АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ОСТРОВОВ ЗЕЛЕНОГО МЫСА

Труды, вып. 451

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ

МОСКВА
"НАУКА"
1990

Авторы:

А.О. МАЗАРОВИЧ, Д.И. ФРИХ-ХАР, Л.Н. КОГАРКО, В.И. КОПОРУЛИН, А.В. РИХТЕР, М.А. АХМЕТЬЕВ, Б.П. ЗОЛОТАРЕВ

УДК 551.24+552.3(665.8)

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

TECTONIC AND MAGMATISM OF CAPE VERDE ISLANDS

Transactions, vol. 451

Тектоника и магматизм островов Зеленого Мыса / А.О. Мазарович, Д.И. Фрих-Хар, Л.Н. Когарко и др. (Тр. ГИН; Вып. 451). – М.: Наука, 1990. – 246 с. – ISBN 5-02-002090-7

В монографии приведены сведения по стратиграфии, тектонике, литологии, петрографии и геохимии островов Зеленого Мыса, полученные экспедицией Геологического института АН СССР и нигде ранее не опубликованные. Рассматриваются вопросы истории формирования архипелага и его положение в структуре Восточной Атлантики.

Табл. 39. Ил. 88 + фототабл. I–XVI. Библиогр.: 222 назв.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР *А.Л. Книппер* (главный редактор),
В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц

Рецензенты *А.М. Борсук, Б.П. Золотарев*

The monograph contains the earlier unpublished data on stratigraphy, tectonics, lithology, petrography and geochemistry of Cape Verde Islands obtained by the expedition of Geological Institute of the USSR Academy of Sciences. The volume gives an insight into the history of the archipelago's formation and defines its position in the East Atlantic structure.

Editorial Board:

Corresponding Member of the USSR Academy of Sciences *A.L. Knipper* (Editor-in-Cheef),
V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Dritz

Responsible Editor Academician *Yu.M. Puscharovsky*

1804030000-372
Т——————— 435-90 II полугодие
042(02)-90

ISBN 5-02-002090-7

© Издательство "Наука", 1990

ПРЕДИСЛОВИЕ

Архипелаг островов Зеленого Мыса (Кабо-Верде) (4033 км^2) удален в среднем на 450 км от побережья Западной Африки (14,5–17,5° с.ш. и 22,5–25,5° з.д.). Он состоит из 18 островов, которые традиционно, по отношению к преобладающим ветрам разделены на две цепи – северную (Барлавенту, или Наветренные острова) и южную (Сотавенту, или Подветренные острова). К первой относят острова Санту-Антан, Сан-Висенти, Санта-Лузия, Сан-Николау, Сал и Боавишта. Ко второй – Маю, Сантьягу, Фогу и Брава. Однако по геоморфологическим особенностям они отчетливо разделяются на восточную и западную группы. Для восточных островов (Сал, Маю, Боавишта) характерен пологохолмистый или низкогорный рельеф с отдельными вершинами, высота которых не превышает 500 м. На западных островах, за исключением самых малых по площади, развит горный рельеф с большими перепадами высот и отметками до 1700 м и более. Наиболее высокая точка архипелага (2829 м) расположена на о-ве Фогу. Основные физико-географические параметры островов приводятся в табл. 1.

Первые сведения по геологии островов Зеленого Мыса, по-видимому, принадлежат Ч. Дарвину, который посетил о-в Сантьягу и небольшой островок Санта Мария в бухте Прая в 1832 г. Он обратил внимание на вулканическое происхождение архипелага и на большую роль вертикальных движений, которые сформировали острова. В 1896 г. была опубликована работа Д. фон Джоу, посвященная петрографическому изучению некоторых пород о-ва Сан-Висенти.

В дальнейшем изучении архипелага можно выделить три периода: начало века – середина 40-х годов; середина 40-х – середина 70-х годов; середина 70-х годов – настоящее время.

