облака (палящей тучи). Массивные дациты обычно встречаются в лавовых куполах; как показали расчеты Томблина [27], в кальдере Куалибу на острове Сент-Люсия они имеют объем около 1,5 км^3 из общего объема дацитов около 8 км^3, т. е. массивные дациты составляют около пятой части. Эти

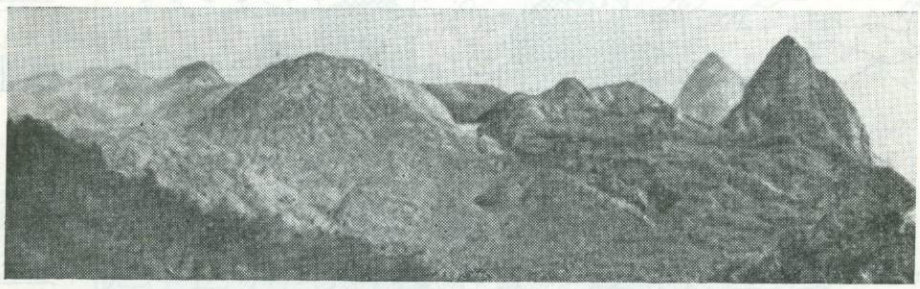


РИС. 5. Внутренняя часть кальдеры Куалибу, остров Сент-Люсия. Вид через северный край. Большой округлый холм в центре — Терр-Бланш (600 м над уровнем моря) — характерная особенность недавно образованного рельефа: морфологически не нарушенный лавовый купол. Два хорошо заметных пика — Пти-Питон (750 м над уровнем моря) и Грос-Питон (800 м над уровнем моря) — представляют собой массивные ядра дацитовых куполов, краевые части которых, обладавшие блоковым строением, в значительной степени эродированы. Светлые пятна справа от Терр-Бланш — активные сольфатары.

8 км^3 дацитов являются единственным типом пород, которые извергались за последние четверть миллиона лет. Карта, показывающая распределение различных дацитовых образований в кальдере Куалибу, приведена на рис. 4; рис. 5 дает представление о внутреннем строении кальдеры. Этот вулканический центр необычен для Малых Антильских островов, поскольку в течение последних 2,5 млн. лет он извергал материал в сущности постоянного состава во время отдельных периодов активности, длившихся в течение нескольких тысяч лет. Однако с течением времени состав изверженного материала постепенно менялся от кислого андезита (58% SiO_2) до дацита (63% SiO_2), а во время последних 0,25 млн. лет произошло увеличение содержания кремнезема в изверженном материале с 63 до 66%. В процессе более мощных извержений происходило образование главным образом пирокластических отложений, состоящих из материала палящих туч (рис. 6 и 7); некоторые кратеры, из которых они извергались, позднее были заполнены лавовыми куполами.

Вулканическая деятельность упомянутого типа напоминала два крупных исторических извержения 1902—1905 и 1929—1932 гг. вулкана Мон-Пеле на Мартинике, когда извергались лавы промежуточного между андезитом и дацитом состава [14, 24], сходного с лавами доисторических извержений, одно из которых произошло 29 000 лет до н. э. [30, 26] на острове Доминика из центра Морн-Микотрин. Соотношения кластических и массивных дацитов на Мартинике примерно такие, как на острове Сент-Люсия. Семь образцов с острова Мартиника были определены методом рентгеновской флуоресценции как дациты, два из вулкана Мон-Пеле представляют собой породы из пемзового потока и отложений пемзового дождя; из пяти образцов из центра Пи-

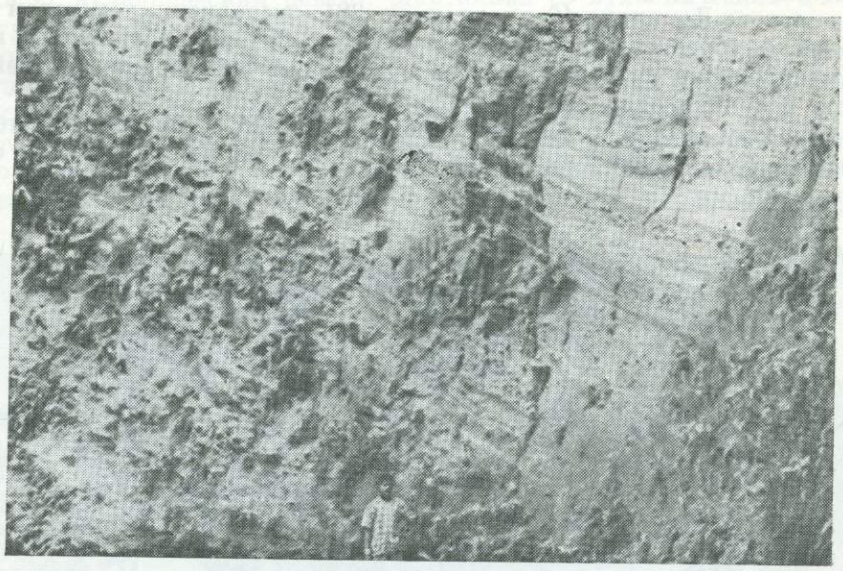


РИС. 6. Отложения дацитовых пемзовых дождей Сент-Реми-Ривьер, остров Сент-Люсия, мощность слоев лапиллей и пепла от 3 до 30 см. Углы падения различны, но, как правило, они совпадают с наклоном современной поверхности; это значит, что пемзовые слои покрывали ранее существовавший рельеф.



РИС. 7. Отложения дацитовых пемзовых потоков, Лондондерри, остров Сент-Люсия. Округлые и угловатые обломки пемзы имеют размеры до 30 см в поперечнике; в нестратифицированном матриксе содержится большое количество пыли, напоминающей донные осадки. Темные тени — отпечатки угловатых обломков.

тонс-дю-Карбе три представляют пемзовый поток, а два обладают большей плотностью и, видимо, характеризуют лавовые купола.

На острове Доминика 19 анализов из 281, выполненных методом рентгеновской флуоресценции, попадают в узкий интервал дацитовых пород [35]. Восемнадцать из этих образцов — пемзовые образования дождей или потоков, и только один—из лавового купола.

О большом объеме отдельных пирокластических выбросов свидетельствует самый молодой пемзовый поток на острове Сент-Люсия (рис. 8), объем

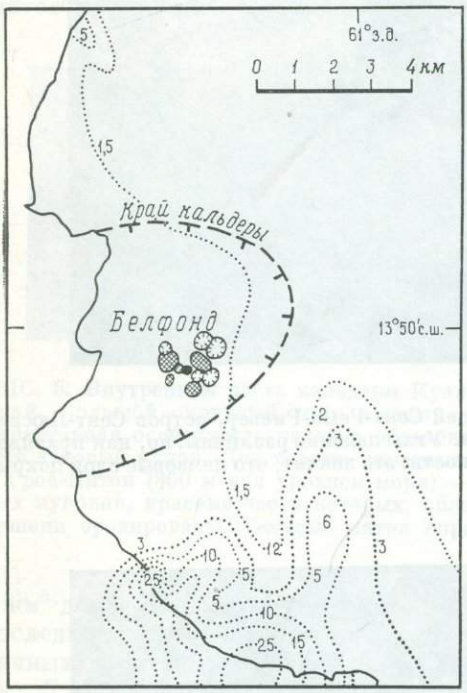


РИС. 8. Карта изопахит дацитового пемзового потока Белфонд, остров Сент-Люсия, по Томблину [27] с изменениями. Цифры обозначают наблюдаемую мощность в метрах. Мощность отложений увеличивается с удалением от кратеров Белфонд, которые служили их источником. Изопахиты за пределами суши гипотетические.

которого на суше составляет около 0,1 км^3 (такой же, а возможно, и больший объем скрыт под поверхностью моря); мощность его в долине местами составляет около 25 м, а расстояние, на которое он продвинулся от источника, около 8 км. Отложения пемзовых дождей на острове Сент-Люсия примерно в шесть раз превышают по объему образования пемзовых потоков, с которыми они связаны.

Среди малых интрузий дацитового состава одна, прорывающая эоцен-олигоценовые вулканиты в районе Краб-Пойнт, юго-западная часть острова Антигуа, сложена порфировыми обогащенными кварцем дацитами [18]; на севере острова Сент-Люсия имеются некки афировых обогащенных кремнеземом дацитов, интрудирующие породы миоценового возраста [30]; кроме того, дотретичные крупнозернистые интрузивные тоналиты присутствуют на острове Дезирад [4, 11, 5].

Петрография

Макроскопическая характеристика. Среди пород Малых Антильских островов, которые по геохимии определяются как дациты, по макроскопическим признакам выделяется три типа: 1) порфировые с многочисленными (5—25%) крупными фенокристаллами кварца; 2) порфировые с редкими (< 5%) фенокристаллами кварца; 3) почти афировые.

Богатые кварцем дациты типа 1 встречаются только на островах Сент-Люсия (1 вулканический центр), Мартиника (2 вулканических центра) и Антигуа. Они легко определяются в поле, поскольку содержат кварцевые фенокристаллы размером 5—10 мм в диаметре; часто отмечаются также фенокристаллы биотита, которые в центре Питонс-дю-Карбе (остров Мартиника) имеют необычно большие размеры — до 2 см в поперечнике.

Бедные кварцем дациты типа 2 встречаются в остальных центрах, за исключением северной части острова Сент-Люсия; обычно вкрапленники кварца в них составляют менее 2% и имеют мелкие ($<$ 2 мм) размеры; они

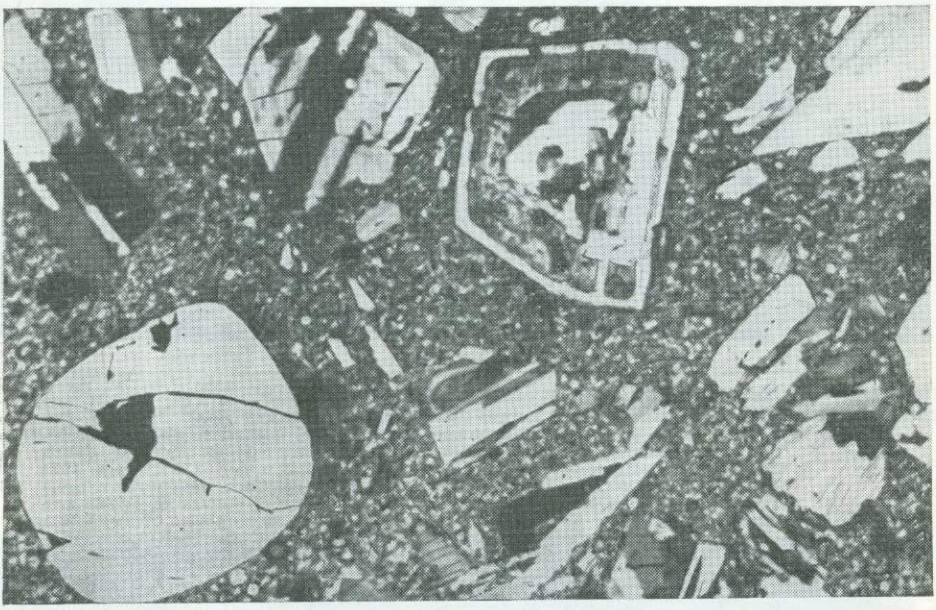


РИС. 9. Микрофотография дацита из лавового купола Пти-Питон, остров Сент-Люсия (обр. L13). В фенокристаллах плагиоклаза наблюдается разнообразная зональность. Округлый кристалл кварца расположен в левой нижней части фотографии. Увеличено в 23 раза.

в образце с трудом отличаются от свежего плагиоклаза. По структуре и минеральному составу эти породы очень напоминают многие кислые андезиты и отличаются от них только более высоким содержанием кремнезема. Только такой тип дацитов присутствует в центре Мон-Пеле на острове Мартиника, на островах Доминика, Монтсеррат, Сент-Кристофер и Гренада.

Почти афировые дациты типа 3 встречаются в небольших количествах в двух районах развития миоценовых пород на севере острова Сент-Люсия и в юго-восточной части острова Мартиника. Это плотные полосчатые породы с характерными «риолитовыми» структурами течения.

Почти все порфировые дациты, включая породы лавовых куполов, достаточно рыхлые и содержат по крайней мере умеренное количество пустот неправильной формы. В кластических блоках обычны отчетливо пузыристые пемзовые структуры. Цвет этих пород почти белый, в то время как массивные разности обычно светло-серые или розоватые.

Микроскопическая петрография. Под микроскопом в дацитах различимы следующие фенокристаллы (в порядке убывания их количества): плагиоклаз (25—40%), кварц (до 25%), амфибол (до 10%), ортопироксен (до 10%), биотит (до 5%), окисно-рудные минералы (до 2%) и редко клинопироксен (до

2%), оливин, гранат. Основная масса массивных пород обычно микрокристаллическая равномерно-зернистая (фельзитовая), в то время как пирокластические образования главным образом криптокристаллические и стекловатые. Несколько примеров модального и минерального состава этих пород приведено в табл. 2.

Таблица 2

Содержание фенокристаллов различных минералов в дацитах Малых Антильских островов

	Монтсеррат F4347	Доминика SD4	Мартиника MW15B	Сент-Люсия			
				L329	L13	L267	L205
Плагиоклаз	31,8	27,9	32,5	35,4	38,2	30,5	1
Кварц	1,1	—	16,7	7,8	9,6	13,0	1
Амфибол	2,9	2,5	сл.	0,6	0,1	5,9	—
Биотит	—	—	4,6	2,8	0,1	1,3	—
Ортопироксен	6,0	8,9	—	1,2	4,3	0,3	—
Рудный минерал	2,2	1,6	1,0	—	0,5	0,5	—
Клинопироксен	—	2,7	2,2	2,1	—	—	1
Оливин	—	—	—	0,2	—	—	—
Гранат	—	—	сл.	—	—	—	—
Цеолиты	—	—	—	—	—	—	4
Основная масса	56,0	56,4	43,6	49,9	47,2	48,5	93,0

F4347 – ортопироксен-роговообманковый дацит, обедненный кварцем, малая интрузия к юго-западу от залива Ландинг, остров Монтсеррат, 16°41,4′ с.ш., 62°11,5′ з.д. [17]. SD4 – ортопироксен-роговообманко-клинопироксеновый дацит, обедненный кварцем, блок из пирокластического потока, Равин-Бланш, Морн-Патайес, остров Доминика, 15°13,4′ с.ш., 61°07,7′ з.д. [55]. MW15B – биотит-клинопироксен-гранатовый дацит из лавового купола, Грос-Иле, остров Мартиника, 14°33,8′ с.ш., 61°01,3′ з.д. [33]. L329 – клинопироксен-биотит-ортопироксен-роговообманко-оливиновый обогащенный кварцем дацит из лавового купола, восточная часть центра Грос-Питон, остров Сент-Люсия, 13°48,4′ с.ш., 61°03,7′ з.д. [27]. L13 – ортопироксен-роговообманко-биотитовый дацит из лавового купола в северо-западной части центра Пти-Питон, остров Сент-Люсия, 13°50,2′ с.ш., 61°03,9′ з.д. [27]. L267 – куммингтонит-биотит-ортопироксеновый обогащенный кварцем дацит из лавового купола Белфонд-Хилл, остров Сент-Люсия, 13°49,5′ с.ш., 61°02,4′ з.д. [27]. L205 – афировый дацит с высоким содержанием кремнезема из лавового купола Бисэ-Куарри, остров Сент-Люсия, 14°01,3′ с.ш., 60°58,4′ з.д. [29].

Плагиоклаз. Плагиоклаз — самый обычный минерал среди вкрапленников и в основной массе. Он образует идиоморфные удлиненные призмы, достигающие 5, реже 10 мм в длину. Ядра этих кристаллов сложены битовнитом или анортитом, они могут быть значительно корродированы, а их внешние части состоят из большого количества ритмически чередующихся зон (рис. 11), содержание анортита в которых уменьшается от 70% во внутренних частях до 40% во внешних.

Фенокристаллы плагиоклаза могут содержать пойкилитовые включения пироксена, амфибола и окисно-рудных минералов, а в некоторых из них наблюдаются стекловидные или заполненные включениями зоны (рис. 9). Плагиоклаз основной массы меняется по составу от An_{60} до An_{40}. В нем отчетливо проявлена ритмичная зональность, которая, как считают, свидетельствует о том, что эти кристаллы росли в очень вязкой магме при переменном давлении водяного пара.

Кварц. Количество фенокристаллов кварца варьирует в широких пределах, более или менее независимо от общего процентного содержания кремнезема в породе, хотя в породах отдельных вулканических центров количество кварца относительно постоянно. Те породы, которые обогащены фенокристаллами кварца, обычно содержат также больше роговой обманки и биотита.

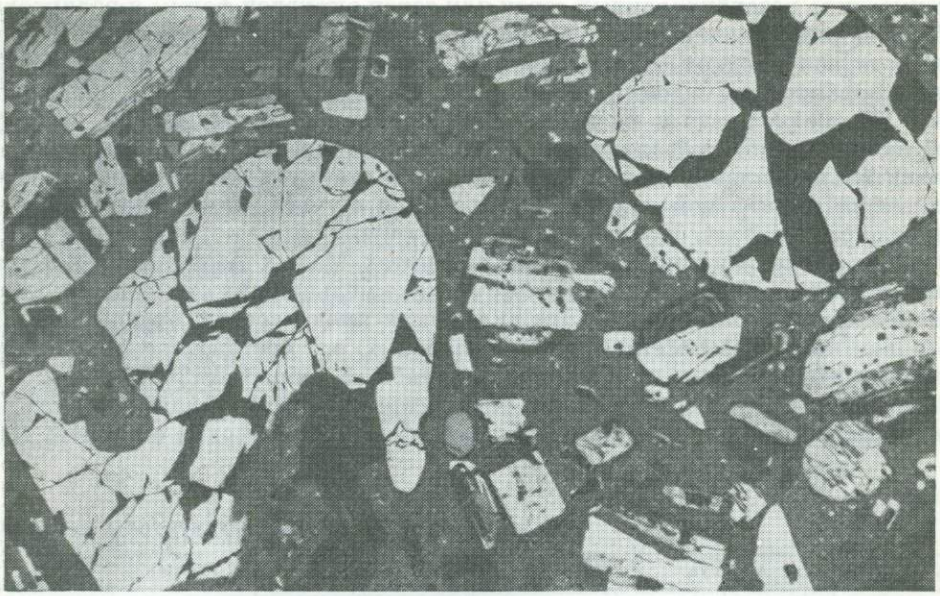


РИС. 10. Микрофотография дацитовой лавы из агломерата, Сент-Филлип, остров Сент-Люсия (обр. L81). Обратите внимание на различную морфологию фенокристаллов кварца: идиоморфный и амебообразный кристаллы расположены рядом. Увеличено в 14 раз.



РИС. 11. Микрофотография дацитовой лавы из купола Белфонд-Хилл, остров Сент-Люсия (обр. L267); видны кристаллы плагиоклаза с четкой ритмической зональностью, гипидиоморфные кристаллы кварца и куммингтонита (справа внизу). Увеличено в 23 раза.

Форма фенокристаллов кварца различна: от идиоморфных бипирамид до умеренно резорбированных зерен или зерен округлой формы и реликтовых образований с извилистыми границами. Часто все эти разновидности могут наблюдаться в одном шлифе (рис. 10). В общем фенокристаллы кварца более резорбированы в массивных породах лавовых куполов, где они в большом объеме расплава и на небольших глубинах (т. е. при низком давлении водяного пара) охлаждались значительно медленнее. Это согласуется с экспериментальными данными [32] о том, что поле стабильности кварца в соответствующей силикатной системе уменьшается с уменьшением давления водяного пара.

Магматическая природа кварца в дацитах Малых Антильских островов доказана исследованием химического состава мельчайших стекловатых включений в фенокристаллах [9]. Эти включения имеют состав, очень сходный с составом поздних магматических расплавов, т. е. с составом основной массы пород, в которых они встречаются (см. табл. 3, обр. CW12G).

Амфибол. Амфибол наиболее распространен среди фенокристаллов мафических минералов во многих дацитах Малых Антильских островов; в да-

Содержания петрогенных элементов в дацитовых

Окислы	Антигуа		Монтсеррат	Гваделупа		Дезирад	
	A0015 К	A0003 К	F4347 Б	MB106 Б	CW12G О	LB423 Кр	L531J Б
SiO_2	67,8	76,2	64,2	64,5	72,9	71,2	63,7
Al_2O_3	14,8	12,6	16,8	15,7	12,0	14,0	18,2
Fe_2O_3	1,8	2,5	3,7	3,2	1,7	2,2	2,6
FeO	2,4	0,8	1,8	4,1		1,7	2,3
MgO	2,0	0,0	2,2	1,4	?	1,1	2,3
CaO	2,1	2,9	6,0	4,6	2,0	2,0	5,1
Na_2O	4,6	4,0	3,4	4,4	3,5	6,2	3,5
K_2O	1,7	1,1	1,1	1,1	2,6	0,3	1,1
H_2O	2,6	0,4	0,4	0,4	?	1,0	0,3
TiO_2	0,5	0,3	0,3	0,6	?	0,4	0,3
P_2O_5	0,1	сл.	0,1	0,1	?	0,1	0,1
MnO	0,1	0,1	0,1	0,1	?	0,1	?
Сумма	100,5	100,9	100,1	100,2	(94,7)	100,3	99,5

Все анализы выполнены мокрым химическим методом, за исключением CW12G, который произ
О – основная масса, Кр – крупнозернистый, А – афировый.

A0015 — хлорит-кальцитовый дацит, лавовый купол, Краб-Пойнт, остров Антигуа, морфозы по амфиболу [29].
A0003 — дацит с высоким содержанием кремнезема, обломок в агломерате, к северу мают 20 % площади шлифа. Фенокристаллы мафических минералов изменены
F4347 — ортопироксен-роговообманковый дацит, обедненный кварцем, из малой интру
MB106 — дацит, обедненный кварцем, Ривьер-дю-Плессис, остров Гваделупа,
CM12G — обогащенное кремнеземом дацитовое стекло, включение в фенокристалле
LB423 — роговообманковый тоналит, интрузия, остров Дезирад, 16°20′ с.ш., 61° з.д.
L531J — обедненный кварцем дацит, пирокластический поток извержения 25 января
MW5Z — обогащенный кварцем биотитовый дацит, Рошер-дю-Диамант, остров Марти
MW15B — обогащенный кварцем биотит-клинопироксен-гранатовый дацит, лавовый
L13 — обогащенный кварцем ортопироксен-роговообманко-биотитовый дацит, лаво 60°03,9′ з.д. [27].
L267 — обогащенный кварцем куммингтонит-биотит-ортопироксеновый дацит, лаво
L267G — стекловатая основная масса из обр. L267 [27].
L205 — обогащенный кремнеземом амфиболовый дацит, лавовый купол, Бисэ-Куарри,
37104G — основная масса клинопироксен-ортопироксенового дацита из лавового потока,

ците Белфонд, самом молодом на острове Сент-Люсия, его количество достигает 6% [28] , а в шести образцах из центра Диаман на юго-западе острова Мартиника среднее содержание фенокристаллов амфибола составляет 8,4% [12]. Некоторые фенокристаллы имеют очень большие размеры (до 10 мм в длину) и наиболее четко различимы в породе. Состав амфибола меняется в широких пределах от обычной роговой обманки через базальтическую роговую обманку до куммингтонита. Последний минерал был установлен только в самых молодых дацитах острова Сент-Люсия, где он встречается в виде крупных фенокристаллов, иногда имеющих ядра зеленой роговой обманки.

Ортопироксен. В некоторых дацитах, особенно в разностях, обедненных кварцем, встречается до 9% ортопироксена (см. табл. 2, обр. SD4), и он является преобладающим мафическим минералом. Отношение содержания железа к содержанию магния в этом минерале сравнительно постоянно; его состав изменяется от En_{50} в породах острова Доминика и древних дацитах острова Сент-Люсия до En_{40} в более молодых дацитах острова Сент-Люсия. Ортопироксен образует идиоморфные призмы до 2 мм в длину, иногда он содержит пойкилитовые вростки мелких зерен окисно-рудных минералов и

Таблица 3

породах Малых Антильских островов (в %)

Мартиника			Сент-Люсия				Сент-Винсент
MW5Z К	MW15B К	MW4D А	L13 К	L267 К	L267G О	L205 А	37104G О
64,4	64,6	69,8	63,9	64,9	69,6	70,7	65,5
15,6	15,5	16,0	16,8	17,1	15,2	13,4	15,9
1,9	3,1	2,1	1,0	0,4	0,3	1,2	2,4
2,9	2,0	1,7	3,0	3,1	1,1	2,5	2,9
1,9	1,4	0,3	1,5	1,5	0,7	0,0	1,4
4,8	4,9	2,9	6,2	6,0	3,5	2,8	5,0
3,9	2,7	5,6	3,4	3,0	2,8	4,9	4,4
1,5	2,1	1,5	1,6	1,6	3,7	2,0	1,1
1,2	2,2	1,3	1,2	2,4	2,1	2,3	0,2
0,3	0,1	0,2	0,4	0,4	0,1	0,3	0,7
0,3	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	сл.	0,2
сл.	сл.	сл.	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1
98,7	98,7	101,4	99,2	100,6	99,3	100,4	99,8

веден на электронном микроанализаторе; К – обогащенный кварцем, Б – обедненный кварцем,

17°02,3′ с.ш., 61°53,3′ з.д. Хлорит и окислы железа, по-видимому, образуют псевдо-

от Свитса, остров Антигуа, 17°03,6′ с.ш., 61°48,1′ з.д. Фенокристаллы кварца зани-
до хлорита и окислов железа [29].
зии к юго-западу от залива Ландинг, остров Монтсеррат, 16°41,4′ с.ш., 62°11,5′ з.д. [17].
16°03′ с.ш., 61°44′ з.д.
кварца из пемзового потока, Пойнт-де-ла-Гранд-Анс, 15°57,9′ с.ш., 61°39,3′ з.д. [9].
(приблизительно) [3].
1903 г., Ривьер-Бланш, остров Мартиника, 14°46′ с.ш.. 61°12′ з.д. [14].
ника, 14°26,5′ с.ш., 61°02,6′ з.д. [33].
купол Грос-Иле, остров Мартиника, 14°33,8′ с.ш., 61°51,7′ з.д. [33].
вый купол, северо-западная часть центра Пти-Питон, остров Сент-Люсия, 13°50,2′ с.ш.,

вый купол Белфонд-Хилл, остров Сент-Люсия, 13°49,5′ с.ш., 61°02,4′ з.д. [27].

Сент-Люсия, 14°01,3′ с.ш., 60°58,4′ з.д. [29].
Беллисле-Гуттер, остров Сент-Винсент, 13°21,5′ с.ш., 61°08,6′ з.д. [29].

плагиоклаза. Он также встречается как продукт изменения роговой обманки, образуя агрегаты мельчайших гранул, находящихся в срастании с окисно-рудными минералами.

Биотит. Фенокристаллы биотита содержатся только в обогащенных кварцем дацитах; они образуют гипидиоморфные листочки до 22 мм в поперечнике и содержат пойкилитовые вростки мелких зерен плагиоклаза и окисно-рудных минералов. Плеохроизм обычно от темно-коричневого до бледно-



РИС. 12. Микрофотография дацитовой лавы из купола Белфонд-Хилл, остров Сент-Люсия (образец L267); виден крупный фенокристалл куммингтонита, выросший вокруг ядра обычной роговой обманки. Увеличено в 25 раз.

коричневого. В некоторых образцах листочки биотита окаймлены агрегатом гранул окисно-рудных минералов и ортопироксена. В дацитах центра Питон-дю-Карбе на острове Мартиника очень крупные идиоморфные призмы биотита достигают 20 мм в диаметре и составляют около 5% породы.

Оливин. В дацитах островов Мартиника [14] и Сент-Люсия [27] оливин встречается редко. На последнем он обнаружен в виде идиоморфных кристаллов до 3 мм в поперечнике, окруженных оторочками тонкозернистой роговой обманки, ортопироксена и окисно-рудных минералов. Высокое содержание магния, реакционные каемки и обогащенная кремнеземом основная масса породы указывают на то, что оливин был неравновесным минералом по отношению к той магме, в которой он находился.

Гранат. Имеется сообщение о находке граната альмандинового типа в дацитах острова Мартиника [14, 34], где он встречен в виде ксенокристаллов с реакционными каемками из плагиоклаза и биотита. Химический анализ, выполненный по образцу из района Грос-Иле [34], указывает на то, что в гранате содержится 62% альмандина, 18% пиропа, 17% гроссуляра и 3% спессартина. Включения плагиоклаза и стекла в гранате указывают на то, что он имеет магматическое происхождение и образовался в присутствии воды при минимальном давлении 10 кбар.

Геохимия

Петрогенные элементы. Сделано большое количество анализов дацитов Малых Антильских островов. Томблин [29] составил выборку из 344 классических (мокрых) химических анализов, в которую входят 33 анализа пород дацитового состава. Далее 45 мокрых химических анализов пород острова Монтсеррат, в том числе два анализа дацитов, были представлены Реем [23], а 26 анализов пород с острова Мартиника, среди которых пять дацитов, — Уэстеркампом [33]. Еще большее число анализов было выполнено за последние годы методом рентгеновской флуоресценции, в том числе 1518 были сделаны в университете Дарема [6], из этого количества 59 относятся к дацитам в соответствии с критериями, принятыми в данной главе (66% SiO_2 или более для рентгенофлуоресцентных определений без анализа летучих компонентов). Дополнительные данные рентгенофлуоресцентного анализа опубликованы Уиллсом [35]; им проанализирован 281 образец пород острова Доминика, включая 19 дацитов. Клоккиатти и Мервойер [9] определили содержания шести главных петрогенных окислов с помощью микрозондового анализатора в 39 включениях из кварцевых фенокристаллов с островов Гваделупа и Мартиника; все они имеют состав высококремнеземистых дацитов. Выборка из имеющихся в настоящее время мокрых химических анализов дацитов приведена в табл. 3.

Главными геохимическими особенностями дацитов являются сравнительно высокие содержания алюминия и кальция, связанные с обогащением этих пород фенокристаллами кальциевого плагиоклаза, низкие содержания калия, титана и невысокие отношения железа к магнию. Эти черты геохимии характерны для кислых членов известково-щелочной ассоциации, типичной для островных дуг и других зон субдукции.

Из табл. 3 следует, что между двумя типами порфировых дацитов, выделенных на основании количества кварцевых фенокристаллов, не наблюдается явных геохимических различий. Однако афировые породы отличаются от порфировых более высоким содержанием Na_2O, что отражает присутствие большего количества натрового плагиоклаза. Образец древнего метатоналита с острова Дезирад выделяется высоким содержанием натрия и очень низкой концентрацией калия в то время, как два анализа интерстиционного стекла из дацитовой лавы (L267G) и из кварцевых фенокристаллов (CW12G) указывают на содержание в нем значительного количества калия.

Быстрое обеднение железом по сравнению с магнием более кислых пород — характерная черта данной известково-щелочной ассоциации. Рис. 13 показывает, что эта особенность свойственна как валовому составу дацитов Малых Антильских островов, так и составу их основной массы. Браун и Шерер [7] связывают более быстрое обеднение пород железом, чем магнием, с ранним выделением амфибола и рудных минералов в условиях высоких давлений водяного пара и повышенной фугитивности кислорода. Большое количество амфибола в кумулятивных ксенолитах, которые встречаются на нескольких островах [16, 2], согласуется с ранним выделением этого минерала, а высокая концентрация водяного пара в магмах Малых Антильских островов подтверждается преимущественно эксплозивным характером извержений; многие исторические и доисторические извержения дацитов сопровождались обильным выделением газа.

Вариации отношения окиси калия к кремнезему в породах Малых Антильских островов иллюстрирует рис. 14, из которого видно, что содержание окиси калия широко меняется от минимальных значений около 0,8% при 63% SiO_2 на островах Сент-Кристофер примерно до 1,8%, при том же содержании кремнезема, на острове Гренада. По содержанию окиси калия породы центральной части Малых Антильских островов (острова Мартиника, Сент-

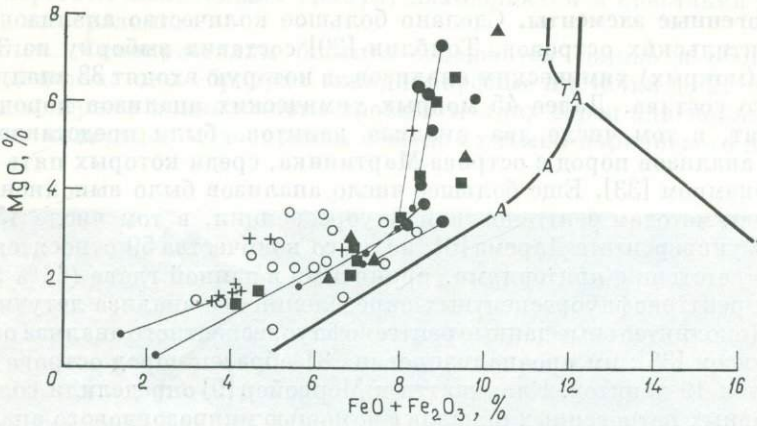


РИС. 13. Зависимость содержания магния от общей концентрации железа в дацитах и андезитах Малых Антильских островов (выборка из работы Томблина [29]). Черные треугольники — остров Гренада, большие черные кружки — остров Сент-Винсент, крестики — остров Сент-Люсия, черные квадратики — остров Сент-Кристофер, светлые кружки — другие острова, маленькие черные кружки — основная масса, *A* — тренд Гавайской щелочной серии, *T* — тренд Гавайской толеитовой серии по Тилли, Йодеру и Шаферу (1968).

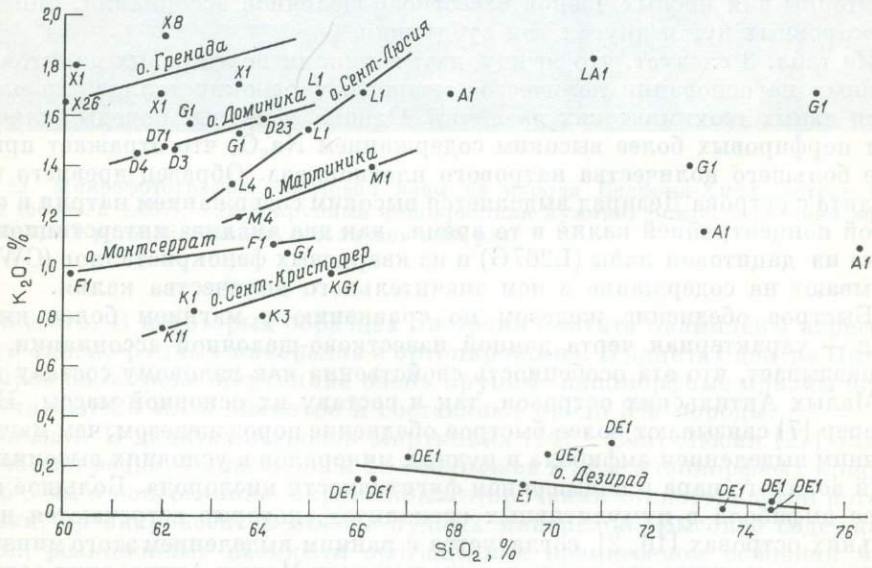


РИС. 14. Зависимость содержания K_2O от концентрации SiO_2 в дацитах и кислых андезитах Малых Антильских островов. *X* — остров Гренада; *D* — остров Доминика; *L* — остров Сент-Люсия; *LA* — афировые породы острова Сент-Люсия; *M* — остров Мартиника; *F* — остров Монтсеррат; *G* — остров Гваделупа; *K* — остров Сент-Кристофер; *KG* — основная масса пород острова Сент-Кристофер; *A* — остров Антигуа; *DE* — породы острова Дезирад (содержание K_2O менее 0,4%); *E* — остров Синт-Эстатиус. Цифры указывают количество анализов. Примерно половину точек представляют РФ-анализы: прежде чем нанести точки на график, из общего содержания кремнезема вычиталось 3%.

Люсия и Доминика), среди которых преобладают дациты, занимают промежуточное положение между дацитами островов Сент-Кристофер и Гренада и содержат от 1,2 до 1,5% окиси калия при 63% кремнезема. Метатоналиты острова Дезирад, наоборот, обладают очень низкими концентрациями калия (максимальное содержание 0,3% при 66 — 75% кремнезема) и по этому признаку принадлежат к совершенно другой геохимической ассоциации.

Элементы-примеси. Содержания элементов-примесей в дацитах Малых Антильских островов, определенные методом эмиссионной спектроскопии, приведены в работах Нокколдс и Аллена [20], Томблина [27] и Рея [23]. Значительно позднее появилось большое количество рентгенофлуоресцентных анализов на некоторые элементы-примеси, выполненных в Университете Дарема по тем же 1518 образцам, по которым были определены концентрации петрогенных элементов [6]. В табл. 4 приведены средние содержания эле-

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в дацитах Малых Антильских островов

	1	2	3	4	5	6	7	8
n	2	3	4	23	7	4	43	1518
Ba	136	194	166	248	303	243	240	247
Nb	7	2	4	4	6	(5)	4	5
Zr	136	129	155	103	122	88	113	107
Y	29	27	52	21	25	(18)	26	24
Sr	269	278	223	284	312	277	282	387
Rb	12	13	32	57	67	112	56	27
Zn	27	53	64	47	70	?	52	72
Cu	11	24	36	42	30	5	33	57
Ni	35	4	32	33	38	5	29	75
Cr	?	11	?	119	?	27	(96)	?
V	?	35	?	?	?	?	(35)	?
U	?	?	1,4	?	1,9	(2,5)	(1,8)	?
Th	?	?	2,4	?	5,3	(7,0)	(4,6)	?

1 — остров Синт-Эстатиус; 2 — остров Сент-Кристофер; 3 — остров Гваделупа; 4 — остров Доминика; 5 — остров Мартиника; 6 — остров Сент-Люсия; 7 — среднеарифметические содержания для дацитов Малых Антильских островов; 8 — среднеарифметические содержания по всем РФ-анализам базальтов, андезитов и дацитов Малых Антильских островов. Скобки означают, что не все указанные в таблице анализы были использованы для расчета среднего содержания. n — число анализов.

ментов-примесей в дацитах различных островов и среднее по 43 анализам. При движении с севера (остров Саба) на юг (остров Сент-Люсия) содержания элементов-примесей систематически изменяются: содержание бария увеличивается вдвое, а рубидия — в десять раз.

Доннелли и др. [10] и Чемини [8] изучили поведение тория и урана в дацитах Малых Антильских островов. По их данным содержания тория в дацитах варьируют от 1,7 до 8,7 млн$^{-1}$, а урана — от 0,9 до 3,3 млн.$^{-1}$. Отношения Th/U в дацитах (максимальное значение 3,4), так же как и абсолютные содержания этих элементов, отличаются от аналогичных параметров для континентальных магматических пород. Доннелли и др. [10] пришли к заключению о том, что одни только эти различия исключают участие континентальной коры в генерации большей части магм Малых Антильских островов.

Изотопные отношения. Относительные содержания определенных изотопов служат не только для определения возраста, но и для установления исходного материала магматических пород. Для этого удобно использовать

величину отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, которая возрастает с увеличением доли континентального материала или кальцитсодержащих осадков, участвующих в генерации новой магмы. Изучение этого отношения для пород Малых Антильских островов было проведено рядом исследователей [21, 13, 22]. Из 41 опубликованного значения отношения изотопов стронция 35 (из которых два относятся к дацитам) попадают в интервал от 0,7035 до 0,7054 и свидетельствуют о сравнительно недавнем мантийном происхождении этих пород.

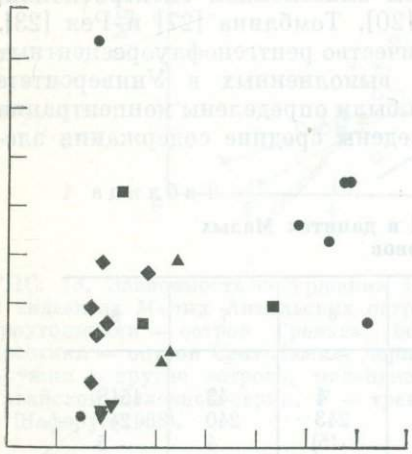


РИС. 15. Распределение отношений изотопов стронция (ось абсцисс, $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,702 до 0,710) в зависимости от содержания кремнезема (ось ординат, от 54 до 72%) в дацитах и кислых андезитах Малых Антильских островов. Черные кружки — остров Сент-Люсия, черные квадраты — остров Доминика, черные ромбы — остров Мартиника, черные треугольники — остров Гренада, черные перевернутые треугольники — остров Сент-Винсент.

Остальные шесть значений, в том числе три, характеризующие дацитовые породы острова Сент-Люсия, значительно выше — от 0,7073 до 0,7092, что нельзя объяснить результатом простой дифференциации какого-либо из анализированных базальтов или андезитобазальтов. На рис. 15 показано изменение величины отношения изотопов стронция в зависимости от содержания кремнезема в андезитах и дацитах Малых Антильских островов.

Петрогенезис

Характерные особенности дацитов Малых Антильских островов. Главными особенностями дацитов Малых Антильских островов, которые позволяют судить об их источнике и о физических условиях магмообразования, являются следующие:

1. Химическая и минералогическая связь между андезитами и дацитами, которая иногда наблюдается в породах, образовавшихся в результате одного извержения, и, в более общих чертах, в продуктах серии извержений одного вулкана.

2. Более высокая доля дацитовых пород среди продуктов извержения в центральной части островной дуги.

3. Дациты, как правило, встречаются в больших количествах среди более молодых продуктов извержений конкретных вулканических центров, т. е. они образуются на более поздних («зрелых») стадиях развития центров.

4. Дациты извергались в больших количествах, при этом их химический состав существенно не менялся, примером этому являются доисторические извержения на острове Сент-Люсия и историческая вулканическая деятельность на острове Мартиника. В этом отношении от них отличаются лавы острова Сент-Винсент извержения 1902 г. [31] и пирокласты доисторических извержений вулканов Мансион на острове Сент-Кристофер [23] и Уайт-Ривер на острове Монтсеррат [23], состав которых изменяется от базальтового до андезитового.

5. Разделение дацитов по величине отношения изотопов стронция на две группы: высокие значения этого отношения в дацитах одной из этих групп сильно отличаются от значений, свойственных базальтам, большинству андезитов и некоторым дацитам Малых Антильских островов.

6. Высокое содержание рубидия, особенно в дацитах острова Сент-Люсия, которые также обладают высокими значениями отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$.

7. Широкие колебания в содержаниях рубидия в дацитах (меняющиеся почти в десять раз) и постепенное увеличение концентраций этого элемента при движении с севера на юг вдоль островной дуги.

8. Систематическое, хотя и не столь резкое, как это отмечалось для рубидия, повышение содержания калия в дацитах (в два раза) с севера на юг вдоль островной дуги.

9. Отсутствие существенных различий в глубине сейсмически активной зоны вдоль активной вулканической дуги.

10. Более многочисленные землетрясения промежуточных глубин (70—200 км) под центральной частью островной дуги по крайней мере за последние два десятилетия, во время которых производились более качественные определения положения гипоцентров в этом районе.

11. Присутствие в некоторых дацитах небольших количеств оливина и граната в виде ксенокристаллов.

12. Присутствие небольшого количества афировых дацитов с высоким содержанием кремнезема среди древних (миоценовых) вулканитов двух островов.

13. Наличие дотретичных интрузивных пород (метатоналитов) и кератофиров на одном из островов.

14. Сходство состава основной массы андезитов и андезито-базальтов и включений стекла в них с составом дацита.

15. Присутствие в кластических отложениях крупнозернистых ксенолитов или блоков, обладающих кумулятивными структурами и обогащенных амфиболом.

Возможные процессы образования. Очевидно, что на Малых Антильских островах имеются два источника магмы, в которых исходный материал может подвергаться частичному плавлению. Первым типом исходного материала является океаническая мантия, формирующая основание Карибской плиты и, по-видимому, обладающая примитивным составом, т. е. обедненная калием, рубидием и характеризующаяся низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$. Второй тип материала — атлантическая океаническая кора плюс карбонатные и кремнистые осадки океанического дна, содержащие материал, поступающий из Южной Америки; в этом материале значительно больше калия и радиоактивных элементов.

На Малых Антильских островах, как и в любой другой островной дуге, наблюдается постепенная эволюция магматизма во времени. В образовании ранних магм в течение первых нескольких миллионов лет океаническая кора не принимает участия до того момента, пока она не опустится в зоне субдукции и не достигнет глубин, на которых возможно плавление. Когда это наконец происходит, участие океанической коры в магмообразовании постепенно возрастает; оно зависит, например, от количества и состава погруженного корового материала и от масштабов миграции воды в перекрывающую плиту.