Первый период характеризовался отдельными исследованиями в основном стратиграфического и петрографического характера. Их проводили Дж. Фриедлендер [Friedländer, 1913], А. Хенниг и Х. Эрмент [Erment, 1936] и некоторые другие западноевропейские геологи. В частности, на о-ве Маю [Stahlecker, 1935] был описан разрез неокома и высказано представление о глубоководности (минимум 2000 м) карбонатных пород. В целом к концу 30-х годов были установлены существенные черты строения архипелага и выдвинуто предположение [Штауб, 1938], что он представляет собой фрагмент средиземноморских цепей, резко отклоненный внутренним Северо-Атлантическим массивом. Несколько позже Г. Штилле [1964] считал, что в фундаменте островов можно видеть варисцийские складки, аналогичные марокканским.

Второй период привел к пониманию главных закономерностей геологического строения островов. В это время была проведена крупномасштабная геологическая съемка (1 : 50 000) всей территории, которая сопровождалась отдельными тематическими исследованиями, прежде всего геохимическими, петрографическими и стратиграфическими [De Assuncao et al., 1968; Bebiano, Soares, 1952; Burri, 1960; Dillon, Sougy, 1974; Klerkx, De Paepe, 1976; Klerkx et al., 1974; Mitchell-Thome, 1976; Serralheiro et al., 1974; Torres, Soares, 1946].

Изучение изотопов Sr в магматических породах [Klerkx et al., 1974] привело к выводу о невозможности их образования за счет переработки континентальной коры. Соответственно под островами предполагалось существование океанического фундамента.

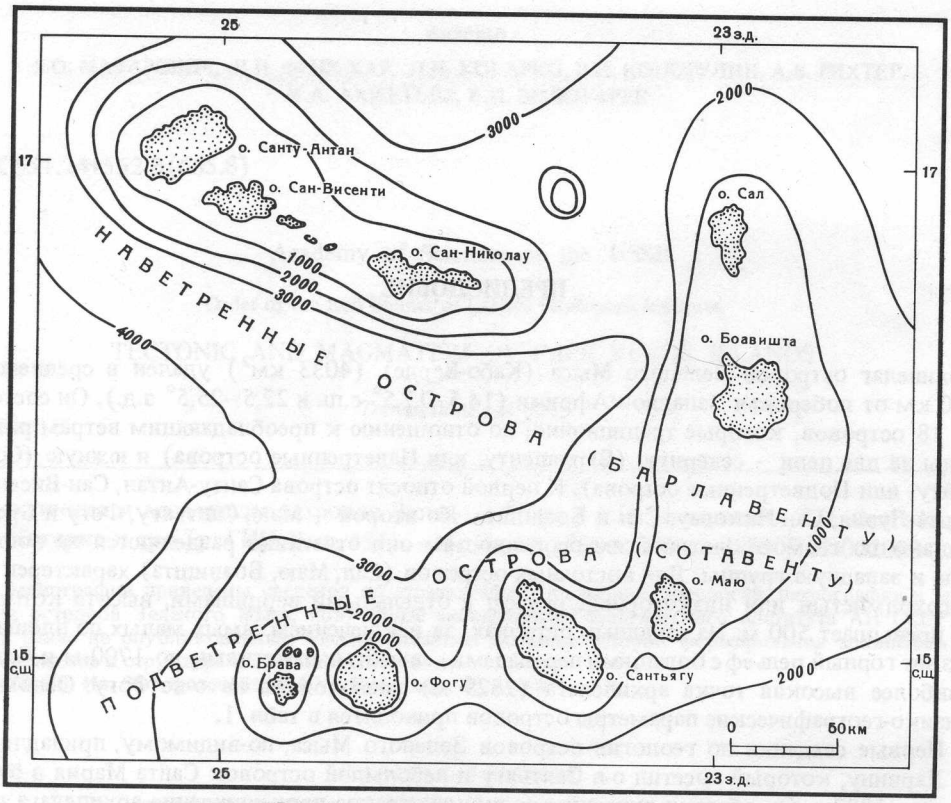


Рис. 1. Архипелаг островов Зеленого Мыса

При этом формирование наиболее древних лав о-ва Маю связывалось с условиями срединно-океанического хребта. Несколько позже [Klerkx, De Paepe, 1976] было подсчитано, что нефелиновые магмы острова выплавлялись при давлении 18–37 кбар, т.е. на глубине 70–100 км.