Бóльшая распространенность дацитов в центре Малых Антильских островов, вероятно, является результатом более крутого угла и более глубокого погружения ложа Атлантического океана в зоне субдукции в данном секторе островной дуги, что соответственно делает возможным плавление большего объема океанических осадков. Более крутое погружение поддвигающейся коровой пластины, при котором возрастает роль вертикальной составляющей движения, также должно способствовать сохранению большего количества

воды в погружающейся пластине и меньшему ее проникновению вверх, в перекрывающую ее пластину Карибской мантии.

Заметно более низкие содержания калия и рубидия в породах северной части Малых Антильских островов можно объяснить не только тем, что зона субдукции здесь имеет менее крутой угол наклона или тем, что поддвигание происходит косо, не перпендикулярно к оси островной дуги, но также, и это более важно, тем, что под северной частью островной дуги механизм субдукции начал действовать только с плиоцена, когда активная островная дуга была перемещена в юго-западном направлении от Антигуа — Ангилья до ее современного положения за островами Монтсеррат — Сент-Кристофер. Вследствие субдукции вдоль вновь установившейся границы плиты за 10 млн. лет при скорости движения 1 см в год, что является максимально возможной скоростью, Атлантическая океаническая кора могла опуститься вниз по зоне субдукции только на 100 км и едва ли достигла глубин, необходимых для частичного плавления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andreieff P., Bellon H., Westercamp D.*, Chronometrie et stratigraphie comparée des édifices volcaniques et formations sedimentaires de la Martinique (Antilles francaises), Trans. 7th Caribbean Geol. Conf., Guadeloupe, pp. 345-356, 1976.
2. *Baker P. E.*, Petrology of Mt. Misery volcano, St. Kitts, Lithos, 1, 124-150, 1968.
3. *Barrabé L.*, La signification structurale de l'arc des Petites Antilles, Geol. Soc. France Bull., 5, 143-157, 1942.
4. *Barrabé L.*, Observations sur la constitution géologique de la Désirade (Guadeloupe), Geol. Soc. France Bull., 3, 613-626, 1954.
5. *Briden J. C., Rex D. C., Faller A. M., Tomblin J. F.*, K-Ar geochronology and palaeomagnetism of volcanic rocks in the Lesser Antilles, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., в печати.
6. *Brown G. M., Holland J. G., Sigurdsson H., Tomblin J. F., Arculus R. J.*, Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc, Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 785-801, 1977.
7. *Brown G. M., Schairer J. F.*, Chemical and melting relations of some calc-alkaline volcanic rocks, Carnegie Inst. Yearbook, 66, 460-463, 1968.
8. *Cheminée J. L.*, Contribution a l'étude des comportements du potassium, de l'uranium et du thorium dans l'évolution des magmas, Thèse de doctorat, Univ. de Paris, 396 + + 50 pp., 1973.
9. *Clocchiatti R., Mervoyer B.*, Contribution a l'ètude de cristaux de quartz de la Guadeloupe, Trans. 7th Caribbean Geol. Conf., Guadeloupe, pp. 357-370, 1976.
10. *Donnelly T. W., Rogers J. J. W., Pushkar P., Armstrong R. L.*, Chemical evolution of the igneous rocks of the eastern West Indies, an investigation of thorium, uranium, and potassium distributions, and lead and strontium isotopic ratios, Geol. Soc. Am. Mem., 130, 181-224, 1971.
11. *Fink L. K.*, Evidence for the antiquity of the Lesser Antilles island arc, Trans. Am. Geophys. Union, 51, 326, 1970.
12. *Gunn B. M., Roobol M. J., Smith A. L.*, Petrochemistry of the Pelean-type volcanoes of Martinique, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1023-1030, 1974.
13. *Hedge C. E., Lewis J. F.*, Isotopic composition of strontium in three basalt-andesite centers along the Lesser Antilles arc, Contrib. Miner. Pet., 32, 39-47, 1971.
14. *Lacroix A.*, La Montagne Pelée et ses éruptions, Masson et Cie, Paris, 662 pp., 1904.
15. *Lecroix A.*, Les caracteristiques lithologiques des Petites Antilles, Soc. Geol. Belg., Livre Jubilaire, pp. 387-405, 1926.
16. *Lewis J. F.*, Petrology of ejected plutoic blocks of the Soufriere volcano, St. Vincent, West Indies, J. Pet., 14, 81-112, 1973.
17. *MacGregor A. G.*, The volcanic history and petrology of Montserrat, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B, 229, 1-90, 1938.
18. *Martin-Kaye P. H. A.*, The geology of the Leeward and British Virgin Islands, Voice Pub. Co., St. Lucia, 117 pp., 1959.
19. *Nagle F., Stipp J. J., Fisher D. E.*, K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies, Earth Planet. Sci. Lett., 29, 401-412, 1976.
20. *Nockolds S. R., Allen R.*, The geochemistry of some igneous rock series, Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 105-142, 1953.
21. *Pushkar P.*, Strontium isotope ratios in volcanic rocks of three island arc areas, J. Geophys. Res., 73, 2701-2714, 1968.

22. *Pushkar P., Steuber A. M., Tomblin J. R., Julian G. M.*, Strontium isotopic ratios in volcanic rocks from St. Vincent and St. Lucia, Lesser Antilles, J. Geophys. Res., 78, 1279-1287, 1973.
23. *Rea W. J.*, The geology of Montserrat, British West Indies, Ph. D. Thesis, Univ. of Oxford, England, unpublished, 196 pp., 1970.
24. *Robson G. R., Tomblin J. F.*, Catalogue of active volcanoes of the world including solfatara fields, Part XX, West Indies, Internat. Assoc. Volcanology, Rome, 56 pp., 1966.
25. *Sapper K.*, Zur Kenntnis der Insel S. Lucia in Westindien, Zbl. Miner. Geol. Palaont., pp. 273-289, 1903.
26. *Sigurdsson H.*, Partly welded pyroclast flow deposits in Dominica, Lesser Antilles, Bull. Volc., 36, 148-163, 1972.
27. *Tomblin J. F.*, The volcanic history and petrology of the Soufriere region, St. Lucia, Phil. Thesis, Univ. of Oxford, England, 1964.
28. *Tomblin J. F.*, The geology of the Soufriere volcanic centre, St. Lucia, Trans. 4th Caribbean Geol. Conf., Trinidad, 1965, Caribbean Printers, Trinidad, pp. 367-376, 1968a.
29. *Tomblin J. F.*, Chemical analyses of volcanic rocks from the Lesser Antilles. Univ. West Indies Seismic Res. Unit Spec. Publ., 15, 23 pp., 1968b.
30. *Tomblin J. R.*, Field guides to Dominica, Martinique, St. Lucia, etc., *in* International Field Institute guidebook to the Caribbean island-arc system, Am. Geol. Inst., Washington, D.C., 1970.
31. *Tomblin J. F.*, The Lesser Antilles and Aves Ridge, *In* the Ocean Basins and Margins (ed. A. E. M. Nairn, F. G. Stehli), 3, Chapt. 11, Plenum, New York, 1975.
32. *Tuttle O. F., Bowen N. L.*, Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O, Geol. Soc. Am. Mem., 74, 13 pp., 1958.
33. *Westercamp D.*, Petrology of the volcanic rocks of Martinique, West Indies, Bull. Volc., 39, 1-26, 1975.
34. *Westercamp D.*, Petrologie de la dacite a grenat de Gros Ilet, Martinique, Petites Antilles Francaises, Trans. 7th Caribbean Geol. Conf., Guadeloupe, pp. 413-424, 1976.
35. *Wills K. J. A.*, The geological history of southern Dominica and plutonic nodules from the Lesser Antilles, Ph. D. thesis, Univ. of Durham, England, 414 + 202 pp., 1974.

Глава 22

Миоценовые низкокалиевые дациты и трондьемиты островов Фиджи

Дж. Б. Гилл и А. Л. Сторк

Краткое содержание

Высококремнеземнистые дациты островов Фиджи в обеих бимодальных вулканических сериях составляют одну моду. Обе серии полностью низкокалиевые, но различаются по уровню обогащенности железом и легкими р. з. э. В каждой серии дацитовые лавы с рассеянными фенокристаллами и тефра покрывают площадь 10^2—10^3 кв. км; видимо, они извергались в мелководных подводных условиях. Тефра преобладает. Среди фенокристаллов преобладает плагиоклаз, менее типичен кварц и еще менее Fe-Ti-окислы и авгит, гиперстен и роговая обманка редки, а биотит отсутствует. Большинство образцов содержит >72% SiO_2, <15% Al_2O_3 и <0,8% K_2O. Нормативные составы большинства образцов характеризуются 6%-ным содержанием Or и величиной An × 100/(Ab + An), равной 20 для широкого диапазона отношений Ab/Or; таким образом, эти составы пересекают под крутым углом кварц-полевошпатовую котектику. Они подобны составам выплавок, образовавшихся при 20—40-процентном плавлении базальта при P_{H_2O} = = 5 кбар. Тоналит-трондьемитовые и габбровые плутоны также составляют бимодальную серию. Трондьемиты и дациты по минеральному и химическому составу являются аналогами, хотя в трондьемитах содержится первичная роговая обманка. По содержаниям р. з. э. эти три во всем остальном очень схожие серии сильно варьируют от обедненных легкими р. з. э. (La_{e}[1]$_{f}$ = 8) до обогащенных промежуточными р. з. э. ($Nd_{e.f}$ = = 360) и далее до обедненных промежуточными р. з. э. ($Dy_{e.f}$ = 7) (рис. 5). К последним относятся все проанализированные трондьемиты, что согласуется с представлением о плавлении нижних горизонтов коры под островами Фиджи.

Введение

Большие объемы высококремнеземистых низкокалиевых дацитов и плутонических трондьемитов третичного возраста не являются обычными. Однако острова Фиджи составляют исключение, поскольку здесь имеются три комплекса таких магматитов миоценового возраста: высококремнеземистые дациты, составляющие 30—40% объема цокольной группы Ваинимала на острове Вити-Леву; высококремнеземистые дациты группы Унду, занимающие 750 кв. км на северо-востоке острова Вануа-Леву и представленные лавовыми куполами, брекчиями и туфами; около десятка трондьемитовых плутонов (каждый с площадью выходов около 100 кв. км), прорывающих цоколь острова Вити-Леву (группу Ваинимала) и представляющих главный тип плутонических пород островов Фиджи (рис. 1).

В период формирования этих примечательных пород Фиджи, вероятно, представляли собой обычную островную дугу на восточном краю Индийской литосферной плиты, под которую с востока пододвигалась Тихоокеанская плита [12]. Это тектоническое положение сохранялось вплоть до 5 млн. лет назад, когда Фиджи отделились от края плиты в результате раскрытия междугового бассейна [10]. Таким образом, высококремнеземистый низко-

---

J. B. Gill, Division of Natural Sciences, University of California, Santa Cruz, CA 95064, U.S.A.; *A. L. Stork*, Division of Natural Sciences, University of California, Santa Cruz, CA 95064, U.S.A.

[1] Здесь и далее, видимо, имеются в виду содержания р. з. э., нормализованные по значениям, приведенным в более ранней работе автора [9].— *Прим. перев.*

калиевый магматизм на Фиджи развивался в период максимума среднемиоценовой магматической активности, затронувшей многие другие конвергентные границы в пределах Тихоокеанской плиты [20], включая область зеленых туфов в Японии, где образовались породы такого же состава [34].

Мощность и сейсмоскоростная структура коры в районе островов Фиджи плохо изучены. По данным гравиметрии [27; Worthington, 1971 г., личное сообщение] кора под островами Вити-Леву и Вануа-Леву имеет мощность

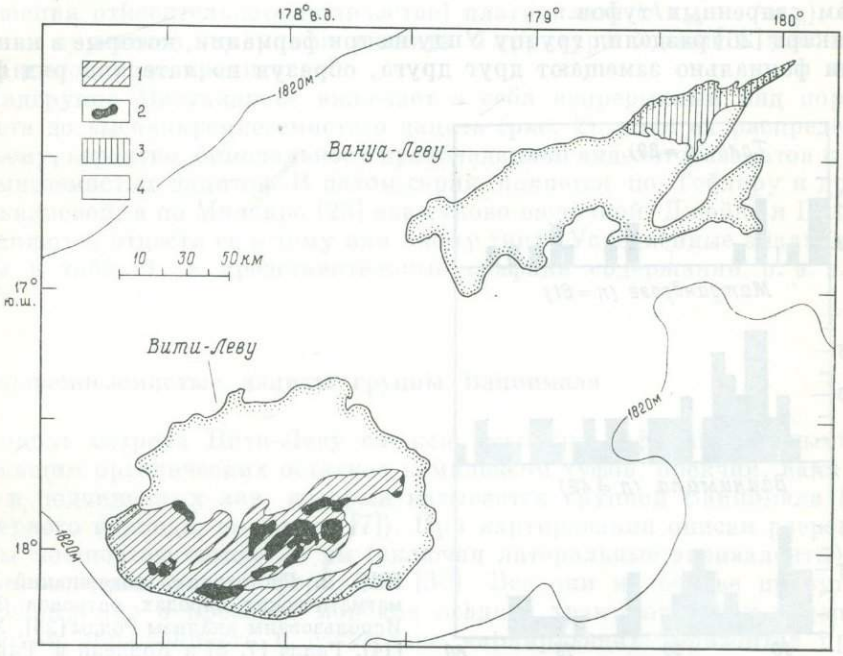


РИС. 1. Схематизированная геологическая карта островов Фиджи, показывающая изобату 1820 м (1000 фатомов) и распределение комплексов пород, рассмотренных в тексте. *1* — группа Ваинимала (нерасчлененные дациты); *2* — плутонический комплекс Толо (габбро и трондьемиты); *3* — вулканиты группы Унду; *4* — другие породы.

30 км, тогда как по единственному пока сейсмическому профилю, проходящему юго-западнее района, изображенного на карте (рис. 1), мощность коры составляет всего 15 км [32]. Сиалический слой коры со скоростями продольных волн 6 км/с не был обнаружен, и не сообщалось также о доэоценовых или богатых калишпатом осадках. Таким образом, Фиджи можно считать энсиматической островной дугой, развившейся на океанической коре в течение последних 50 млн. лет.

Ниже мы приводим сводку предварительных данных по геологии, минералогии и химизму высококремнеземистых дацитов и трондьемитов островов Фиджи. Однако, поскольку недавно мы начали более детальные исследования, эту главу следует считать лишь введением.

Высококремнеземистые дациты вулканической группы Унду

Вулканическая группа Унду покрывает площадь 750 кв. км на северо-востоке острова Вануа-Леву и представляет собой самую молодую, наиболее крупную по объему и наименее измененную высококремнеземистую дацитовую толщу Фиджи. К западу эти вулканиты фациально замещаются более основными вулканитами верхней части группы Натева, образуя вместе

с ними надгруппу Матуандрове. Группа Унду почти не содержит окаменелых органических остатков, но возраст кислого вулканизма ограничен снизу верхним миоценом по фауне в группе Натева (фораминиферовые зоны № 17 и 18), а сверху — верхним плиоценом по фауне в породах формации Малау из группы Унду (фораминиферовая зона № 20) [3, 16]. Породы этой группы, вероятно, образовались в сложной прибрежной и мелководно-морской обстановке. Вулканизм отчасти был подводным, на что указывают пепловые турбидиты и прослои морских осадков, а отчасти — субаэральным, судя по редким потокам сваренных туфов.

Рикард [26] разделил группу Унду на три формации, которые в какой-то степени фациально замещают друг друга, образуя по латерали ряд фаций

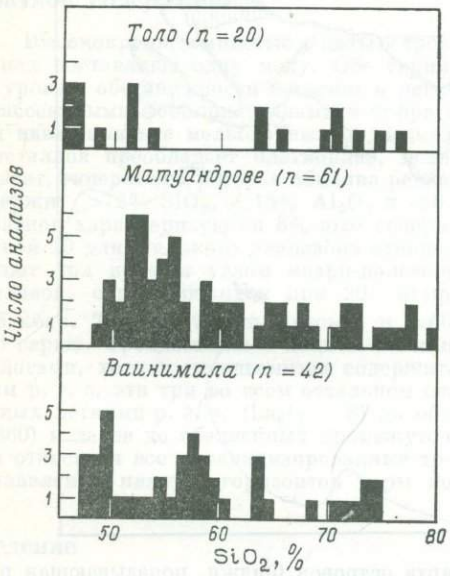


РИС. 2. Гистограмма содержаний SiO_2 в магматических породах островов Фиджи. Использованы анализы Родды [29], Хиндла [14], Гилла [7, 8] и Коллели и Райса [6]. Ширина интервала 1 вес. % SiO_2.

разной удаленности от вулканического центра, но также фиксируют изменение характера вулканизма во времени. Ниже они рассмотрены в порядке уменьшения возраста. Потоки и туфы формации Насаву, занимающие примерно 53% всей площади выходов, представлены массивными дацитовыми лавами с редкими горизонтами брекчий, стекла и туфов (например, обр. B535). Брекчия Вунивиа, занимающая 17% площади выходов, представляет собой массивную, неяснослоистую, часто мономиктовую брекчию. Обычно в ней содержатся округлые и угловатые обломки стекловатых дацитов диаметром 5—15 см, но встречаются и глыбы до 2 м. Купола и массивные лавы редки, но часто брекчии прорваны дайками дацитов. Выше залегает формация Малау (30% площади выходов), в которой преобладают массивные пемзовые брекчии с прослоями эпикластических осадков и мелкими линзами дацитов и дацитовых брекчий. Помимо пемзы в обломках этой брекчии встречаются преимущественно афировые, реже порфировые дациты, а иногда пузырчатый обсидиан.

Фенокристаллы обычно составляют $<10\%$ объема породы, хотя в некоторых дацитовых горизонтах их содержание доходит до 40—60%. Наиболее распространенным и подчас единственным минералом фенокристаллов является плагиоклаз (An_{50} — An_{38}). Его кристаллы обычно имеют длину от 0,5 до 5 мм. Они чистые, идиоморфные, изредка сдвойникованы, причем карлсбадские двойники встречаются чаще альбитовых. Нормальная и ритмическая зональности обычны. Фенокристаллы кварца редки, но иногда сопро-

вождают фенокристаллы плагиоклаза в полифировых разностях. Это гипидиоморфные и корродированные зерна размером от 3 до 10 мм.

Во всех порфировых разностях встречаются Fe-Ti-окислы в виде микрофенокристаллов, которые нередко оказываются единственной мафической фазой. Авгит встречается время от времени, гиперстен редок. Роговая обманка обнаружена лишь в нескольких образцах, биотит отсутствует. Апатит образует включения в плагиоклазе.

Основная масса обычно стекловатая с микрофенокристаллами (в порядке уменьшения относительного количества) плагиоклаза (An_{44} — An_{28}), Fe-Ti-окислов, пироксена, кварца и апатита. Структура основной массы — от пилотакситовой до трахитовой.

Надгруппа Матуандрове включает в себя непрерывный ряд пород от базальта до высококремнеземистого дацита (рис. 2), хотя их распределение по объему, вероятно, бимодальное с преобладанием андезитобазальтов и высококремнеземистых дацитов. В целом серия является по Тейлору и др. [36] низкокалиевой, а по Миясиро [23] известково-щелочной; Джейкс и Гилл [17] затрудняются отнести ее к тому или иному типу. Усредненные анализы приведены в табл. 1, а представительные графики содержаний р. з. э.— на рис. 5.

Высококремнеземистые дациты группы Ваинимала

Цоколь острова Вити-Леву сложен умеренно деформированным и не содержащим органических остатков комплексом туфов, брекчий, вакк, мергелей и подчиненных лав, который называется группой Ваинимала (группой первого периода, по Гиллу [7]). При картировании описан разрез этой группы мощностью свыше 20 км (включая латеральные эквиваленты); в ее составе выделены восемь формаций [30]. Все они на основе присутствия подушечных лав и прослоев морских осадков трактуются как подводные, но плохая обнаженность и отсутствие маркирующих горизонтов препятствуют разработке детальной стратиграфии и реконструкциям палеообстановки.

Три формации этой группы (кератофиры Локалеву, дациты Метаваилеву и трахиты Ваинимбука) включают в себя высококремнеземистые дациты и близкие к ним породы. Каждая из них содержит (в порядке уменьшения объема) туфы, вулканокластические осадки и потоки или купола со столбчатой отдельностью. Мощность каждой формации оценивается в 3—5 км, так что вместе они составляют до 30% объема всей группы. Эти формации слагают линзы площадью до 125 кв. км среди более мафических толщ и, как полагают, отражают положение центров кислого вулканизма, хотя только одна линза окружает вскрытый плутон трондьемитов. По макроскопическому облику, распространению и относительным объемам разных типов пород эта менее изученная группа близка к вулканической группе Унду. В известняках, переслаивающихся с некоторыми дацитами Ваинимала, обнаружена фауна низов среднего миоцена [15,2; Стоен, 1974 г., личное сообщение]; радиометрических датировок дацитов не имеется.

Дациты представляют собой от светло-серых до светло-зеленых тонкозернистые породы с редкими вкрапленниками, иногда амигдалоидные. Фенокристаллы представлены идиоморфным, часто незональным плагиоклазом (An_{30} — An_4) и гипидиоморфным, иногда корродированным кварцем, которые вместе составляют 20%, а часто и $<5\%$ объема породы. Изредка в виде фенокристаллов встречаются авгит и Fe-Ti-окислы; первичная роговая обманка редка, а гиперстен и первичный биотит не были встречены. Обычными минералами в составе этих пород являются хлорит, эпидот, серицит

Таблица 1

Усредненные анализы пород из серий, включающих дациты или трондьемиты. Анализы заимствованы из работы Гилла [7], кроме категории > 68 % SiO_2, в которую дополнительно включены анализы из работ Родды [29] и Коллели и Райса [6]. Все анализы пересчитаны на безводную основу, а первоначальная потеря при прокаливании (п.п.п.) приведена лишь в порядке подсобной информации

	А. Надгруппа Матуандрове			Б. Группа Ваинимала			В. Плутонические породы Толо		
	< 53 SiO_2	53–64 SiO_2	> 68 SiO_2	< 53 SiO_2	53–64 SiO_2	> 68 SiO_2	< 53 SiO_2	64–68 SiO_2	> 68 SiO_2
n	8	9	7	12	18	8	9	3	6
SiO_2 (%)	51,3	56,9	75,8	49,5	58,2	72,3	48,7	64,4	72,4
TiO_2	0,87	0,88	0,36	1,1	0,95	0,50	0,72	0,51	0,43
Al_2O_3	16,1	17,0	13,0	18,4	16,9	14,3	20,1	16,9	14,1
Fe_2O_3 [а]	10,1	8,8	2,0	11,3	8,4	3,0	7,7	5,7	3,4
MnO	0,18	0,15	0,04	0,20	0,19	0,10	0,16	0,14	0,07
MgO	7,3	4,1	0,34	5,4	3,2	0,66	6,5	2,2	0,89
CaO	10,9	8,1	2,4	10,0	6,9	2,3	13,1	6,2	3,2
Na_2O	2,3	2,5	4,5	3,3	3,9	5,5	1,8	3,2	4,6
K_2O	0,64	0,79	0,86	0,85	0,64	1,1	0,17	0,67	1,0
P_2O_5	0,19	0,18	0,11	0,21	0,26	0,14	0,09	0,14	0,07
П.п.п.	2,1	2,3	1,8	3,4	3,0	1,5	1,8	1,1	0,8
Pb (млн$^{-1}$)	13	13	9	10	7,5	9	2	8	9
Sr	420	354	100	379	236	155	190	349	160
Ba	257	280	117	128	138	228	41	171	210
Th	0,6	0,5	0,4	0,6 [г]	0,7 [г]	1,5	< 0,2	0,6	2,0
U	0,2	0,25	0,4	0,3 [г]	0,3 [г]	0,6	< 0,2	0,2	0,7
Pb	2	2	2,5	2	2	2	< 1	1	2
Y	23	28	43 [б]	26	37	52	15	22	35
Zr	57	78	146	65	88	150	45	82	125
Ni	73	15	< 5	25	< 5	< 5	40	< 5	< 5
Co	35	24	< 5	37	20	< 5	35	12	5
Cr	198	26	3	73	5	2	164	7	4
Sc	35	26	8	35	30	12	29	12	9
V	253	225	4	267	172	14	253	66	32
Cu	106	120	6	80	60	4	67	28	4
K/Rb	424	636	1062	865	769	888	930	594	1252
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,7038 (3) [в]	0,7041 (3)	0,7040 (3)	0,7035 (3)	0,7036 (8)	0,7044 (3)	0,7037 (3		0,7039 (2)

[а] Все железо в виде Fe_2O_3. [б] Исключая обр. H26. [в] В скобках указано число образцов, использованных для изотопных определений. [г] В среднее не включались образцы (около 1/3 n) с неопределимыми содержаниями Th (< 0,3 млн$^{-1}$) и U (< 0,1 млн$^{-1}$). n – число анализов.

и кальцит, указывающие на региональный метаморфизм зеленосланцевой фации; актинолит отсутствует.

Для группы Ваинимала характерно бимодальное распределение типов пород по кремнеземистости, наименее распространены разности, содержащие от 64 до 68% SiO_2 (рис. 2). Состав серии в целом рассмотрен Гиллом [7]. По Тейлору и др. [36], она относится к низкокалиевому типу, по Миясиро [23] — к толеитовому, а по Джейксу и Гиллу [17] — это островодужная толеитовая серия. Усредненные анализы пород этой серии приведены в табл. 1, а графики содержаний р. з. э. в андезите и дacите — на рис. 5.

Трондьемиты группы Толо

Обнаружение «гранитных» плутонов во внутренней части острова Вити-Леву привело геологов XIX столетия к выводу, что кора островов Фиджи континентальная. Последующее картирование выявило около десятка плутонов, причем некоторые из них залегают в ядрах широких антиклиналей, где они прорывают нижний и средний миоцен или более древние породы группы Ваинимала, но сами перекрываются осадками верхнего миоцена. Их внедрение и деформация произошли во время орогении Толо. Площадь выхода плутонов колеблется от 75 до 150 кв. км, но некоторые из них содержат останцы кровли и сопровождаются штоками, что указывает на более крупные размеры плутонов на глубине, неполную вскрытость денудацией и эпизональные условия.

Контакты часто резко секущие и крутопадающие, а вмещающие породы обычно метаморфизованы в фации роговообманковых роговиков. Хотя в некоторых полевых описаниях высказывается предположение о зональном строении плутонов (породы с большим содержанием кварца приурочены к центральной части [2]), при наших рекогносцировочных исследованиях эта тенденция не была выявлена. Во многих плутонах в эндоконтактовой зоне встречаются мафические включения размером до 30 м, очевидно представляющие собой блоки вмещающих пород, но широкого развития амфиболитовых шлиров по всему плутону не наблюдается.

В восточной части острова Вити-Леву плутоны прорывают толщи с фауной фораминиферовой зоны № 12 [Стоен, 1974, г., личное сообщение], а обломки плутонических пород встречаются в конгломератах, постепенно переходящих кверху в осадки с фауной фораминиферовой зоны № 17 [Родда, в печати]. Это означает, что внедрение произошло между 13 и 7 млн. лет назад. Было сделано восемь K-Ar-определений возраста, и предполагаются по крайней мере два эпизода внедрения. Возраст роговой обманки из трондьемита западной части острова Вити-Леву составляет 33 $\pm$ 1 млн. лет [2], тогда как роговая обманка и биотит из семи плутонов центральной и восточной частей острова показали согласующиеся значения возраста от 7,5 до 11 млн. лет ([31] и неопубликованные данные Родды). Возрастная близость плутонов и осадочных пород, содержащих продукты их размыва, подтверждает эпизональный характер внедрения и означает быструю эрозию.

Отметим, что не установлено признаков синхронности высококремнеземистых дацитов группы Ваинимала с каким-либо из двух эпизодов внедрения трондьемитов, несмотря на их пространственное совмещение и близость состава (табл. 1 и 2).

Плутоны слагаются бимодальной ассоциацией габбро (10—20% площади выходов) и тоналитов и трондьемитов (рис. 2), породы промежуточного состава — диориты — встречаются реже. Габбро состоят из оливина, авгита и ортопироксена, часто окруженного каймой из роговой обманки или биотита, или из обоих минералов; некоторые габбро имеют кумулятивную структуру.

Таблица 2

Новые анализы высококремнеземистых дацитов, тоналитов и трондьемитов островов Фиджи [а]

	Унду			Ваинимала				Толо					
	H26	B535	M96	901	856	387	854	909	910	908	858	867	848
SiO_2	75,1	77,8	79,4	68,6	70,7	72,1	74,3	64,0	63,7	69,7	70,2	72,5	74,6
TiO_2	0,50	0,30	0,20	1,04	0,38	0,43	0,36	0,50	0,47	0,61	0,37	0,31	0,38
Al_2O_3	13,5	11,4	10,4	15,5	15,4	14,6	13,9	16,7	17,3	14,8	14,9	14,4	12,8
Fe_2O_3 [б]	2,64	1,72	2,49	3,59	3,87	2,91	2,33	5,89	5,59	4,57	3,57	2,94	3,42
MnO	0,01	0,03	0,05	0,09	0,09	0,11	0,11	0,16	0,13	0,11	0,07	0,09	0,09
MgO	0,34	0,81	0,28	0,28	0,80	1,19	0,48	2,13	2,16	0,78	1,16	0,82	0,68
CaO	2,45	2,50	1,76	3,90	2,41	1,21	0,58	6,44	6,62	3,41	3,94	2,90	3,16
Na_2O	4,71	4,01	4,08	5,30	5,33	7,08	6,49	3,48	3,40	5,06	4,04	4,73	4,48
K_2O	0,64	1,45	1,17	1,21	0,87	0,27	1,40	0,57	0,49	0,87	1,76	1,20	0,32
P_2O_5	0,14	0,07	0,18	0,43	0,11	0,09	0,07	0,19	0,13	0,13	0,08	0,07	0,06
(П.п.п.)	1,85	1,66	2,32	0,42	3,25	0,63	1,17	1,54	0,72	0,74	0,65	1,34	0,66
Rb	8	12	6	16	6	3	15	8	7	9	21	13	1
Sr	108	94	97	277	203	91	120	360	338	150	207	193	111
Ba	90	138	123	305	214	55	299	180	162	274	315	340	91
Th	0,5	0,4	0,4	1,3	0,8	—	2,5	0,6	0,6	1,0	1,7	2,3	—
U	0,4	0,4	0,4	1,3	0,5	—	1,0	0,2	0,2	0,4	0,8	0,6	—
Pb	1	4	3	2	2	2	2	—	2	2	2	2	—
Zr	177	142	119	177	162	189	224	87	76	190	104	118	77
Hf	3,0	2,1	2,9	—	—	—	—	—	1,0	—	—	2,3	—
Nb	1,2	1,2	1,3	—	—	—	—	—	1,3	—	—	—	—
Y	560	34	52	63	47	44	68	23	20	56	22	22	55
Ni	—	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Co	—	<5	<5	<5	<5	<5	<5	12	13	5	6	7	<5
Cr	—	3	3	4	2	3	3	6	8	5	4	8	3
Sc	—	7	9	18	6	6	7	10	13	15	9	5	14
V	—	7	<5	43	5	8	7	48	83	15	64	31	22
Cu	—	7	6	9	3	9	4	4	51	8	8	3	3
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,7036	0,7042 [в]	0,7042 [в]	—	—	0,7045	—	—	—	0,7035	—	—	—
K/Rb	654	982	1150	617	1140	700	764	628	561	830	684	747	2950
Ba/Sr	0,8	1,5	1,3	1,1	1,0	0,6	2,5	0,5	0,5	1,8	1,5	1,8	0,8
Th/U	1,2	1,0	1,0	1,0	1,6	—	2,5	3,0	3,0	2,5	2,1	3,8	—
Zr/Hf	59	68	41	—	—	—	—	—	76	—	—	51	—

[а] Данные пересчитаны на безводную основу. Значения П.п.п. приведены лишь для справки. [б] Все железо в виде Fe_2O_3. [в] Заимствовано у Гилла и Компстона [11]. Содержания главных элементов (в %) заимствованы у Хиндла [14]; содержания элементов-примесей даны в $млн^{-1}$.

В тех участках, где можно определить относительный возраст, габбро оказывается древнее.

Кислые плутонические породы содержат от 40 до 70% плагиоклаза (An_{65} — An_{15}), от 15 до 50% кварца, от 0 до 20% роговой обманки и от 0 до 10% биотита. Калиевого полевого шпата очень мало или совсем нет. Таким образом, породы соответствуют тоналитам или трондьемитам и по цветовому индексу [33], и по нормативному составу плагиоклаза [25]. Как модальный, так и нормативный плагиоклаз обычно представлен андезином.

Размеры кристаллов плагиоклаза и кварца по наибольшему измерению — 5 и 10 мм соответственно. Плагиоклазы обычно гипидиоморфные, нормально зональные, с альбитовыми краями и замутненными ядрами. Кварц, как правило, ксеноморфный и давленый. В некоторых плутонах развиты мирмекитовые кварц-плагиоклазовые прорастания. Из мафических минералов наиболее распространена зеленая роговая обманка, главным образом интерстиционная, $<$ 4 мм в длину, обычно в сопровождении биотита; вместе они составляют 10—15% объема породы с содержанием кварца 20—40%. По микроструктурам трудно сказать, являются ли эти минералы ликвидусными фазами или продуктами субсолидусных реакций. Обычные акцессории — магнетит, апатит и сфен. В большинстве образцов встречены эпидот, хлорит, серицит, кальцит и сульфиды. Эти минералы составляют от 1 до 10% объема породы, они выполняют интерстиции и замещают роговую обманку.

Средние составы габбро, тоналита и трондьемита приведены в табл. 1.

Химический состав

В табл. 1 приведены средние составы пород двух дацитсодержащих и одной трондьемитсодержащей серии. Новые и повторные анализы дацитов и трондьемитов помещены в табл. 2 и 3; еще двенадцать анализов приводится

Таблица 3

Содержания р.з.э. (в млн$^{-1}$) в высококремнеземистых дацитах островов Фиджи и близких к ним породах. Содержания главных элементов приведены в табл. 2 или в работе Гилла [8] (в %)

	Унду			Ваинимала		Толо		
	H26	B535	M96	48	51	910	867	59
SiO_2	75,1	77,7	79,4	57,5	73,4	63,7	72,5	76,7
K_2O	0,6	1,4	1,2	0,8	1,1	0,5	1,2	0,2
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,7036	0,7043 [а]	0,7042 [а]	0,7039 [б]	0,7043 [б]	—	—	0,7044 [б]
La	76	4,3	7,8	1,7	2,4	5,0	7,9	11,4
Ce	—	12,7	23	5,1	7,1	12,3	18,3	23
Pr	41	1,3	3,5	0,85	1,2	1,7	2,4	2,5
Nd	210	5,8	17,0	4,2	6,2	7,5	9,0	8,4
Sm	71	1,6	6,8	1,6	2,6	2,0	2,2	1,8
Eu	8,4	0,45	2,0	0,60	0,84	0,72	0,70	0,58
Gd	81	2,3	5,8	2,6	4,0	2,3	3,0	1,9
Tb	12	0,37	0,89	0,44	0,76	0,31	0,42	0,32
Dy	70	2,4	6,0	3,0	4,9	1,9	2,7	2,1
Ho	15,6	0,62	1,3	0,82	1,3	0,46	0,61	0,55
Er	37	1,8	3,6	2,4	3,9	1,4	2,0	1,6
Yb	27	1,9	3,0	2,4	4,0	1,6	2,2	1,7
La/Yb	2,8	2,3	2,6	0,7	0,6	3,1	3,6	6,7
Eu/Eu*	0,38	0,80	?	1,0	0,85	1,14	1,0	1,07

[а] Заимствовано у Гилла и Компстона [11]. [б] Заимствовано у Гилла [7].

в работах Родды [29], Гилла [7] и Коллели и Райса [6]. Место взятия и петрографическое описание новых проб приведены в приложении 1.

Все приведенные здесь анализы были выполнены между 1970 и 1972 гг. в Австралийском национальном университете. Методики анализов, их чувствительность и точность рассмотрены Гиллом ранее [9]. Из анализов табл. 3 обр. H26 и M96 были проанализированы в 1971 г. с помощью прибора Mix E, остальные образцы анализировались в конце 1972 г. с помощью прибора Mix F и методики обработки данных Тейлора и Гортона [37]. Исследованные ранее Гиллом [7] обр. 48, 51 и 59 в табл. 3 анализировались повторно с использованием улучшенной методики; в результате графики содержаний р. з. э. получились более ровными.

Семь образцов из группы Унду представляют собой неметаморфизованные дациты; некоторые являются лишь слегка девитрифицированными обломками обсидиана из брекчии. Таким образом, большинство анализов, очевидно, отражает состав расплавов. Все образцы содержат более 72% SiO_2, менее 15% Al_2O_3 и от 4 до 4,7% Na_2O. В пяти образцах содержится менее 0,8% K_2O. Имеющиеся данные свидетельствуют, что туфы (B535 и M96) более богаты кремнеземом, калием и радиогенными изотопами, чем лавы (H26 и другие), как это часто наблюдается в кальдерах на континентах, однако роль морской воды в этих различиях еще не выяснена.

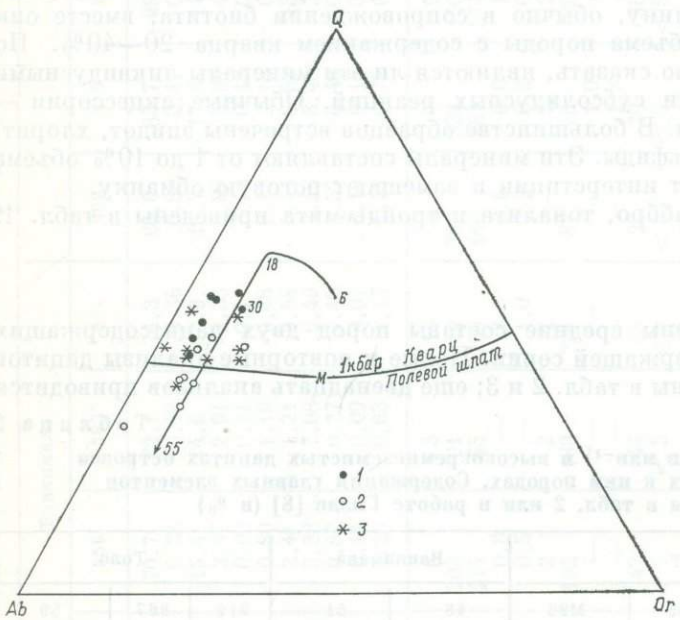


РИС. 3. Нормативные (CIPW) составы пород Фиджи на диаграмме Ab — Or — Q — H_2O. Показана фазовая граница и минимум (м) при 1 кбар по Луту и др. [21]. Линия со стрелкой соединяет составы, получавшиеся в экспериментах Хелз [13] по частичному плавлению (при P_{H_2O} = = 5 кбар) оливинового толеита Килауэа извержения 1921 г. Цифры обозначают степень частичного плавления (в %). *1*—дациты Унду; *2* — дациты Ваинимала; *3* — трондьемиты Толо.

Нормативные составы, видимо, не связаны с фазовыми границами в салическом тетраэдре (рис. 3 и 4); для них характерна устойчивая величина An × 100/(Ab + An), равная 20 ± 5 для интервала отношений Ab/Or от 1,2 до 0,7; они проецируются близ грани Ab — An — Q тетраэдра при содержании Or 6 ± 2%. Пять дацитов из семи пересыщены глиноземом с небольшим содержанием нормативного корунда.

Содержания многих крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Ba, Th, U, Pb, Nb и легких р. з. э.) очень низкие для столь кислых пород, так же как и отношения Th/U и Ba/Sr. Отношения K/Rb аномально высоки. Содержания Zr, Hf и ферромагнезиальных элементов-примесей ближе к нормальным. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ намного выше, чем для более мафических чле-

нов надгруппы Матуандрове (табл. 1), но пробы с более высокими отношениями представляют тефру и могут содержать примесь Sr из морской воды.

Три графика нормализованных содержаний р. з. э., показанные на рис. 5, озадачивают своей непохожестью, хотя все три образца имеют отношение La/Yb от 2,3 до 2,8. Например, графики для обр. M96 и H26 в какой-то мере параллельны, если не учитывать Eu, но отличаются на порядок по уровню содержаний. Эти различия не коррелируются с какими-либо другими переменными, кроме содержания Y. График для обр. H26 подозрительно напоминает коэффициент распределения р. з. э. для апатита и действительно при-

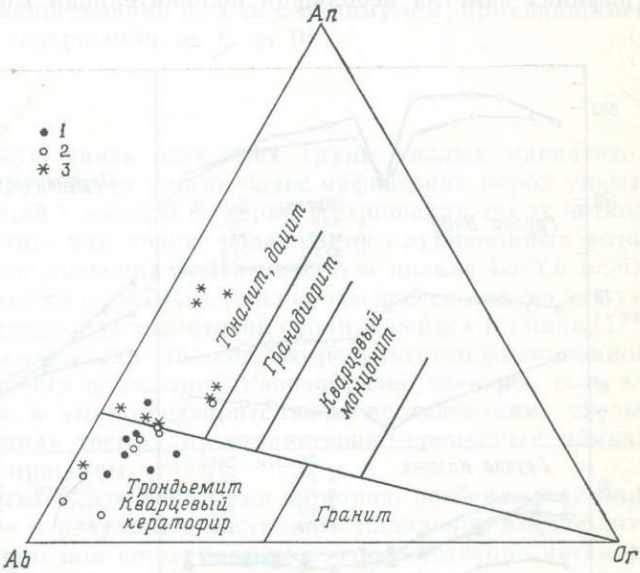


РИС. 4. Нормативные (CIPW) составы пород островов Фиджи на диаграмме Ab — Or — An. Границы полей по О'Коннору [25]. *1* — дациты Унду; *2* — дациты Ваинимала; *3* — трондьемиты Толо.

близительно такой же, какой был бы у апатита, равновесного с составом B535. Однако высокое содержание Y (и тяжелых р. з. э.) в пробе H26 характеризует 2-граммовую навеску, в которой, судя по низкому содержанию P_2O_5 и Sr, содержание апатита $<0{,}4$ вес.%; следовательно, этот график содержаний р. з. э. отражает состав расплава, а не апатитового концентрата.

Дациты группы Ваинимала отличаются по составу от более свежих дацитов Унду в нескольких аспектах. Они имеют более высокие средние отношения Na/Ca, Ab/An и Ab/Or (рис. 3 и 4), более высокие содержания общего железа, MgO, Sr, Ba, Th, а также обеднены легкими р. з. э. Предполагается, что различие отношений Na/Ca обусловлено метасоматозом; с этим же связаны более значительные колебания в содержаниях крупноионных литофильных элементов. Однако различия в содержаниях Ba и Th, а также в величине отношения Th/U устойчивы и, видимо, первичны. Между мафическими членами обеих бимодальных серий подобных различий не наблюдается. Обр. 51 представляет единственный анализ дацита группы Ваинимала на р. з. э. (табл. 3, рис. 5); он дублирует обр. 50 из того же обнажения, изученный Гиллом ранее [7]. График содержаний р. з. э. в обр. 51 напоминает графики для офиолитовых плагиогранитов и кератофиров [5]. Кремниевый метасоматоз базальтов, предлагаемый Кеем и Сенешалем [19] для объяснения генезиса некоторых из таких пород, здесь неприемлем, поскольку в образце дацита 51 присутствуют фенокристаллы кварца и совсем нет мафических минералов.