Параллельно с этими исследованиями начались попытки [Dillon, Sougy, 1974] широкой корреляции геологических событий в Восточной Атлантике. Было отмечено большое сходство в развитии архипелагов островов Зеленого Мыса и Канарских, а также совпадение во времени эпохи щелочного магматизма (средний миоцен) на островах Зеленого Мыса и в районе г. Дакара (Сенегал).

Важным событием в изучении архипелага явились определения радиометрического возраста пород (K-Ar метод) [Grünau et al., 1975], которые показали, что главная фаза магматизма на о-ве Маю имеет место между эоценом и средним миоценом и что развитые здесь гипабиссальные породы сформировались в раннем–среднем миоцене.

Многие выводы, полученные во второй период изучения, были суммированы в сводной работе [Mitchell-Thomé, 1976], которая опиралась прежде всего на данные геологической съемки, проведенной португальцами. В монографии приведены данные по геофизическим полям, сделаны подсчеты подъема морских террас за четвертичное время и последовательно описаны основные особенности геологического строения всех, даже самых небольших, островов. Автор выделил систему ортогональных разрывов, проходящих по линиям о-в Санту-Антан – о-в Боавишта, о-в Сан-Николау – пролив между островами Фогу и Брава, о-в Сал – о-в Маю. Формирование о-ва Маю связывалось с внедрением эссекситовой интрузии, определившей наклоны мезозойских образований, которые, по сути, являлись провесами кровли. Одновременно с этим советские авторы выдвинули идею о том, что возвышенность Зеленого Мыса заключена внутри двух

Таблица 1

Основные характеристики наиболее крупных островов Зеленого Мыса (см. рис. 1) [Mitchell-Thome, 1976]

Остров	Площадь, км^2	Высочайшая вершина и ее отметка, м	Протяженность		Подъем, м*
			В–З	С–Ю	
Санту-Антан	779	Топе де Коноа, 1979	42,7	23,9	4
Сан-Висенти	227	Верде, 774	24,2	16,2	70
Санта-Лузия	135	Топонья, 395	12,4	5,3	52
Сан-Николау	343	Гордо, 1304	44,4	22,0	250
Сал	216	Гранде, 406	11,8	29,7	105
Боавишта	620	Эштансия, 390	30,8	28,9	150
Маю	269	Пенозо, 436	16,3	24,1	265
Сантьягу	991	Пику Антониа, 1392	28,8	54,9	168
Фогу	476	Пику, 2829	23,9	26,3	114
Брава	64	Фонтаньаш, 976	9,3	10,5	235
Разу	7	Рибейра Ладзао, 164	3,6	2,8	18
Ильеу-Бранку	3	Топе де Берка, 327	4,0	1,3	?
Ильеу-Гранди	2	Гранде, 96	1,9	2,4	52
Сима	1,2	Ильеу, 77	2,4	0,7	?

* За четвертичное время.

крупных разломов, направленных под углом друг к другу. "В районе их сближения и выступают на поверхность две гряды вулканических островов" [Кленова, Лавров, 1975, с. 327].

На этот же период времени приходится интенсивное изучение геолого-геофизических особенностей акватории, окружающей острова Зеленого Мыса (глубинное сейсмозондирование, гравиметрические исследования и т.д.). Были установлены мощности земной коры региона и осадочного чехла [Dash et al., 1976]. Все эти данные были сведены в обстоятельной работе [Uchupi et al., 1976].

Третий период изучения островов и их обрамления отличается углубленным исследованием петролого-геохимических особенностей отдельных групп пород, переосмысливанием разных сторон геологии о-ва Маю, привлечением современных дистанционных геофизических методов.

В течение этого времени работы сконцентрировались в основном на изучении о-ва Маю. Было отмечено [Stillman et al., 1982; Robertson, Bernoulli, 1982], что образование острова совпало со становлением купола толеитовых базальтов юрского времени, в который внедрился интрузивный дифференцированный комплекс. Впервые были установлены надвиги на востоке острова и отмечено, что их становление, а также внедрение даек и силлов нескольких генераций произошли до начала неогенового магматизма. Последний связывается с резким воздыманием купола, при этом вулканизм имел направленный характер от низкощелочного до щелочного. Была пересмотрена также стратиграфия острова и его тектоника. Остров рассматривался как крупная антиклиналь, осложненная мелкими складками и субширотными левыми сдвигами и взбросами, формирование которых обусловлено "внутриплитным сжатием" [Bellion, Guiraud, 1982]. Большое значение сыграли K-Ar датировки пород о-ва Маю [Mitchell et al., 1983], которые позволили детализировать историю вулканизма.

К 80-м годам были также изложены новые представления о строении о-ва Сантьягу [Silva et al., 1979(1980)]. Здесь был выделен комплекс существенно калиевых базанитов, перекрытый покровами менее щелочных базанитов и анкарамитов с пачками конгломератов, брекчий и пирокластических образований.

Ряд работ был посвящен геофизическим характеристикам участков океанического дна, прилегающих к архипелагу. В первую очередь необходимо упомянуть крупную сводку, посвященную геологии континентальной окраины Северо-Западной Африки [Geology..., 1982], к которой мы впоследствии не раз будем обращаться. По результатам палеомагнитных исследований [Storetvedt, 1981] было установлено широкое распространение процессов перемагничивания и омоложения абсолютных датировок в древних породах под воздействием позднетретичного вулканизма. Анализ возмущений геоида [Jung, Rabinowitz, 1986; Turcotte, Harris, 1984] показал относительное возвышение остаточного геоида и уточнение литосферы под архипелагом. Были определены также основные характеристики аномалий теплового потока [Courtney, White, 1986] и проведены расчеты некоторых эпицентров землетрясений.

Акватории, прилегающие к архипелагу островов Зеленого Мыса, изучали и советские геологи, которые получили новые данные по геоморфологии прилегающих глубоководных котловин [Руденко, 1986; Евсюков, 1986], а также геолого-геофизические характеристики [Дибнер и др., 1984; Удинцев и др., 1977]. Кроме того, научно-исследовательское судно Геологического института АН СССР "Академик Николай Страхов" западнее и юго-западнее архипелага осуществило драгирование островных склонов [Строение..., 1989; Вулканические..., 1989]. На Тектонической карте мира [1984] поднятие Зеленого Мыса трактовалось как вулканическое сооружение олигоцен-миоценового возраста, расположенное у континентального подножия Африки.

Приведенный краткий обзор истории изучения архипелага островов Зеленого Мыса показывает, что эта территория вызывала интерес у геологов разных специальностей и разных стран. Внимание уделялось прежде всего вещественному составу пород, и эти работы были проведены разными методами практически на всех островах, хотя и с разной степенью детальности. Значительно хуже изучены стратиграфия, литология и тектоника архипелага. Остается много вопросов, связанных с внутренним строением большинства выделенных подразделений геологического разреза, с их соотношениями как во времени, так и в пространстве. Фактически не описана структура архипелага, мало исследовано его тектоническое положение, нет достаточно цельной картины его геологической истории.