Тоналиты и трондьемиты Толо обеих интрузивных фаз также напоминают по составу дациты Унду, хотя более широкие вариации содержания

K_2O в плутонических породах приводят к тому, что точки их нормативных составов на диаграмме Ab — Or — Q рассеиваются дальше от кварц-плагиоклазовой котектики по сравнению с обеими вулканическими сериями (рис. 3). По содержаниям Sr, Ba и Th и величине отношения Th/U плутонические породы близки к здесь же развитым дацитам Ваинимала, тогда как в дацитах Унду соответствующие значения устойчиво более низкие. В противоположность этому содержания Co, Cr и V в плутонических породах выше, чем в обеих сериях вулканитов. Для всех трех образцов пород Толо характерна обогащенность легкими р. з. э. (рис. 5) и минимумы между Tb и Ho; на двух графиках заметна небольшая положительная Eu-аномалия. Тоналит вдвое

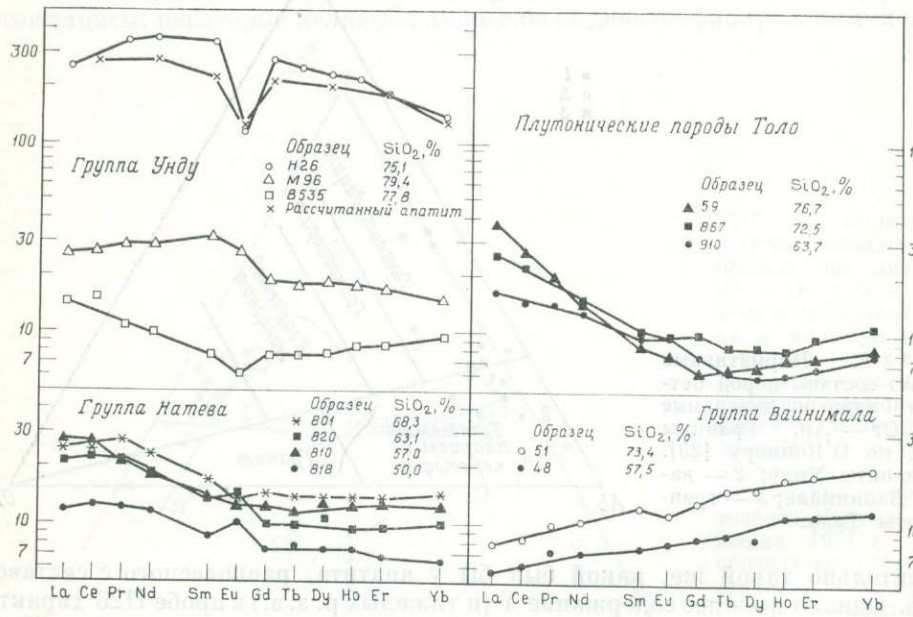


РИС. 5. Содержания р. з. э. в образцах пород островов Фиджи (из табл. 3 и более ранней работы Гилла [8]), нормализованные по значениям, приведенным в другой работе Гилла [9]. «Рассчитанный апатит»— содержания р. з. э. в апатите, равновесном с составом B535 при использовании самых низких коэффициентов распределения Нагасавы [24].

больше обогащен легкими р. з. э. по сравнению с трондьемитом; их графики распределения р. з. э. пересекаются между Nd и Sm. По своей конфигурации, если не считать Eu, эти три графика напоминают график для дацита B535 из группы Унду, даже несмотря на то, что содержания Y в плутонических породах ниже.

Итак, высококремнеземистые дациты и трондьемиты островов Фиджи из трех разных пространственно-временных обстановок имеют сходные составы, за исключением некоторых элементов-примесей. Эти составы явно не попадают на котектические поверхности в салическом тетраэдре. Для них более характерно постоянство отношения Ab/An и содержаний Or, чем свойственное многим гранитам и риолитам постоянство отношения Q/(Ab + Or). Все они по сравнению с обычными кислыми магматитами имеют низкие содержания крупноионных литофильных элементов, высокие значения K/Rb и низкие Th/U и Ba/Sr. Дациты Ваинимала и трондьемиты Толо содержат хлорит, эпидот, серицит и кальцит и имеют несколько более высокие и более изменчивые значения Na/Ca и содержания крупноионных

литофильных элементов, чем неметаморфизованные дациты Унду. Однако более высокие значения содержаний Ba и Th, а также отношения Th/U в обеих сериях острова Вити-Леву, вероятно, отражают особенности первичного состава. В плутонических породах содержания Co, Cr и V выше, чем в вулканитах той и другой серии. В большинстве проб плутонических пород обнаруживается небольшая (<15%) положительная Eu-аномалия, а в большинстве проб вулканитов — более заметная (>15%) отрицательная Eu-аномалия. Спектры р. з. э. и содержания Y сильно варьируют без четкой корреляции с другими особенностями химического или минерального состава (рис. 5). Однако все плутонические породы и один из дацитов Унду имеют прогнутый книзу график распределения р. з. э. с минимумом, приходящимся на Dy (нормализованные содержания от 6 до 9).

Обсуждение результатов

На тесную генетическую связь всех трех групп кислых магматитов островов Фиджи и ассоциирующихся с ними более мафических пород указывает сходство двух популяций в каждой из серий в отношении таких четких геохимических характеристик, как низкие содержания крупноионных литофильных элементов, высокие значения K/Rb (>600) и низкие La/Yb (<4), Ba/Sr (<2), Th/U (<3) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (<0,7045). Эти породы действительно кажутся кислыми членами островодужной толеитовой серии Джейкса и Гилла [17]. Однако неизвестно пока, является ли это сходство результатом фракционной кристаллизации или частичного плавления. Разнообразие спектров р. з. э., с которым мы встретились в этом предварительном исследовании, указывает на то, что даже в столь тесных пространственно-временных рамках здесь действовали многие процессы.

Ряд наблюдений указывает, что некоторые из пород, особенно плутонические, могли образоваться в результате частичного плавления амфиболита в нижних горизонтах фиджийской коры, например, соответственно метаморфизованных цокольных пород группы Ваинимала (табл. 1) или подстилающей океанической коры. Во-первых, все три серии бимодальны, что наводит на мысль об отдельном источнике для каждой из мод. Во-вторых, обычное отсутствие на диаграмме Or — Ab — Q (рис. 3) кучного или линейного расположения точек близ кварц-плагиоклазовой котектики означает, что фракционирование минералов-фенокристаллов было по меньшей мере второстепенным процессом. В-третьих, высокие значения Ab/Or явно исключают какое-либо равновесие с калиевым полевым шпатом, что и неудивительно, если учесть его фактическое отсутствие в кислых сериях и в породах островов Фиджи в целом. Однако высокие значения Ab/Or наряду с пересыщенностью глиноземом заставляют предполагать равновесие с роговой обманкой [4, 13]. Поскольку последняя не является постоянной ликвидусной фазой всех вулканических серий, ей условно приписывается роль малодоступного для наблюдения остатка. В-четвертых, графики содержаний р. з. э. в плутонических породах, включая небольшие положительные Eu-аномалии, могли бы в целом отвечать расплавам, получившимся при 15—25-процентном плавлении источника, имевшего первоначально концентрации р. з. э. на порядок выше, чем в хондритах, при этом в тугоплавком остатке должны содержаться (в убывающих количествах) роговая обманка, клинопироксен и магнетит при условии, что максимальные коэффициенты распределения р. з. э. между амфиболом и расплавом были меньше 2, а на интервале Nd — Sm изменялись от <1 до >1. Таким источником могли быть породы группы Ваинимала и подстилающей океанической коры, хотя в региональном масштабе и та, и другая характеризуются обедненностью легкими р. з. э. Однако таким путем невозможно успешно смоделировать в деталях ни разницу в спектрах р. з. э.

между тремя пробами плутонических пород, ни степень обогащенности легкими р. з. э.

Эта интерпретация затрагивает также целый ряд проблем. Высокие значения K/Rb в трондьемитах требуют, чтобы в породах источника эти значения были >1500. Почти постоянная величина Ab/Or означает отсутствие в тугоплавком остатке плагиоклаза [13], тогда как близ солидуса базальтовых составов это невероятно, если $P_{H_2O} < P_{общ}$ (что подразумевается, если амфибол не является ликвидусной фазой в получающемся расплаве, и на что указывает эпизональный характер внедрения). Кроме того, какое-то количество остаточного плагиоклаза следует предполагать, чтобы свести до минимума положительную Eu-аномалию в получающемся расплаве.

Происхождение из обедненного легкими р. з. э. источника может объяснить более низкие содержания La по сравнению с Sm в образцах дацитов H26, M96 и 51 (рис. 5), но сами графики для этих проб невозможно объяснить с помощью равновесия между кристаллами и расплавом. По аналогии с океаническими плагиогранитами график содержаний р. з. э. и величину отношения K/Rb для обр. 51 следует выводить из обедненной легкими р. з. э. исходной магмы. Однако только менее чем 50-процентная кристаллизация с мольной долей плагиоклаза $X_{pl} > 0{,}8$ может увязать спектры содержаний р. з. э. в обр. 48 и 51, а это не согласуется с наблюдаемыми здесь большими вариациями в содержании главных элементов и небольшой Eu-аномалией. Поэтому мы предпочитаем больше узнать о каждой серии, прежде чем предлагать какие-либо модели генезиса.

Однако, если допустить, что какая-либо из этих магм связана с коровым анатексисом, заслуживают краткого рассмотрения следующие три обстоятельства. Во-первых, если плавилась недосыщенная водой амфиболитовая кора, то геотермический градиент на разных участках островов Фиджи между 15 и 5 млн. лет назад варьировал от 30 до 70°/км в зависимости от мощности коры. Это имеет значение для перспектив нефтеносности Фиджи. Во-вторых, если обедненные крупноионными литофильными элементами сиалические магмы получались в результате плавления коры примитивной островной дуги, одним только коровым плавлением цоколя островных дуг нельзя объяснить образование послеархейской верхней континентальной коры или вулканитов андского типа, как это делали Джейкс и Уайт [18] или Тейлор [35]. Наконец, хотя низкокалиевые высококремнеземистые магмы района Фиджи сопряжены с субдукцией, эта связь не является обязательной, т. е. архейские аналоги могли появляться без одновременного движения литосферных плит.

Рикард, Хиндл и Родда из Управления минеральных ресурсов Фиджи предоставили образцы, а многие из сотрудников Управления обеспечивали организационную поддержку и помощь геологическими советами. Жители деревень Ваиника и Таваке на полуострове Унду приютили и заботились о нас. Д-ра Тейлор и Компстон обеспечили доступ в лаборатории Австралийского национального университета. Мьюир и Нанс выполнили некоторые из анализов, приведенных в табл. 3. Работа финансировалась Национальным научным фондом (субсидия EAR 76/84065).

Приложение 1

Место взятия и описание проб, приведенных в табл. 2

Унду

H26. Обломок порфирового обсидиана из слоистой пемзовой брекчии, Шахта Унду; 179°9′ в. д., 16°10′ ю. ш. Из коллекции Хиндла.

B535. Слоистый лапиллиевый туф с обломками кристаллов плагиоклаза (2% объема породы), кварца и пироксена. Ндронга-Бей; 179°55′ в. д., 16°13′ ю. ш. Из коллекции Рикарда.

M96. Кристаллокластический туф (?) с фенокристаллами зонального олигоклаза (3%) и авгита (<1%) в мозаике девитрифицированного стекла и цеолитов, ближе неопределимых. Место взятия неизвестно. Из коллекции Рикарда.

Ваинимала

901. Порфировая лава с фенокристаллами андезина (10%), авгита (<1%), иногда измененного, и непрозрачных минералов в трахитовой основной массе из плагиоклаза, девитрифицированного стекла и цеолитов, ближе неопределимых. Валун из речки Вайса-Крик; 167°24′ в. д., 17°42,1′ ю. ш.

856. Порфировая лава с фенокристаллами зонального андезин-олигоклаза (10%), псевдоморфоз по пироксену или роговой обманке (2%), непрозрачных минералов (<1%) в измененной основной массе из полевого шпата, кварца, пироксена, непрозрачных минералов и девитрифицированного стекла. Навуван-Пик; 177°34,2′ в. д., 18°3,9′ ю. ш.

387. Порфировая лава с фенокристаллами плагиоклаза (6%) в измененной основной массе из полевого шпата, кварца, непрозрачных минералов, хлорита, апатита и белой слюды. Кератофир Метаваилеву. Место взятия неизвестно. Из коллекции Родды (обр. C1277).

754. Порфировая лава с фенокристаллами серицитизированного олигоклаза (10%), кварца (15%) и непрозрачных минералов (2%) в основной массе из тех же самых минералов. Кератофир Локалеву; близ горы Кубунатаба-Пик; 177°40,5′ в. д., 18°3,7′ ю. ш.

Плутонические породы Толо

909. Среднезернистый тронджемит, состоящий из замутненного и серицитизированного плагиоклаза (57%), кварца (30%), непрозрачных минералов (4%), хлорита (6%) и эпидота и кальцита (3%). Валун в русле реки Ваилоту; 178°29,9′ в. д., 17°43,9′ ю. ш.

910. Среднезернистый тронджемит [1], состоящий из лабрадора или андезина (55%), кварца (35%), роговой обманки, замещенной хлоритом (7%), и непрозрачных минералов (3%). Взят там же, где обр. 909.

908. Порфир с вкрапленниками плагиоклаза (25%), частично измененной роговой обманки (30%) и непрозрачных минералов (3%) в мелкозернистой основной массе из полевого шпата, кварца, непрозрачных минералов и девитрифицированного стекла. Река Ваимаро; 178°28′ в. д., 17°46,9′ ю. ш.

858. Крупнозернистый тронджемит, состоящий из андезина (часто серицитизированного) (45%), кварца (35%), калиевого полевого шпата (10%), роговой обманки (2%), непрозрачных минералов (2%) и хлорита и ближе неопределимых цеолитов (6%). Речка Лато-Крик; 177°50,9′ в. д., 17°56,1′ ю. ш.

867. Крупнозернистый тронджемит, состоящий из андезин-олигоклаза, наполовину замещенного серицитом или кальцитом (50%), кварца (40%), роговой обманки (8%), иногда содержащей включения пироксена и большей частью замещенной хлоритом, эпидотом и непрозрачными минералами, а также из непрозрачных минералов (2%) и редкого биотита. Речка Намоси-Крик близ деревни Явуна; 177°32,5′ в. д., 17°49,8′ ю. ш.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bailey R. A., Dalrymple G. B., Lanphere M. A.*, Volcanism, structure, and geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California, J. Geophys. Res., 81, 725-744, в печати.
2. *Band R. B.*, The geology of southern Viti Levu and Mbengga, Geol. Surv. Fiji Bull., 15, 1968.
3. *Blow W. H.*, Late Middle Eocene to Recent planktonic forminiferal biostratigraphy, First Int. Conf. Planktonic Microfossils, Geneva, 1967, E. J. Brill Pub. Co., 199-422 pp., 1969.
4. *Brown G. C., Fyfe W. S.*, The production of granitic melts during ultrametamorphism, Contrib. Miner. Pet., 28, 310-318, 1970.
5. *Coleman R. C.*, Ophiolites, Berlin, Springer-Verlag, pp. 229, 1977.
6. *Colley H., Rice C. M.*, A Kuroka-type ore deposit in Fiji, Econ. Geol., 70, 1373-1386, 1975.
7. *Gill J. B.*, Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc, Contrib. Mineral. Pet., 27, 179-203, 1970.

[1] В английском тексте, очевидно, опечатка, так как, судя по минеральному и химическому составу (см. табл. 3 и рис. 5), это тоналит.— *Прим. перев.*

8. *Gill J. B.*, The geochemical evolution of Fiji, Unpub. Ph. D. thesis, A.N.U., 1972.
9. *Gill J. B.*, Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1384-1395, 1976a.
10. *Gill J. B.*, From island arc to oceanic islands: Fiji, southwestern Pacific, Geology, 4, 123-126, 1976b.
11. *Gill J. B., Compston W.*, Strontium isotopes in island arc volcanic rocks, *In*: The Western Pacific-island arcs, marginal seas, geochemistry, P. Coleman, ed., W. Austral. Univ. Press, pp. 483-496, 1973.
12. *Gill J. B., Gorton M.*, A proposed geological and geochemical history of Eastern Melanesia, *In*: The Western Pacific-island arcs, marginal seas, geochemistry, P. Coleman, ed., W. Austral. Univ. Press, pp. 543-566, 1973.
13. *Helz R. T.*, Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ kb, Part II. Melt composition, J. Pet., 17, 139-193, 1976.
14. *Hindle W. H.*, Geochemistry of samples from Vanua Levu and other islands in the Fiji Group, Unpubl. M.Sc. thesis, Leeds Univ., 1970.
15. *Hirst J. A.*, Geology of East and Northeast Viti Levu, Geol. Surv. Fiji Bull., 12, 1965.
16. *Ibbotson P.*, The geology of east-central Vanua Levu, Geol. Surv. Fiji Bull., 16, 1969.
17. *Jakes P., Gill J.*, Rare earth elements and the island arc tholeiitic seires, Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17-28, 1970.
18. *Jakes P., White A. J. R.*, Composition of island arcs and continental growth, Earth Planet. Sci. Lett., 12, 224-230, 1971.
19. *Kay R. W., Sernechal R. G.*, The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex, J. Geophys. Res., 81, 964-970, 1976.
20. *Kennett J. P., McBirney A. R., Thunell R. C.*, Episodes of Cenozoic volcanism in the circum-Pacific region, J. Volc. Geotherm. Res., 2, 145-163, 1977.
21. *Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F.*, The granite system at 4 to 10 kilobars, J. Geophys. Res., 64, 759-773, 1964.
22. *McDougall I.*, K-Ar ages of some rocks from Viti Levu, Fiji, Nature, 198, 677, 1963.
23. *Miyashiro A.*, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, Am. J. Sci., 274, 321-355, 1974.
24. *Nagasawa H.*, Rare earth concentration in zircon and apatite and their host dacites and granites, Earth Planet. Sci. Lett., 5, 47-51, 1970.
25. *O'Connor J. T.*, A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 525B, 79-84, 1965.
26. *Richard M. J.*, The geology of northeastern Vanua Levu, Geol. Surv. Fiji Bull., 14, 12 pp., 1970.
27. *Robertson E. I.*, Bouguer anomaly map of Viti Levu, Fiji, N. Z. Jl. Geol. Geophys., 10, 1309-1312. 1967.
28. *Rodda P.*, Outline of the geology of Viti Levu, N.Z. Jl. Geol. Geophys., 10, 1260-1273, 1967.
29. *Rodda P.*, Analyses of rocks from Fiji, Geol. Surv. Dept., Fiji, 1969.
30. *Rodda P., Band R. B.*, Geology of Viti Levu, Fiji, Geol. Surv. Ann. Report for 1966, pp. 8-16, 1966.
31. *Rodda P., Snelling N. J., Rex D. C.*, Radiometric age data on rocks from Viti Levu, Fiji, N.Z. Jl. Geol. Geophys., 10, 1248-1259, 1967.
32. *Shor G. G., Jr., Kirk H. K., Menard H. W.*, Crustal structure of the Melanesian area, J. Geophys. Res., 76, 2562-2586, 1971.
33. *Streckeisen A. L.*, Plutonic rocks classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Ingeous Rocks, Geotimes, 23, 26-30, 1973.
34. *Tatsumi T., Clarke L. A.*, Chemical composition of acid volcanic rocks genetically related to formation of the Kuroko deposits, J. Geol. Soc. Japan, 78, 191-201, 1972.
35. *Taylor S. R.*, Island arc models and the composition of the continental crust. *In*: Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, M. Talwani, W.C. Pitman III, eds., Washington, AGU, pp. 325-336, 1977.
36. *Taylor S. R., Capp A. C., Graham A. L., Blake D. H.*, Trace element abundancies in andesites II. Saipan, Bougainville, and Fiji, Contrib. Miner. Pet., 23, 1-26, 1969.
37. *Taylor S. R., Gorton M. R.*, Geochemical applications of spark source mass spectrography—III. Element sensitivity, precision and accuracy, Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1375-1380, 1977.

Предметный указатель

Айдахо, батолит 108, 110, 312
Акилиа, ассоциация 133, 150, 152, 153, 169
Алеутская дуга 19
Аляска-Рейндж, батолит 108, 110, 114
Амералик, дайки 133, 150, 153
Амитсок, гнейсы 129—134, 138, 141—143, 147—154, 162, 177, 187, 216
— — изотопная геология 149
— — происхождение 152, 153, 175
— — химизм 151, 152, 184, 189, 190, 192, 193, 195, 196
Анатексис 243, 245, 262, 264, 330, 332, 366, 367, 468
Ангмасслик, гнейсы 208
Антиклинал, гранодиорит 109
Архейские серые гнейсы 129—154, 157—199, 204, 221
— — — химизм 177—196, 216
— — — происхождение 216—221
Ассинт, гнейсы 208
Атанек, разлом 132, 150

Балаклава, риолитовый комплекс 384—394
— — — химизм 387—394
Барбертон, зеленокаменный пояс 223—226, 234, 237
Бардитт-Лейк, лейкократовые метавулканиты 284, 286
— плутон 270, 272, 276, 277, 284—286, 293
— — изотопный состав кислорода 276, 277, 284—286
Бей-оф-Айлендс, офиолитовый комплекс 184, 339—341, 344—352
— трондьемиты, происхождение 351, 352
— — химизм 348—351
Белфонд-Хилл, лавовый купол 439, 445, 448
Беньофа зона 220, 431
Берд-Ривер, зеленокаменный пояс 260, 264
Береговой плутонический комплекс 146, 147
Беренс, пояс батолитов 240, 242, 245—248, 254, 255, 258, 261, 264, 266
— субпровинция 239, 243—246, 255—257, 259, 262, 264, 265
Бернт-Ривер, сланцы 397
Биг-Хорн, трондьемиты 296—305
— — химизм 300—305
Бинна-Барра, риолиты 38
Блоу-Ми-Даун-Брук, формация 340
Блэк-Ривер, серия 260, 262
Болд-Рок, батолит 318, 365
Буге аномалия 243, 245, 264

Вабигун, гранитно-зеленокаменный пояс 242, 243, 245, 261, 271, 272, 274, 276
Ваинимала, группа 456, 457, 459—461, 464—467, 469
Ваинимбука, трахиты 459
Венесуэльский щит 184, 189
Виннипег-Ривер, пояс батолитов 243, 245, 246, 260, 264, 266
Вунивиа, брекчия 458
Высоконатровые низкокалиевые лавы 49

Геотермический градиент 148, 152, 157, 158, 197, 199, 367, 369, 468
Геотермометрия 292, 293
Гибсон-Пик, плутон 110, 312—315, 318
— — химизм 312, 313
Главный нукский тренд 145
Голд-Крик, зеленокаменный комплекс 397
График регрессии 108, 111
Грегори-Коппер, месторождение 346
Гренвилл, провинция 159
Грос-Иле, лавовый купол 447
Гула, группа 374, 375

Даллес, гранодиорит 274
Далмейн, гранодиорит 195
Дацит, определение 433—435
Дацит-риолитовая ассоциация 19—83
— — классификация 20, 22
— — минералогия фенокристаллов 31—37, 43, 45, 50—55
— — распространение различных типов 39
— — региональные вариации состава магм 70—75
— — соотношения минеральный состав — химизм 67—69
— — — $T - f_{O_2}$ 64—67
— — химизм 23—30, 42, 44, 74, 76, 77, 80, 81
Дациты 433—454

Дациты и риолиты островных дуг и континентальных окраин, минералогия фенокристаллов 51—64, 82, 83
— — — — — — — — химизм 80, 81
— Малых Антильских островов, генезис 452—454
— — — — химизм 446, 447, 449—452
— островов Фиджи, химизм 460, 462, 463
Девайн-Каньон, вулканиты 38, 73
Джайентс-Рейндж, батолит 195
Джэкфиш-Лейк, гранодиоритовый комплекс 270, 272, 276, 277, 284, 286—293
— — — изотопный состав кислорода 276, 277, 286—289
Диаграмма Ab — An — Or восточногренландских гнейсов 206
— Ab — An — Or гнейсов Амитсок 187
— Ab — An — Or гнейсов Льюис 206
— Ab — An — Or гнейсов Уйвак 187
— Ab — An — Or дацитов островов Фиджи 465
— Ab — An — Or кислых пород 13
— Ab — An — Or трондьемитов комплекса Бей-оф-Айлендс 348
— Ab — An — Or трондьемитов комплекса Литл-Порт 348
— Ab — An — Or трондьемитов Толо 465
— Ab — An — Or трондьемитов Туиллингейт 363
— Ab — An — Or трондьемитов Центрального массива 328
— Ab — Or — Q восточногренландских гнейсов 207
— Ab — Or — Q гнейсов Амитсок 188
— Ab — Or — Q гнейсов Льюис 207
— Ab — Or — Q гнейсов Уйвак 188
— Ab — Or — Q дацитов островов Фиджи 464
— Ab — Or — Q дацитов Сайпан 392
— Ab — Or — Q зеленокаменных пород Копли 392
— Ab — Or — Q метавулканических пород провинции озера Верхнего 251, 257, 259, 263
— Ab — Or — Q метаплутонических пород провинции озера Верхнего 250, 251, 254, 256, 259, 263
— Ab — Or — Q плутонических пород провинции озера Верхнего 249—252, 254, 256, 259, 263
— Ab — Or — Q риолитов Балаклала 392
— Ab — Or — Q тоналит-трондьемитовых пород Южной Африки 228
— Ab — Or — Q трондьемитов Мьюл-Маунтин 392
— Ab — Or — Q трондьемитов Толо 464
— Ab — Or — Q — H_2O дацитов островов Фиджи 464
— AFM гнейсов Амитсок 176
— AFM гнейсов Льюис 206
— AFM гнейсов Уйвак 176, 177
— AFM гранофиров Красного моря 126
— AFM дацитов Сайпан 391
— AFM зеленокаменных пород Копли 391
— AFM метавулканических пород провинции озера Верхнего 251, 257, 259, 263
— AFM метаплутонических пород провинции озера Верхнего 250, 251, 254, 256, 259, 263
Диаграмма AFM океанических плагиогранитов 125, 126
— AFM плутонических пород провинции озера Верхнего 249—252, 254, 256, 259, 263
— AFM риолитов Балаклала 391
— AFM риолитов Исландии 126
— AFM трондьемитов Биг-Хорн 303
— AFM трондьемитов Мьюл-Маунтин 391
— AFM трондьемитов Центрального массива 328
— K — Na — Ca гнейсов Свазиленд 229
— K — Na — Ca гнейсов Уйвак 187
— K — Na — Ca метавулканических пород провинции озера Верхнего 251, 257, 259, 263
— K — Na — Ca метаплутонических пород провинции озера Верхнего 250, 251, 254, 256, 259, 263
— K — Na — Ca плутонических пород провинции озера Верхнего 249—252, 254, 256, 259, 263
— K — Na — Ca тоналит-трондьемитовых пород Южной Африки 228, 229
— Na_2O — K_2O — CaO трондьемитов комплекса Бей-оф-Айлендс 348
— Na_2O — K_2O — CaO трондьемитов комплекса Литл-Порт 348
— Na_2O — K_2O — CaO трондьемитов Туиллингейт 364
— Or — Pl — Q восточногренландских гнейсов 207
— Or — Pl — Q гнейсов Льюис 207
Диаман-Грос-Иле, вулканический комплекс 437
Диафторез *см.* Регрессивный метаморфизм
Дискриминантная функция 279, 283
Дифференциация андезитовой магмы 14
— базальтовой магмы 14, 118, 119, 125
— кристаллизационная 253
— магматическая 267, 271, 289, 354, 396, 410, 411, 415
— метаморфическая 232, 266
Дулут, комплекс 409

Западно-Атлантическая плита 433
Зондская дуга 21

Идзу, островная дуга 394
Идзу — Хаконе, островная дуга 394
Изотопный обмен 273, 281, 285, 289, 291
— состав кислорода в архейских гнейсах 234, 235
— — — — — гранитоидах 270—293
— — стронция в архейских гнейсах 132, 143, 149
— — — — базальтах океанических островов 106, 113
— — — — гранитоидах 107, 248, 249
— — — — дацитах 452, 453
— — — — кварцевых монцонитах 146, 233
— — — — метеоритах 106
— — — — плагиогранитах 127
— — — — толеитах срединно-океанических хребтов 106

Изотопный состав стронция в трондьемитах и тоналитах 106—114, 146, 233, 235, 236, 300, 375, 379, 380
Иливерталик, граниты 147, 149, 153
Инглиш-Ривер, гнейсовый пояс 240, 242, 246, 248, 251, 261, 266, 272, 274, 277
— субпровинция 239, 243, 245, 251, 252, 259, 264—267
— эвгеосинклиналь 243
Индекс дифференциации 40, 41, 45, 73
Индийская плита 456
Индонезийская дуга 19
Иннсет, плутон 375
Иньо-Крейтерс, риолиты 61, 64
Ириштаун, формация 340
Исуа, супракрустальные породы 132, 133, 150, 152, 153
Итерангнек, гнейсы 159

Каапвааль, плутон 223, 226, 227, 231
Какаги-Лейк, метаграувакки 283
Каньон-Крик, плутон 311—318
— — химизм 312, 313
Каньон-Маунтин, офиолитовый комплекс 125, 394, 404
Карибская дуга 19, 27, 35, 39, 40
— плита 433, 453
Карибу-Маунтин, плутон 110, 312—315, 318, 365
— — химизм 312, 313
Карраванг, конгломерат 365
— трондьемиты 349, 364
Каупанджер, плутон 375
Кварцдиоритовая линия 146
Кеннетт, формация 386
Кенора, гнейсы 270, 272, 274, 290—292
Кермадек, дациты 425, 426, 428, 430
— — химизм 426, 428
Килауэа, базальт 369, 464
Кламат-Маунтинс, батолит 100
Клей-Лейк, гнейсы 272, 274, 275, 278, 283
— — изотопный состав кислорода 274—276, 282—284
Кловер-Крик, зеленокаменный комплекс 397, 399, 400
Коббе-фьорд, разлом 132
Конвекция мантийная 148, 199
Конкордии-дискордии метод 133, 149
Контаминация базальтовых магм 144, 253
Копли, зеленокаменный комплекс 384—394
— — — химизм 387—394
Коркут, граниты 132, 133, 142—145, 147
Коэффициент вариации 389
— корреляции 70, 71
— распределения р. з. э. 99, 219, 316, 317, 330, 381, 393, 411, 414, 415
— фракционирования 271
Краб-Пойнт, лавовый купол 446
Крагги-Пик, плутон 110, 365
Кронке, гранодиориты 12, 99, 100, 109, 114, 144, 145, 193
Куалибу, кальдера 439, 440
Кукс-Брук, формация 340

Лак-дю-Бонне, граниты 251—253, 262, 266
Лак-Сёль, тектоническое событие 262
Левезу, лептинит-амфиболитовый комплекс 321
Лейк-Мак-Лейн, плутон 299
Лизард, комплекс 341
Литл-Порт, офиолитовый комплекс 184, 339
— трондьемиты 340—343, 347—351
— — происхождение 351, 352
— — химизм 348—351
Локалеву, кератофиры 459, 469
Лонг-Валли, вулканический центр 38
Лонт-Лейк, граниты 262, 266
Лукс-Арм, разлом 355
Льюис, гнейсы 158, 204—207, 209—214, 218, 219
— — геохимия 206—215

Магфорд, группа 160
Малау, формация 458
Малене, супракрустальные породы 132—134, 138, 146—148, 150, 152, 153
Маниготаган, гнейсовый пояс 259
Маномин-Лейк, сланцы 272, 278, 288, 290, 291
Марианская островная дуга 394
Мартин-Бридж, известняки 397
Матуандрове, надгруппа 458—460, 465
Медисин-Лейк, вулканический центр 21, 38
— риолиты 59, 60, 64
Мелик, тоналит 274
Ментзельская интрузивная ассоциация 161, 168
Метаваилеву, дациты 459, 469
Метис-Шол, вулканиты 44, 45, 419, 420, 423, 425, 430
— — химизм 423, 425, 429
Мидл-Арм-Пойнт, формация 340
Мидл-Маркер, порфирит 184
Микотрин-Труа-Питонс, вулканический комплекс 437
Модис, группа 224
Моно-Крейтерс, риолиты 21, 59, 61, 64
Моретонс-Харбор, граниты 355, 357, 358
— группа 369
Морн-Дьяблотенс, вулканический комплекс 437
Морн-о-Дьяблс, вулканический комплекс 437
Морн-Патайес, вулканический комплекс 437
Мохоровичича граница 245, 261
Мушандайк, граниты 229, 236, 237
Мьюлл-Маунтин, трондьемиты 384, 385, 387—391, 393, 394, 404
— — химизм 387—394

Насаву, формация 458
Натева, группа 457, 458, 466
Нгайо, формация 419
Нейн, анортозит-адамеллитовый комплекс 160
— провинция 159, 160
Нелшугте, тоналит 184, 223
Нортерн-Лайт, гнейсы 107—109, 114, 144, 193
Норт-Трот-Лейк, батолит 258

Нортуэст-Бей, граниты 272, 276—288, 290
— — изотопный состав кислорода 276, 277, 291
— разлом 286, 287
Нук, гнейсы 129—153
— — генезис 143—149
— — изотопная геология 132, 133
— — химизм 139—143
Нуллиак, серия 159, 161, 167—169
Ньюберри, вулканический центр 21

Озера Верхнего провинция 239—269
Олд-Ман-Ков, формация 339, 340
Онвервахт, группа 224, 226, 227, 233, 234
Офиолитовые комплексы 14, 17, 122, 330, 334, 339—352, 354, 365, 381, 396, 412, 465

Пайн-Фолс, гнейсовый пояс 266
— пояс батолитов 260
Пакуош, гнейсы 270, 272, 274—283, 290, 291, 293
— — изотопный состав кислорода 274—280
Пикуитоней, гранулитовый пояс 246, 261
Питонс-дю-Карбе, вулканический центр 437, 442, 443, 448
Питон-Тайп, лавовый купол 439
Питтс-Мидо, гранодиорит 109, 114, 144, 145, 193
Плагиограниты океанические 118—129, 320 329, 348, 468
— — петрография 120—124
— — химизм 124—129
— офиолитовых серий *см.* Плагиограниты океанические
Понаск — Стивенсон — Айленд-Лейк, вулканический пояс 246, 258
Понгола, группа 223, 224
Прото-Атлантический океан 382
Пти-Питон, вулканический центр 443, 447

Райс-Лейк, вулканический пояс 241, 243, 251, 252, 255, 261, 264
Рама, группа 160
Регрессивный метаморфизм 157, 161, 169, 172, 205, 213, 214, 291, 309, 320, 325, 326
Ред-Лейк, субпровинция 264
Рейни-Лейк, батолит 271
Рендезвус, метагаббро 307
Ретроградный метаморфизм *см.* Регрессивный метаморфизм
Рио-Бразос, трондьемиты 12, 99, 109, 114, 330, 404
Риолиты бимодальных ассоциаций 48—50, 54—57, 60
Росс-Ривер, плутон 241, 244, 251—253
Руэрг, лептинит-амфиболитовый комплекс 320, 321
— трондьемиты 330

Саганага, тоналит 102, 107, 109, 114, 184, 231, 314
Саглек, дайки 161—163, 176
Сайпан, дациты 388, 389, 391, 392, 394
— — химизм 388, 389, 391—394
Самрейсайд, формация 340
Санди-Бей, туфы 419
Сачиго, вулканический пояс 240, 242, 261, 267
— субпровинция 239, 244—246, 248, 258, 259, 262—266
Свазиленд, древний гнейсовый комплекс 102, 158, 184, 187, 189—191, 216, 217, 228, 308
— надгруппа 223, 224, 227, 228, 233, 234
Северо-Атлантический кратон 5, 159, 161, 208
Сем-Джинс, разлом 355
Сент-Реми-Ривьер, отложения пемзовых дождей 441
Сент-Филлип, лавовый поток 439
Сепарейшен-Лейк, зеленокаменный пояс 243
Сесомби, тоналиты 107, 114
Сидар-Лейк, гнейсы 270, 272, 274, 275, 278, 283, 284
— — изотопный состав кислорода 274—276, 282—284
Система Ab — An — Or — Q 412, 413
— $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ 409
— SiO_2 — Al_2O_3 — CaO — H_2O 333
Скергаардская интрузия 59
Скиннер-Ков, формация 339, 340
Скоша, дуга 19, 22
Слив-Галлион, комплекс 22
Слипи-Ков, группа 355—358, 364, 369, 371
Смартвилл, комплекс 412
Солтон-Си, геотермальное поле 38
— риолиты 21, 57, 59, 61
Спарта, кварцдиорит-трондьемитовый комплекс 396—415
— — — генезис 408—415
— — — петрография 400
— — — химизм 401—408
Спрединг 221, 341
Средиземноморские дуги 19, 39
Срединно-Атлантический хребет 119, 126, 127
Стёрен, группа 374, 376, 379
Стольцберг, плутон 223
Субдукция 219—221, 317, 335, 367, 370, 398, 430, 431, 433
Сумаиль, офиолитовый комплекс 122, 123, 125
Сьерра-Невада, батолит 110, 114, 138, 146,

Таупо, вулканическая зона 44, 45, 49—51, 55, 56, 59, 65, 68
Тектоники плит концепция 430, 431
Тенегуа, вулкан 30
Тепловой поток 16, 235, 264, 266, 341, 358
Терр-Бланш, лавовый купол 439
Тертл-Лейк, штоки 266
Тету-Лейк, граниты 262, 266
Тиспруит, тоналит 184, 223
Тихоокеанская плита 456, 457
Толо, трондьемиты 457, 460—466, 469
— — химизм 460, 462, 463
Тоналит-трондьемитовая серия Южной Африки 223—238
— — — — геохимия 228—231
— — — — происхождение 231—237
Тонга, дациты 418, 420, 422—426, 428, 430, 431
— — химизм 420—424, 428

Тонга — Кермадек, островная дуга 418—431
Тосканская магматическая провинция 54
Тофуа, дацит 420, 422, 424
Трахиты 49
Тренд дифференциации известково-щелочной (калиевый) 239, 249
— — трондьемитовый (натровый) 239, 249
Трондьемит, определение 7, 9—11
Трондьемиты высокоглиноземистые 296, 300, 374, 377
— генезис 102—104, 215, 366, 367
— Норвегии, минеральный состав 376—378
— — химизм 377—382
— расчленение на высоко-Al и низко-Al типы 12, 101, 349, 377, 396
— элементы-примеси 99—105
Тронхейм, серия (надгруппа) 103, 374
Троодос, офиолитовый комплекс 101,104, 125, 404 411
Туилайт, гнейсы 12, 98, 108, 109, 114, 231, 270, 274, 275, 278, 283, 284, 293
— — изотопный состав кислорода 274—276, 282—284
Туиллингейт, трондьемиты 342, 349—351, 354—371
— — петрография 360, 363
— — химизм 361—371
Тут-Лейк, штоки 266

Уайт-Рок, трондьемит 365
Уилсон-Крик, гнейсы 193, 309—312
— — химизм 310—312
Уинд-Ривер-Рейндж, гнейсы 108, 109, 114
Уйвак, гнейсы 157, 159, 161—182, 185—199
— — геохимия 177—182, 185—196
— — петрология 169—176
— — происхождение 196—199
Унду, группа 456—459, 464—468
Упернавик, супракрустальная серия 159, 161
Усушвана, комплекс 223, 224
Уусикаупунки — Каланти, габбро-трондьемитовая серия 125, 234, 377, 381
Учи, вулканический пояс 240, 242, 245, 247, 248, 250, 254, 256, 258, 261, 264, 266
— субпровинция 239, 243—246, 249, 251, 252, 255, 257, 259, 262, 264—267
Уэбб-Каньон, гнейсовый комплекс 231, 233, 306—309
— — химизм 308—309

Фактор обогащения 331
Фануалеи, дациты 422, 430
— — химизм 427
Фейворабл-Лейк, тоналиты 262
Фиг-Три, группа 224
Фильтр-прессинг 139, 145, 212
Фискенессет, гнейсы 208
Фоллстад, трондьемиты 375
Фракционирование авгита 412
— биотита 210
Фракционирование гиперстена 412
— кварца 384, 413
— кристаллов 48, 59, 129, 145, 318
— плагиоклаза 367, 384, 410—415
— р. з. э. 393, 394
— роговой обманки 396, 410, 411, 415
— сфена 384, 394
— элементов-примесей 330
Фракционная кристаллизация 104, 105, 157, 158, 198, 210
— — андезитобазальтовой магмы 428
— — базальтовой магмы 144, 145, 197, 215, 217, 218, 232, 330, 351, 366, 367
— — водосодержащей габброидной магмы 352
— — низкокалиевого (островодужного) толеита 384
Футпринт, гнейсы 270—272, 274—282, 290—293
— — изотопный состав кислорода 274—282

Хаматуа, формация 419, 425
Хамбер-Арм, надгруппа 340
Харкера диаграмма 11—13, 139
Харуэл, формация 397
Ховин, группа 374, 375
Хорг, группа 374
Хорсшу-Лейк, вулканический пояс 257, 258
Худзи, вулканическая дуга 40

Цветовой индекс 10, 11, 240, 250, 253, 255, 300, 315, 463
Центрального массива трондьемиты, генезис 330—334
— — — минеральный состав 322—326
— — — химизм 326—330
Циркумтихоокеанский пояс 13, 19, 112

Чанспорт, группа 355, 357
— разлом 355
Частичное плавление 104, 105, 114, 115, 149, 210, 215, 218, 219, 221, 270, 279, 298, 305, 312, 314, 343, 415, 453
— — амфиболитов 14, 15, 197, 234, 235, 317, 331, 332, 334, 341, 351, 352, 367, 370, 374, 381, 413, 467
— — базальтов 129, 144—146, 153, 233, 289, 369, 396, 413
— — габбро 14
— — гнейсов 282, 283, 293
— — гранулитов 195, 236
— — граувакк 365
— — материала мантии 235
— — метабазальтов 317, 330, 332
— — метаосадочных пород 280
— — океанической литосферы 430, 454
— — перидотитов 318, 431
— — пород основного состава 318
— — сиалических пород 153, 233, 332, 334
— — толеитов 197, 354, 415
— — — и трондьемитов 198
— — эклогитов 14, 232, 233, 317, 351, 367, 374, 381, 413
Черчилл, провинция 159, 160

Шаста-Балли, батолит 385

Щелочно-известковый индекс 140

Эгейская дуга 21
Элкхорн, аргиллиты 397
Эолийская дуга 21
Эр-Фолс — Маниготаган, гнейсовый пояс 243, 260, 262, 264, 266

Южно-Калифорнийский батолит 138, 140, 146, 147

Яп, дуга 354

Указатель географических названий

Абукума, плато 264
Айдахо, штат 11, 12, 38, 108, 110, 114, 306, 307, 312—314
Айленд, озеро 242
Айленд-Лейк 246
Айлендский национальный парк 54
Алеутские острова 21, 25, 33, 39, 42—45, 52, 70—72, 76, 78
Альберта, провинция 293
Аляска 21, 25, 33, 39, 42—45, 52, 64—66, 70—72, 76, 78, 110
Аляска-Рейндж 108, 114
Америалик 151
Америалик-фьорд 132, 137, 138, 149, 151, 152
Ангилья, остров 434, 454
Анды, горы 21, 23, 31, 217
Анс-де-Питонс, залив 439
Анс-Л'Ивронь, полуостров 439
Анс-Мамин 439
Антигуа, остров 434, 436, 442, 443, 446, 447, 450, 454
Арран, остров 65, 66
Асио, округ 59
Ассинт 211, 213, 214
Атлантический океан 453

Бакалхао, остров 355
Балефетриш-Хилл 213
Барбадос, остров 434
Барбертон 184
Барбуда, остров 434
Бардитт-Лейк 272, 276, 277, 284, 286
Бейкер 397
Бей-оф-Айлендс, залив 339, 340
Беллисле-Гуттер 447
Белфонд 439, 442
Берд, река 242, 261
Беренс-Ривер 242, 256
Бернт, остров 355
Биг, остров 159
Бигстон, озеро 242
Биг-Хорн, горы 296—301, 309
Бисэ-Куарри 446
Бладвейн 242
Бладвейн, река 261
Блоу-Ми-Даун, гора 340, 345, 346
Блэк, остров 242, 243, 248—250, 253, 255, 355
Блэк-Ривер 242
Большой Барьерный риф 418
Бонин, острова 420
Бонн-Бей, залив 340
Бретань, область 320
Бриджпорт 355
Британская Колумбия, провинция 146, 147
Буксе-фьорд 131, 132, 143, 145, 147, 149, 152
Бутон 439
Бьёрнеён, остров 132, 135, 137
Бэр, озеро 261
Бэр-Ков 340
Бэртут, горы 297, 309

Вайлоту, река 469
Ваймаро, река 469
Вайоминг, штат 12, 38, 58, 109, 158, 184, 193, 231, 296—298, 306—311
Ванипигоу, река 261
Вануа-Леву, остров 456, 457
Вашингтон 154
Вевер, озеро 242
Вестерман 275
Виктория Жансьон 439
Викхауз 275
Виннипег 242, 244
Виннипег, озеро 242, 243, 248, 249
Виннипег, река 242
Виргинские острова 434
Вирджин, гора 340
Вити-Леву, остров 456, 457, 459, 461, 467
Внутренние Гебридские острова 210, 212
Вудс, остров 340
Высокие Каскадные горы 21, 25, 33, 42, 43, 52, 70—73, 76, 78
Вью-Пойнт 394

Гавайские острова 30, 37, 49, 55, 57, 60, 61, 65, 66, 71
Галапагос, острова 19, 22, 29, 37, 49, 55, 70, 71
Гваделупа, остров 434, 436—438, 446, 449—451
Гебридские острова 207, 208, 212
Гласс, горы 38, 46, 47
Годс, озеро 242
Голдсонс-Арм 355
Гомье, гора 439
Горман, озеро 242

Готхоб 131—134, 139, 142, 143, 147, 149, 150, 152, 153, 158, 162, 169, 192
Готхоб-фьорд 132, 134, 135, 137, 139, 140, 150
Гоуэр 275
Гранд-Магазин, гора 439
Грант, графство 125
Гранулитовые горы 320
Грегори, остров 340
Грегори-Коппер 346
Гренада, остров 434, 436, 438, 443, 449—452
Гренадины, острова 436, 438
Гренландия 5, 107, 109, 112, 114, 131, 138, 143, 144, 146, 147, 149, 154, 158, 162, 169, 175, 189, 204—210, 216, 218, 273
Грос-Иле 448
Грос-Питон, гора 439, 440, 444
Гунисао, озеро 242, 258, 259
Гус-Бей 159

Дарем 453, 449, 451
Девайн-Каньон 46, 47, 72
Дезирад, остров 436, 442, 446, 449—451
Денвер 8
Деррьер-Морн 439
Десепшен, остров 19, 22, 28, 36, 49, 55, 70, 71
Джизан 125
Дир-Лейк 256
Доминика, остров 434, 436—438, 440, 442—444, 447, 449—452
Драмбег 211, 213

Жими, гора 439

Западная Атлантика 431
Зенон 439
Зефир-Шол, банка 30, 37, 49

Ивисарток 132
Идзу, остров 40, 394
Икариссат, остров 135
Индийский океан 106
Иньо-Крейтерс 65, 66
Ирландия 22, 28, 38, 39, 46, 47, 54, 71, 72
Исландия 19, 22, 29, 37—39, 46, 47, 49, 54, 55, 57, 60, 61, 65, 66, 70—73, 126, 127, 129
Исуа 131—133, 147, 149—151

Йеллоустон, плато 19, 21, 38, 46, 47, 72, 73, 75
Йеллоустонский национальный парк 54

Какаги-Лейк 279
Каланти 103, 144, 228, 234, 313, 377, 381
Калифорния, штат 7, 10, 12, 21, 38, 46, 47, 59, 60, 64—66, 72, 73, 101, 108, 110, 146, 210, 306, 312—314, 316, 384, 385
Камчатка, полуостров 21, 25, 33, 39, 42, 43, 51, 52, 70, 71, 73, 76, 78, 81, 83
Канариес 439
Канарские острова 19, 22, 30, 49, 72
Кангимут-сангмиссок 138
Канталь 66
Каньон-Маунтин 123
Каписигдлит 132
Карибу-Маунтин 365
Каррот, река 261
Каскадные горы 19, 21, 39, 44—46, 52, 63, 65, 73
Катр-Шман 439
Квебек, провинция 272
Квинсленд, штат 19, 38, 46, 47, 54, 56, 57, 59—61, 63, 65, 66, 72, 73, 75, 425
Кенора 272, 274, 275, 290, 292
Кермадек, острова 6, 21, 27, 35, 40, 42, 43, 47, 49, 70, 71, 418, 419, 424—427, 431
Кертис, остров 418, 419, 426, 428
Килауэа, вулкан 369, 464
Кингап-нуа 134
Кипр, остров 121, 123, 125, 184, 364, 365
Кламат, горы 108, 140, 146, 306, 312—314, 316, 384, 385, 394
Клей-Лейк 272, 274, 275, 282, 283
Клир-Крик, река 394
Коббе-фьорд 136
Кокс-Ков 340
Колл 210, 213, 214
Колорадо, штат 8, 11, 12, 101, 109, 145, 275, 297, 306
Кос 321
Крабб-Пойнт 340
Краб-Пойнт 442
Крагги-Пик 365
Красное море 125—129
Кристал-Крик-Кэмпграунд 394
Кронке 11, 12
Кросс, озеро 242
Кубунатаба-Пик, гора 469
Куилангарссуит 151
Кукип-нуа 134
Курильские острова 21, 25, 33, 39, 42—45, 51, 52, 70—76, 78, 81, 83
Кушон, озеро 261

Лабори 439
Лабори, залив 439
Лабрадор, море 159, 160
Лабрадор, полуостров 5, 112, 157—159, 192
Лак-дю-Бонне, озеро 242, 261
Лак-Сёль 248, 262
Лаксфорд-Бридж 208
Лакупо-Бич 419, 420, 422, 425
Ландинг, залив 444, 447
Ла-Пойнт 439
Ларами, горы 297
Лассен, национальный парк 59
Лате, остров 430
Лато-Крик, река 469
Лау, впадина 30, 37, 49
Ла-Хо 439
Левезу 322
Лейк-Диспейр 272, 274, 276, 277
Лейт, остров 429
Лидс 141, 142
Литл-Айленд 164
Литл-Порт 340
Литл-Харбор 355
Ловер-Берт-Ков 340

Лонг-Пойнт 355
Лондондерри 439, 441
Лост-Туин-Лейкс, озера 297
Льюис 206, 207, 212

Мадрас, штат 206
Маколи, остров 418, 419, 426
Мальгретут 439
Маль-Мейзон, река 439
Малые Антильские острова 6, 21, 433—438, 440, 442, 444, 446, 447, 449—454
Мамин, река 439
Маммот-Бьютт 394
Манзини 223, 226, 227
Маниготаган 242
Манитоба, провинция 109, 239, 240, 242—244, 247, 248, 255, 259, 261, 264, 266
Мансион, вулканы 452
Марвежоль 322
Маржерид 321
Марианские острова 40, 385, 394, 420
Мари-Галант, остров 434
Мартиника, остров 434—438, 440, 443, 444, 446—452
Мейдмонтс, остров 159, 167
Мельдаль 376
Ментзель, остров 159, 162, 166, 167
Мерритс-Харбор, залив 355
Метис-Шол, банка 52, 418—420, 422—425, 428
Мидл-Арм, залив 340
Мидл-Тенслиш, река 297
Миннесота, штат 102, 144, 231, 233, 303, 312, 314
Мистимун, озеро 297
Митчелл 398
Мкандо-Валли 223
Молсон, озеро 242
Моно-Крейтерс 19, 38, 46, 47, 54, 65, 66, 72, 73
Мон-Пеле, вулкан 440, 443
Монтана, штат 297
Монтсеррат, остров 434—436, 438, 443, 444, 446, 447, 449, 450, 452, 454
Моретонс-Харбор, залив 355
Морн-Бонин, гора 439
Морн-Жакс, гора 439
Морн-Микотрин 440
Морн-Патайес 444
Морн-Сион 439
Мунро-Тауншип 304
Мюнхберг 320

Навуваи-Пик 469
Намоси-Крик, река 469
Нарссак 151
Ндронга-Бей 469
Невада, штат 385
Невис, остров 434, 436—438
Нейн 159
Нипинганек 137
Новая Британия 55, 56, 59, 60, 65, 66
Новая Зеландия 21, 44, 45, 49—51, 55, 56, 58—60, 63, 65, 66, 68, 72—74, 431
Нордландет 132
Норт-Арм, гора 340, 345, 346
Норт-Арм, залив 340
Нортерн-Лайт 184
Норуэй-Хаус 242
Норт-Дам, залив 354
Нуллиак, остров 159, 165, 167, 168
Ньюберри 21
Нью-Мексико, штат 11, 12, 101, 109, 306
Нью-Уэрлд, остров 355
Ньюфаундленд 6, 335, 339, 351, 352, 354—356, 363, 371

Обрак 321
Озерный округ 219
Оки, остров 60, 61
Оксфорд 435
Оксфорд, озеро 242
Олд-Вуман-Хед, гора 340
Онтарио, провинция 109, 144, 184, 242—244, 248, 258, 264, 270—277, 292, 304
Опдаль 7, 374, 376, 382
Орегон, штат 7, 38, 46, 47, 58, 72, 123, 125, 385, 394, 396—398
Оттава 335

Пайн-Фолс 242
Пакуош-Лейк 272, 274, 275
Педулас 125
Перл, остров 340
Пикиутдлек, остров 136
Пикуитоней 242
Пиренейский полуостров 320
Питонс-дю-Карбе 440, 442
Питон-Сент-Эспри, гора 439
Плэзанс, гора 439
Пойнт-де-ла-Гранд-Анс 447
Понаск 258
Понаск, озеро 242
Поплар-Ривер 242
Портна-Луинг 213
Престефьорд 151
Пти-Питон, гора 439, 440, 443, 444
Пуэрто-Рико 434

Рабаул 58, 65, 66
Рабо 439
Равин-Бланш 444
Равин-Клэр 439
Райс, озеро 242
Райс-Лейк 265
Рауль, остров 418, 419, 426, 428
Реддинг 385
Ред-Лейк 242
Ред-Лейк, озеро 243
Ред-Сакер, озеро 242
Рендезвус 307
Ривер-Бланш 447
Ривьер-дю-Плессис 446
Риггинс 11, 12, 306, 312—314
Рио-Бразос 11, 12, 99, 114, 306, 330
Рисё 141
Род-Айленд 312
Роккастрада 54
Росс-Ривер 242
Рошер-дю-Диамант 446
Рустак 125
Руэрг 321

Саба, остров 434, 436, 437, 451
Савач, хребет 306
Саглек 157—164, 166, 167, 174, 182, 191, 199
Саглек, залив 159, 164, 167
Садбери 272
Сайпан, остров 21, 25, 33, 39, 42—45, 51, 52, 70—76, 78, 81, 83, 101, 385, 392
Сакраменто 385
Санторин, остров 58, 65, 66
Сасагиннигак, озеро 242
Сахара, пустыня 272
Свитса, остров 447
Северная Атлантика 424
Северный остров 431
Северный Туиллингейт, остров 355
Сен-Бей 248
Сент-Винсент, остров 434, 436—438, 447, 450, 452
Сент-Грегори, гора 340
Сент-Джонс, гавань 164
Сент-Кристофер, остров 434, 436, 438, 443, 449—452, 454
Сент-Люсия, остров 434—445, 447—453
Сент-Реми-Ривьер 441
Сент-Филлип 445
Сент-Эндрю, пролив 38, 49, 65, 66
Сидара, округ 59
Сидар-Лейк 272, 274, 275, 282, 283
Синт-Эстатиус, остров 434, 436, 450, 451
Скалистые горы 296, 306
Скариниш 213
Скиннер-Ков 340
Слипи-Ков 355
Снейк-Ривер, долина 21, 38, 46, 47, 72
Созай 439
Соломоновы острова 21
Солтон-Си 19, 38, 46, 47, 54, 72, 73
Спарта 394, 400, 408
Средиземноморье 19, 21, 27, 35, 42, 43, 67, 70—73, 77, 79, 81, 83
Срединно-Атлантический хребет 119, 126, 127
Стёрен 376
Стивенсон, озеро 242, 258, 259, 261
Сторё 132, 134
Суматра 73
Суфриер 435, 439
Суфриер, залив 439
Сьерра-Невада, горы 114, 146, 367
Сэм-Джинс, бухта 355, 358, 364

Табак, гора 439
Тайвань, остров 21, 25, 33, 39, 42, 43, 51, 52, 70,71, 73, 76, 78, 81, 83
Тайри 210, 213, 214
Таласеа 58, 59, 65, 66
Тандер, залив 184
Тейбл, гора 340, 345
Тенегуа, вулкан 30
Терр-Бланш, гора 439, 440
Тимминс 272
Титон, хребет 306—309
Титон-Рейндж 12
Тихама-Асир 152
Тихий океан 19—21, 26, 34, 39, 42—45, 51, 52, 65, 67, 70—75, 77, 79, 81, 83, 306, 385
Тобаго, остров 434
Тонга, острова 6, 21, 27, 35, 40, 42—45, 47, 49, 52, 55, 56, 58, 59, 70, 71, 74, 184, 418—420, 424, 425, 427, 429—431
Тофуа, остров 418, 419, 425
Трамп, остров 355
Трансвааль 223, 224, 227, 229, 231, 235—237
Тринидад, остров 434, 435
Тринити, горы 146
Тринити-Алпс 10, 12, 108, 110, 114, 306, 312—314, 316, 318
Тронхейм 5, 7, 9, 101, 105, 109, 114, 354, 374, 375, 382
Трот-Лейк 258, 265
Трот-Ривер-Понд, озеро 340
Туилайт 11, 12, 99
Туиллингейт 342, 343, 350, 355
Тьюсас, горы 306

Уайт-Пойнт 167
Уайт-Ривер, вулкан 452
Уайт-Рок 365
Уасс, озеро 242
Уилсон-Крик 12, 184, 306, 309, 310, 312
Уинд-Ривер, горы 12, 297, 306, 309—311
Уинд-Ривер-Маунтинс 12
Уинд-Ривер-Рейндж 108, 114
Уискейтаун 394
Уйвак, мыс 159, 163
Унду, полуостров 468
Уолкер, озеро 242
Уоллас, озеро 242
Уоллова, горы 397
Усикаупунки 144, 228, 234, 313, 377, 381
Уэбб-Каньон 12, 158, 306, 307
Уэст-Тенслип, озеро 297
Уэст-Тенслип, река 297
Уэст-Шаста 384, 385, 394
Уярагссуит-пават 132

Фаладж-Али 125
Фалкон, остров 418, 425, 426
Фануалеи, остров 418—424, 427, 428, 430
Федарб, остров 19, 28, 36, 49, 55, 71
Фейворабл, озеро 248
Фиджи, острова 6, 21, 418, 456—458, 461—468
Фискенессет 132, 133, 207
Фиш, остров 159
Фонд-Ду, гора 439

Хаконе, вулкан 394
Хамбер-Арм, залив 340
Хамис-Мушайт 109
Ханди, остров 159
Хейс, река 261
Хелен, озеро 297—299, 301, 305
Хералу-Кейс, острова 239, 425
Херринг-Нек 355
Хопдейл 159
Хорсшу, озеро 242, 244, 261
Хуэльмон, гора 439

Центральный массив 320, 321

Чанспорт 355
Чешский массив 320
Чимней-Ков 340
Чрессамуил 213

Шаста, гора 58
Шаста, озеро 384, 385
Шип, остров 355
Шол, озеро 242
Шотландия 19, 22, 28, 36, 38, 39, 46, 47, 54, 57, 60, 65, 66, 71—73, 158, 204—209, 211, 213
Шулдхам, остров 159

Эгг 66
Эгина 58
Эйлеан 213
Этангс 439
Эуа, остров 418—420, 422, 425, 428

Южные Сандвичевы острова 22, 40, 42—45, 72, 420
Южные Шетландские острова 22, 49
Южный Туллингейт, остров 355
Юта, штат 297

Японские острова 420

Именной указатель

Алави-Терани (Alavi-Tehrani) 118
Аллен (Allen) 249, 451
Аллорт (Allaart) 132, 150
Аменд (Amend) 108
Амштуц Amstutz) 119
Андерсон (Anderson) 38, 197
Андреефф (Andreieff) 437
Анхауссер (Anhaeusser) 224
Арамаки (Aramaki) 58
Арана (Arana) 49
Аркулус (Arculus) 416
Армстронг (Armstrong) 148, 199, 296
Арт (Arth) 10, 13—17, 99—104, 109, 115, 123, 125, 126, 128, 144, 145, 154, 158, 176, 184, 186—188, 193, 195, 197, 210, 217—219, 228, 231—234, 249, 296, 300, 303, 304, 312, 314, 316, 317, 319, 330—332, 349, 351, 354, 364, 367, 377, 380, 382, 396, 411—414
Артис Artis) 310

Баадсгаард (Baadsgaard) 149, 158, 162, 175
Багли (Bagley) 75, 427
Баддингтон (Buddington) 64
Банд (Band) 459, 461
Банкс (Banks) 296, 305
Барагар (Baragar) 240, 249—251, 267, 302, 328
Барбери (Barberi) 21
Баркер (Barker) 6, 8, 9, 11—15, 49, 100, 102—104, 108, 109, 122, 125, 144, 145, 147, 158, 176, 186—188, 193, 197, 205, 218, 232—235, 249, 272, 273, 277, 296, 300, 306, 316, 317, 329, 330, 332, 349, 351, 354, 364, 367, 374—376, 379—381, 384, 385, 388, 389, 392, 396, 404, 408, 411—413
Баррабе (Barrabé) 442, 447
Барт (Barth) 330, 366, 371
Бартон (Barton) 158
Батти (Battey) 366
Батчелдер (Batchelder) 394
Бауэр (Bauer) 43, 49, 57, 65, 419, 420, 422, 424, 425
Бейкер (Baker) 42, 449, 452
Бейли (Bailey) 38, 119
Бейтман (Bateman) 138, 146, 367, 397
Беккалува (Beccaluva) 118
Бер (Behr) 320
Бернэм (Burnham) 15, 233, 369
Бертомир (Berthomier) 375
Берч (Birch) 197
Берчфилд (Burchfield) 385
Бёттчер (Boettcher) 324, 325, 333, 334
Бикерман (Bikerman) 73
Бикхауз (Beakhouse) 240, 243, 246, 260, 275, 277, 278, 293
Бирк (Birk) 277, 285, 286, 293
Бисон (Beeson) 319
Бич (Beach) 205, 106
Бланшар (Blanchard) 412, 416
Блоу (Blow) 458
Блэк (Black) 58, 119, 149
Блэкберн (Blackburn) 289
Бойд (Boyd) 38
Бонд (Bond) 240, 243, 260, 262, 264, 277, 278, 282
Борлоу (Barlow) 312
Боттинга (Bottinga) 290, 291
Боттс (Botts) 312
Боуэн (Bowen) 7, 207, 218, 369, 446
Брадерс (Brothers) 419
Брайан (Bryan) 47, 63, 184, 418, 419, 422, 424, 425, 427, 429—431
Брайанд (Briand) 320
Брайден (Briden) 437, 442
Брайер (Briere) 326
Брайни (Bryhni) 321, 330, 334, 335
Браннон (Brannon) 416
Браун (Brown) 30, 47, 248, 249, 265, 328, 369, 370, 435, 449, 451, 467
Брейкс (Breaks) 240, 243, 260, 262, 264, 277, 278, 282
Бриджуотер (Bridgewater) 16, 140, 143, 150, 152, 154, 157, 158, 161, 162, 174, 176, 197, 199, 205, 352
Броди (Brodie) 427
Брукс (Brooks) 16, 106, 107, 111—113, 397, 398
Брунн (Brunn) 118
Буко (Boucot) 384—386
Бума (Buma) 312
Бутренхук (Butrenhuck) 264
Бучи (Bouchy) 334
Буш (Busch) 332
Бэр (Bear) 118

Вайнс (Vines) 329
Валье (Vallier) 397, 398, 400

Ван Бриман (Van Breeman) 107, 109
Ванс (Vance) 408
Вассербург (Zasserburg) 111, 149
Ватра (Vahtra) 371
Вейсс (Weiss) 148
Вернон (Vernon) 333
Вестерман (Westerman) 275, 282, 283, 293
Виела (Viela) 335
Вильюн М. (M. Viljoen) 188, 224, 226—228
Вильюн Р. (R. Viljoen) 188, 224—228, 230
Вильямс (Williams) 49, 339, 341, 342, 345, 355, 357, 358, 370, 371
Винклер (Winkler) 68, 207
Вирго (Virgo) 60
Висванатхан (Viswanathan) 272
Виткинд (Witkind) 58
Вокс (Vokes) 354, 367
Вуд (Wood) 410
Вуден (Wooden) 158, 198
Вудленд (Woodland) 352

Гамильтон (Hamilton) 38, 68, 108, 115, 312, 313, 317, 319, 385, 412, 413
Гангули (Ganguly) 326, 333
Ганкарз (Gancarz) 149
Ганн (Gunn) 435
Гарлик (Garlick) 272, 291
Гасс (Gass) 44, 45, 120
Гаст (Gast) 106
Гастил (Gastil) 138, 146
Гейбелс (Gijbels) 413
Гейл (Gale) 354, 367, 379, 382
Герман (Herrmann) 128, 410, 413
Гибсон (Gibson) 75
Гилберт (Gilbert) 64
Гилл (Gill) 47, 49, 193, 307, 329, 330, 381, 394, 424, 456, 458, 459, 461—465, 467
Гиллули (Gilluli) 396, 408, 409, 415
Гленн (Glenn) 312
Гликсон (Glikson) 158, 184, 188, 191, 218, 267, 351, 354, 364—367
Гобин (Gobin) 334
Голдич (Goldich) 15, 102, 115, 144, 158, 197
Гольдшмидт (Goldschmidt) 5, 7—10, 103, 158, 193, 197, 234, 351, 363, 366, 374, 377, 381, 382
Гонзалес-Ферран (Gonzalez-Ferran) 49
Гортон (Gorton) 456, 464
Госс (Goss) 255
Гоуэр (Gower) 290, 292, 293
Грей (Gray) 198
Грин (Green) 15, 16, 158, 197, 198, 210, 212, 215, 220, 272, 330, 333—335
Грин (Greene) 38, 321, 326
Гроен (Groen) 115
Грутцек (Grutzek) 414
Гудвин (Goodwin) 243, 246, 248, 262, 264, 267
Гудьер (Goodyear) 352
Густавсон (Gustavson) 367

Данган (Dungan) 416
Даффилд (Duffield) 315
Де Вит (De Wit) 326
Дейвис (Davies) 7, 10, 224, 233, 248, 314, 315, 318, 325, 385
Дейвисон (Davison) 240, 243, 244, 261, 267
Дейч (Deutsch) 354
Дели (Daly) 16
Деннен (Dennen) 278, 283
Дёринг (Doering) 313, 379, 389
Джевой (Javoy) 272, 273, 277, 279, 290, 291
Джейкс (Jakes) 20, 58, 193, 307, 378, 381, 394, 424, 459, 461, 467, 468
Джеймисон (Jamieson) 371
Джеймс (James) 68, 412, 413
Джонсон (Johnson) 38, 49, 65, 75
Джоплин (Joplin) 58
Дик (Dick) 148
Диккинсон (Dickinson) 367
Дин (Dean) 357
Додж (Dodge) 146, 367, 394
Донато (Donato) 14, 118
Донау (Dhonau) 342
Доннелли (Donnelly) 435, 451
Достал (Dostal) 329
Друри (Drury) 204—206, 210—214
Дубертрет (Dubertret) 118
Дуган (Dougan) 158
Дуглас (Douglas) 241
Дулан (Doolan) 371
Дюпюи (Dupuy) 320

Е (Jeh) 333
Егер (Jager) 108

Зартман (Zartman) 231, 307, 308
Зелинский (Zielinski) 73, 316, 317
Зоубек (Zoubek) 320

Ибаррола (Ibarrola) 49
Иботсон (Ibbotson) 458
Ивао (Iwao) 118
Инглман (Engleman) 378
Ирвин (Irvine) 240, 249—251, 302, 345
Исидзака (Ishizaka) 329, 396

Йодер (Yoder) 369, 450
Йоханнсен (Johannsen) 363

Кагами (Kagami) 107
Каллинг (Kulling) 375
Калк (Calk) 122, 123
Калон (Calon) 199
Калсбик (Kalsbeek) 147
Камерон (Cameron) 255
Кампбелл (Campbell) 243, 244
Каннон (Cannon) 409
Кармайкл (Carmichael) 38, 56—60, 64, 65, 68
Каротке (Karotke) 325, 334
Каррон (Carron) 388
Карстенс (Carstens) 375, 382
Кацуи (Katsui) 49
Кацура (Katsura) 49
Кей (Kay) 100, 101, 104, 125, 126, 329, 330, 410—412, 427, 465
Кейди (Cady) 305
Кейс (Kays) 281
Келси (Kelsey) 312
Кеннеди (Kennedy) 341
Кеннетт (Kennett) 457

Керри (Currie) 199
Килинк (Kilinc) 264
Кинкель (Kinkel) 384—387, 391, 393, 394
Кистлер (Kistler) 110, 146, 394
Кларк (Clarke) 457
Клейн (Klein) 63
Клейтон (Clayton) 271
Клиффорд (Clifford) 292
Клоккиатти (Clocchiatti) 435, 446, 449
Ко (Coe) 150
Коиш (Coish) 363
Кол (Cole) 279
Колб (Kolbe) 184, 190, 329
Коллели (Collely) 458, 464
Коллерсон (Collerson) 16, 157, 158, 162, 169, 174, 176, 179, 181, 194, 197, 199, 352, 371
Колломб (Collomb) 321
Колман (Coleman) 8, 14, 100, 108, 115, 118, 120, 123, 125—127, 184, 186, 194, 197, 329, 330, 332, 339, 342, 349—351, 354, 364—366, 381, 382, 396, 404, 412, 465
Комо (Comeau) 341
Компстон (Compston) 462, 463, 468
Комптон (Compton) 7, 145, 149, 318
Конди (Condie) 38, 158, 186, 190, 195, 210, 218, 228, 230, 231, 233, 234, 385
Корнпробст (Kornprobst) 325
Костерин (Kosterin) 194
Которн (Kawthorn) 11, 16, 333, 369, 370
Коффран (Coffrant) 326
Крейг (Craig) 271
Крог (Krogh) 248, 266
Крокет (Crocket) 287
Крупичка (Krupicka) 152
Куно (Kuno) 58, 59, 63, 366, 394, 424
Курода (Kuroda) 420

Лакруа (Lacroix) 418, 425, 435, 440, 447, 448
Лальман (Lallemant) 398, 415, 416
Ламберт (Lambert) 16, 143, 152, 158, 162, 188, 189, 194, 196, 216, 351, 367, 413, 415
Ланге (Lange) 320, 321
Ланфир (Lanphere) 108, 115, 314
Лаппин (Lappin) 325
Ларсен (Larsen) 7, 140, 146, 318, 364, 365
Ласнье (Lasnier) 320, 321, 325
Лаудер (Lowder) 56, 58, 59, 65
Лейрелуп (Leyreloup) 158, 320, 322, 325, 330, 335
Ле-Метр (Le Maitre) 21, 30
Лербекмо (Lerbekmo) 64
Лиландам (Leelandam) 174
Линдсли (Lindsley) 64, 424
Липман (Lipman) 21, 38, 64, 73, 108, 115, 306, 314—318
Лозерт (Losert) 320
Лонгстафф (Longstaff) 270, 272, 275, 279, 281—285, 287, 289, 290, 292
Лони (Loney) 38
Лопес-Эскобар (Lopez-Escobar) 329, 331
Лумис (Loomis) 325
Лут (Luth) 207, 218, 464
Льюис (Lewis) 435, 449, 452

Магаритс (Magaritz) 272, 273, 275, 282
Маеда (Mayeda) 271
Майерс (Myers) 133, 138, 143, 147, 161, 198
Майсен (Mysen) 321, 330, 335
Мак-Бирни (McBirney) 49
Мак-Грат (McGrath) 246
Мак-Грегор (McGregor) 16, 132, 137, 138, 143, 149—151, 158, 162, 169, 175, 187, 192, 194, 196, 435, 444, 446
Макдоналд (Macdonald) 49
Мак-Дугалл (McDougall) 123, 461
Мак-Карти (McCarthy) 191
Мак-Кензи (MacKenzie) 20, 148
Мак-Натт (McNutt) 285, 293
Мак-Ритчи (McRitchie) 239, 240, 243, 251—253, 259, 260, 264—266
Малпас (Malpas) 6, 199, 339—342, 345, 348
Мармо (Marmo) 260
Марр (Marr) 251—253
Мартин (Martin) 160, 419
Мартин-Кей (Martin-Kaye) 442
Маршан (Marchand) 320, 325
Матеёвска (Matejowska) 320
Матте (Matte) 335
Маттинсон (Mattinson) 120
Маффлер (Muffler) 38
Мейсон (Mason) 150, 169
Мелсон (Melson) 52, 418, 420, 425, 428
Менерт (Mehnert) 174
Мензис (Menzies) 410, 412, 416
Мервойер (Mervoyer) 435, 446, 449
Меррей (Murray) 267, 385
Мерритт (Merritt) 310, 312
Миллард (Millard) 103, 108, 296, 306, 374, 381, 384, 396
Миллер (Miller) 335, 354
Милуорд (Millward) 219
Минеев 330
Митчелл (Mitchell) 341
Миясиро (Miyashiro) 379, 459, 461
Монтиньи (Montigny) 127, 413
Морган (Morgan) 159, 160
Моттана (Mottana) 321, 328
Мур (Moore) 119, 146, 278, 283
Мурбат (Moorbath) 112, 132, 133, 143, 144, 149, 154, 158, 198, 199, 204, 232, 235, 246, 267
Мурс (Moores) 329
Мьюир (Muir) 468

Нагасава (Nagasawa) 103, 329, 393, 411, 414
Нагл (Nagle) 437
Найкуист (Nyquist) 199
Найт (Knight) 160, 305, 384, 396
Нанс (Nance) 218, 468
Наумов 198
Несбитт (Nesbitt) 193
Никола (Nicolas) 345
Николле (Nicollet) 158, 320—322, 324, 325, 330, 334
Николс (Nicholls) 58, 65
Николсон (Nicholson) 325
Нил (Neil) 308
Нисидзава (Nishizawa) 414
Нобл (Noble) 38, 73
Нокколдс (Nockolds) 240, 241, 249, 349, 451
Ньюэлл (Newell) 296, 300

Оба (Oba) 58
Оверсби (Oversby) 198

О'Коннор (O'Connor) 11, 13, 187, 206, 238, 349, 363, 364, 463
Оллсопп (Allsopp) 225, 233
Оменто (Aumento) 119
Омото (Ohmoto) 279
О'Нил (O'Neil) 271, 279, 290, 291
О'Нионс (O'Nions) 151, 158, 196, 209, 210, 216, 218
Ормосен (Ormaasen) 212
Остервальд (Osterwald) 496
Остуйзен (Oosthuyzen) 227, 233, 234
Офтедаль (Oftedahl) 351, 352, 366
О'Хара (O'Hara) 205, 333, 335

Пайбол (Piboule) 320, 326
Панкхерст (Punkhurst) 132, 143, 149, 151, 158, 196, 209, 210, 216
Папанастассио (Papanastassiou) 111
Парк (Park) 245, 265
Паррот (Parrot) 329
Паттерсон (Patterson) 199
Паулус (Paulus) 241, 252, 253
Пауэлл (Powell) 107
Пейн (Payne) 329, 330, 342, 343, 351, 354, 355, 357, 358, 363
Пеккерилло (Peccerillo) 20, 22, 39, 74, 76, 80
Пенфилд (Penfield) 299, 301
Перри (Perry) 272, 273, 309, 310
Пикок (Peacock) 300
Пиллмор (Pillmor) 8
Питерман (Peterman) 6, 14, 100, 106, 109, 110, 112, 118, 120, 123, 125—127, 146, 147, 158, 177, 184, 186, 194, 197, 205, 309, 319, 329, 330, 339, 349, 351, 354, 364—366, 374—376, 379, 381, 396, 404, 412
Полдерварт (Poldervaart) 7, 318, 364, 365
Понтье (Pontier) 320, 326
Поттер (Potter) 384, 385, 394
Пресс (Press) 179, 181, 371
Простка (Prostka) 21, 396—398, 400, 408
Пул (Pool) 385
Пушкар (Pushkar) 435, 452

Райс (Rice) 458, 464
Рамберг (Ramberg) 265
Рахейм (Raheim) 335
Рей (Rea) 435, 449, 451, 452
Рейниш (Reinisch) 335
Рейнхардт (Reinhardt) 118
Рейт (Raith) 326
Рид (Reed) 108, 231, 307, 308, 319
Риддл (Riddle) 388
Ридли (Ridley) 57, 60
Рикард (Richard) 458, 468, 469
Рингвуд (Ringwood) 15, 158, 219, 220, 326, 334
Риттман (Rittman) 20
Робертс (Roberts) 379, 385
Робертсон (Robertson) 457
Робинсон (Robinson) 38, 57, 59, 63
Робсон (Robson) 435, 440
Родда (Rodda) 458, 459, 461, 464, 468, 469
Роддик (Roddick) 146, 147
Родес (Rhodes) 415
Роджерс (Rodgers) 415
Рона (Rona) 431
Рор-Торп (Rohr-Torp) 375
Росс (Ross) 17, 60
Рубол (Roobol) 435

Сайз (Size) 382
Сакаи (Sakai) 198
Сан (Sun) 113, 193
Саппер (Sapper) 435
Саттон (Sutton) 158, 197
Саундерс (Saunders) 218, 220
Себула (Sebula) 115
Сенешаль (Senechal) 100, 101, 104, 125, 127, 329, 330, 410—412, 465
Серл (Searle) 419
Серре (Serre) 335
Сигердссон (Sigurdsson) 49, 57, 60, 440
Сигинолфи (Sighinolfi) 189, 190, 198
Симмонс (Simmons) 393
Синха (Sinha) 430
Сираки (Shiraki) 342, 420
Скотс (Scoates) 244
Скотт (Scott) 73, 312
Смит (Smith) 58, 123, 146, 147, 160, 312, 341, 345, 408, 409, 435
Смьюинг (Smewing) 120
Снанзинг (Snansieng) 385
Спиттл (Spittle) 334
Спунер (Spooner) 126, 127, 198
Стац (Staatz) 393
Стейгер (Steiger) 108
Стерн (Stern) 219, 296, 300
Стефенсон (Stephenson) 240, 251, 253
Стивенс (Stevens) 339
Стиннетт (Stinnett) 73
Стипп (Stipp) 51
Стоен (Stoen) 459, 461
Сторк (Stork) 456
Стормер (Stormer) 58, 64
Сторре (Storre) 325, 334
Странд (Strand) 375, 385
Стронг (Strong) 326, 329, 335, 341, 342, 351, 354, 356—358, 363, 370
Стьюарт (Stewart) 158, 366
Суббарао (Subbarao) 106
Суонсон (Swanson) 398

Танака (Tanaka) 127, 414
Тарни (Tarney) 16, 189, 193, 204—207
Таттл (Tuttle) 218, 369, 446
Таубенек (Taubeneck) 7
Тауэл (Towel) 210
Тацуми (Tatsumi) 457
Тацумото (Tatsumoto) 113, 199
Тейер (Thayer) 118, 123, 341, 351, 404
Тейлор (Taylor) 20, 22, 39, 74, 76, 80, 127, 140, 143, 184, 190, 218, 271, 272, 275, 276, 281, 282, 284, 285, 288, 290, 292, 329, 409, 459, 461, 464, 468
Тернок (Turnock) 241, 252, 253
Тиба (Tiba) 58
Тилли (Tilley) 369, 450
Тильман (Tillman) 299, 301
Титченер (Titchener) 334
Тсбиш (Tobisch) 342
Токсоз (Toksoz) 370
Томблин (Tomblin) 63, 433, 435, 439, 440, 442, 444, 446—452
Томпсон (Thompson) 335

Торп (Thorpe) 218, 220
Трумен (Truemen) 264
Туре (Touret) 193
Турек (Turek) 248, 255
Тури (Turi) 285

Уайли (Wylie) 367
Уайт (White) 20, 175, 312, 468
Уджике (Ujike) 58
Уи (Ui) 58, 65
Уивер (Weawer) 204, 206
Уилер (Wheeler) 160
Уилкокс (Wilcox) 63
Уилли (Wyllie) 16, 143, 197, 333, 413, 415
Уиллс (Wills) 435, 442, 444, 449
Уилсон (Wilson) 118, 158, 236, 241, 243, 251, 253, 261, 265, 272, 375
Уиндли (Windley) 146, 147, 152, 189, 205
Уитни (Whitney) 412
Уолкер (Walker) 8, 49
Уолтхолл (Walthall) 106
Уолш (Walsh) 330
Уонес (Wones) 64, 312
Уонлесс (Wanless) 248
Уортингтон (Worthington) 457
Уотсон (Watson) 219
Утимидзу (Uchimizu) 61
Уэбер (Weber) 240, 243, 251, 253, 259, 264
Уэйджер (Wager) 328
Уэстеркамп (Westercamp) 435, 444, 447—449

Файзон (Fyson) 245, 265
Файф (Fyfe) 197, 335, 467
Фелпс (Phelps) 396—399
Филд (Field) 212
Филпоттс (Philpotts) 218, 411, 414
Финдли (Findlay) 345
Финк (Fink) 442
Флойд (Floyd) 330
Фогель (Vogel) 320, 321
Фодор (Fodor) 58
Фор (Faure) 106, 107
Форестер (Forester) 282
Форестье (Forestier) 320
Форкейд (Fourcade) 272, 273, 277, 279
Фосли (Foslie) 366
Фрай (Fry) 335
Фрайер (Fryer) 158, 177, 185, 194, 197, 199, 352, 371
Фрей (Frey) 312, 329, 381, 410
Фридберг (Fridberg) 325
Фрит (Frith) 199
Фэрбэрн (Fairbairn) 198
Фэрчайлд (Fairchild) 388

Хайнал (Hajnal) 245, 261
Хайндс (Hinds) 385
Ханкс (Hanks) 197
Хансен (Hansen) 109
Хансон (Hanson) 15, 100—102, 107, 109, 113, 144, 158, 184, 188, 193, 195, 197, 210, 218, 231—234, 303, 312, 317, 330, 331, 351, 367, 381, 413, 414
Хантер (Hunter) 101, 102, 158, 177, 184, 186, 188, 190, 192, 193, 195, 196, 210, 223, 224, 230, 231, 233, 234, 309
Харамура Haramura) 58
Харрис (Harris) 243, 264
Харт (Hart) 16, 106, 107, 111—113, 430
Хаскин (Haskin) 329, 405, 413
Хасти (Hasty) 191
Хатчисон (Hutchison) 146, 147, 342
Хауорт (Howorth) 44
Хаустон (Houston) 239, 267
Хедж (Hedge) 73, 106, 112—115, 158, 393, 435, 452
Хейер (Heier) 189
Хеймлих (Heimlich) 296, 297, 299, 300, 305
Хелз (Helz) 15, 102, 219, 233, 413, 464, 468
Хеминг (Heming) 56, 65, 106, 112
Хендерсон (Henderson) 115, 330
Хенсен (Hensen) 334
Хепуорт (Hepworth) 225
Херли (Hurley) 106
Херст (Hirst) 459
Херст (Hurst) 112, 158, 160, 162
Хертоген (Hertogen) 413
Хетч (Hatch) 174
Хиетанен (Hietanen) 7, 103, 158, 234, 318, 377, 381
Хилдрет (Hildreth) 68, 115
Хилл (Hill) 305
Хиллерт (Hillert) 325
Хиллс (Hills) 408
Химмельберг (Himmelberg) 118, 404
Хиндл (Hindle) 458, 462, 468
Хиндман (Hyndman) 160
Хлое (Chloe) 312
Хокинс (Hawkins) 49
Хокс (Hawkes) 49
Хоксворт (Hawkesworth) 107, 109, 158
Холд (Hald) 61
Холдуэй (Holdway) 326, 333
Холл (Hall) 245, 261, 394
Холланд (Holland) 152, 158, 162, 188, 194, 196, 216, 438
Холлоуэй (Holloway) 15, 194, 198, 233, 367—369
Хоффманн (Hoffmann) 106, 112, 371
Хоц (Hotz) 108, 140, 314, 364, 367
Христиансен (Christiansen) 21, 38
Хьюз (Hughes) 330, 331
Хэйслип (Hayslip) 38

Чадуик (Chadwick) 150
Чаппелл (Chappell) 20, 279, 291
Чейс (Chayes) 424
Чемини (Cheminee) 435, 451
Черный (Ceřný) 122, 123, 408
Черч (Church) 243, 251, 253
Чини (Cheney) 158, 366

Шарберт (Scharbert) 320
Шафер (Shaver) 450
Шварц (Schwarcz) 272, 273, 283—285, 292, 293
Шератон (Sheraton) 158, 188, 191, 205, 206, 211, 212, 351, 354, 363—367
Шерер (Schairer) 449
Ши (Shie) 272, 273, 279, 283
Шиллинг (Schilling) 381
Шмидт (Schmidt) 385, 388, 392
Шнетцлер (Schnetzler) 103, 411, 414

Шор (Shor) 457
Шоу (Shaw) 190, 195, 279, 331, 332, 413
Шпер (Speer) 160
Штрекейзен (Streckeisen) 10, 20, 120, 240, 463
Штюбер (Stueber) 296, 300

Эварт (Ewart) 6, 19, 38, 44, 45, 47, 50, 51, 56—60, 63, 65, 68, 74, 119, 184, 329, 330, 418—420, 422—431
Эдгар (Edgar) 194
Эйгстер (Eugster) 64
Эймер (Eimer) 108
Эйрс (Ayres) 240, 258, 265
Элдер (Elder) 199
Элдерс (Elders) 38
Элерс (Ehlers) 333
Элсмор (Elsmore) 312
Элсшеймер (Elsheimer) 299, 301
Эмелеус (Emeleus) 60, 61
Эмсли (Emslie) 152, 194
Эндрюс (Andrews) 179, 181, 371
Эпстейн (Epstein) 271, 281, 291
Эриксон (Erickson) 330
Эрманович (Ermanovics) 239, 240, 243—245, 247—249, 255—257, 261, 265
Эрнст (Ernst) 335
Эспос (Espos) 299, 301, 308
Эссен (Essene) 335
Эшер (Escher) 133

Ядзима (Jajima) 330, 354, 394
Ян (Jahn) 199
Янаги (Janagi) 329, 396
Ярошевич (Jarosewich) 427

Оглавление

Предисловие редакторов перевода 5
Предисловие. Перевод С. В. Чеснокова 7

Глава 1. Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования. *Ф. Баркер*. Перевод М. К. Суханова 9

Глава 2. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, латитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов. *А. Эварт*. Перевод С. В. Чеснокова . . . 19

Глава 3. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах — их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий. *Дж. Г. Арт*. Перевод М. К. Суханова . .

Глава 4. Изотопный состав стронция в позднеархейских — позднемеловых тоналитах и трондьемитах. *Ц. Е. Питерман*. Перевод М. К. Суханова . . . . . .

Глава 5. Еще раз об океанических плагиогранитах. *Р. Г. Колман и М. М. Донато*. Перевод С. В. Чеснокова 118

Глава 6. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, западная Гренландия. *В. Р. Мак-Грегор*. Перевод С. В. Чеснокова 131

Глава 7. Метаморфическая эволюция раннеархейских тоналитовых и трондьемитовых гнейсов района Саглек, Лабрадор. *К. Д. Коллерсон и Д. Бриджуотер*. Перевод М. К. Суханова 157

Глава 8. Геохимия архейских трондьемитовых и тоналитовых гнейсов Шотландии и восточной Гренландии. *Дж. Тарни, Б. Уивер и С. А. Друри*. Перевод М. К. Суханова . . . 204

Глава 9. Роль тоналитовых и трондьемитовых пород в формировании земной коры Свазиленда и восточного Трансвааля, Южная Африка. *Д. Р. Хантер*. Перевод С. В. Чеснокова 223

Глава 10. Петрохимия и тектоническое положение плутонических пород провинции озера Верхнего в Манитобе. *И. Ф. Эрманович, У. Д. Мак-Ритчи и У. Н. Хаустон*. Перевод М. К. Суханова 239

Глава 11. Геохимия изотопов кислорода архейских гранитоидов. *Ф. Дж. Лонгстафф*. Перевод М. К. Суханова 270

Глава 12. Архейские трондьемиты юго-западной части гор Биг-Хорн, Вайоминг: предварительное сообщение. *Ф. Баркер, Дж. Д. Арт и Х. Т. Миллард*. Перевод М. К. Суханова 296

Глава 13. Четыре серии низкокалиевых кислых пород запада США. *Ф. Баркер, Х. Т. Миллард мл.*.

при участии П. В. Липмана (*Тринити-Алпс*). Перевод М. К. Суханова 306

Глава 14. Петрогенезис высокобарических тронд'емитовых прослоев в эклогитах и амфиболитах южной части Центрального массива, Франция. *К. Николле, А. Лейрелуп и К. Дюпюи.* Перевод С. В. Чеснокова 320

Глава 15. Две контрастирующие тронд'емитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в западном Ньюфаундленде: первое сообщение. *Дж. Малпас.* Перевод С. В. Чеснокова 339

Глава 16. Генезис тронд'емитов Туиллингейт, север центрального Ньюфаундленда: частичное плавление в корнях островной дуги. *Дж. Г. Пейн и Д. Ф. Стронг.* Перевод С. В. Чеснокова 354

Глава 17. Геохимия тронд'емитов из Норвегии и ассоциирующихся с ними пород. *Ф. Баркер и Х. Т. Миллард мл.* Перевод М. К. Суханова 374

Глава 18. Предварительные данные по геологии девонских островодужных вулканических и интрузивных пород, район Уэст-Шаста, Калифорния. *Ф. Баркер, Х. Т. Миллард мл. и Р. Дж. Найт.* Перевод М. К. Суханова 384

Глава 19. Петрология, геохимия и происхождение кварцдиорит-тронд'емитового комплекса Спарта, северо-восточный Орегон. *Д. Фелпс.* Перевод С. В. Чеснокова 396

Глава 20. Низкокалиевые дациты островной дуги Тонга—Кермадек: петрография, химизм и петрогенезис. *У. Б. Брайан.* Перевод С. В. Чеснокова 418

Глава 21. Дациты Малых Антильских островов. *Дж. Ф. Томблин.* Перевод М. К. Суханова 433

Глава 22. Миоценовые низкокалиевые дациты и тронд'емиты островов Фиджи. *Дж. Б. Гилл и А. Л. Сторк.* Перевод С. В. Чеснокова 456

Предметный указатель 471

Указатель географических названий 476

Именной указатель 481

103/2

4049