Все это привело Геологический институт АН СССР к необходимости организации комплексной геологической экспедиции, которая и работала на островах Зеленого Мыса в течение трех полевых сезонов (1982–1986 гг.). Экспедиция действовала в рамках национального проекта "Литос" комплексной программы "Мировой океан", возглавляемого академиком Ю.М. Пущаровским, который являлся и научным руководителем экспедиции. Цель проекта – изучение вещественного состава и строения земной коры океанов. Начальником экспедиции был кандидат геолого-минералогических наук А.О. Мазарович.

Время, которым располагала экспедиция, распределялось следующим образом.

1. Декабрь 1982 г. – февраль 1983 г. – рекогносцировочные работы на островах Маю, Фогу, Сал, Сантьягу. Участники работ: М.А. Ахметьев, Б.П. Золотарев, В.И. Копорулин, А.О. Мазарович (ГИН АН СССР), Д.И. Фрих-Хар (ИГЕМ АН СССР).

2. Январь–март 1984 г. – работы на островах Маю, Сан-Висенти, Сал, Сантьягу. Рекогносцировочная поездка на о-в Санту-Антан. Участники работ: М.А. Ахметьев, В.И. Копорулин, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер (ГИН АН СССР), Д.И. Фрих-Хар (ИГЕМ АН СССР).

3. Декабрь 1985 г. – март 1986 г. – работы на островах Сан-Висенти, Сан-Николау, Сантьягу, Сал. Рекогносцировочная поездка на о-в Боавишта. Участники работ: Л.Н. Когарко (ГЕОХИ АН СССР), В.И. Копорулин, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер (ГИН АН СССР), Д.И. Фрих-Хар (ИГЕМ АН СССР).

В результате работ экспедиции были подробно изучены некоторые районы о-ва Сантьягу, острова Сал, Маю, Сан-Николау и Сан-Висенти. Материал по о-ву Брава был получен Л.Н. Когарко в ходе 9-го рейса нис "Академик Борис Петров" в 1988 г.

Настоящая монография написана в основном по собственным материалам экспедиции, но также с широким использованием доступных литературных источников. Ее главная задача – осветить основные особенности геологического строения и развития архипелага островов Зеленого Мыса.

Дирекция Геологического института АН СССР и авторы монографии выражают глубокую признательность правительственным органам Республики Кабо-Верде за любезное разрешение работать на территории страны, а также Национальному институту технологических исследований и в особенности его президенту Ж. Кериду за возможность работы с имеющимися в институте картографическим материалом и аэрофотоснимками островов Сан-Висенти и Сал и за предоставленный экспедиции автотранспорт. Мы благодарны также сотрудникам института А. Кериду и А. Ферейра за проведение экскурсий на островах Фогу, Маю и Сантьягу и помощь в организации работ.

Большую помощь в обработке палеонтологического материала оказали И.А. Михайлова, В.А. Крашенинников, Н.И. Шульгина, С.В. Попов, М.С. Месежников, А.А. Соловьев, О.В. Амитров и И.К. Гончарова, которым мы выражаем нашу признательность.

В заключение необходимо подчеркнуть, что исследования были бы невозможны без всесторонней помощи сотрудников Посольства СССР в Республике Кабо-Верде и Государственного комитета Совета Министров СССР по внешнеэкономическим связям.

* * *

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

Amp	– амфибол	*Mgt*	– магнетит	*K*	– агрегаты различных кристаллов
Anrt	– анортоклаз	*Me*	– мелилит		
Ap	– апатит	*Ne*	– нефелин	Р.м.	– рудные минералы
Bi	– биотит	*Ol*	– оливин	C_1	– содержание элементов в хондрите
CC	– карбонат	*Opx*	– ортопироксен		
Chlr	– хлорофеит	*Or*	– ортоклаз	C_0	– содержание элементов в примитивной мантии
Cpx	– клинопироксен	*Pl*	– плагиоклаз		
Di	– диопсид	*Px*	– пироксен		
Fo	– форстерит	*QFM*	– буфер кварц–фаялит–магнетит	fO_2	– фугитивность кислорода
Fsp	– полевой шпат				
Gaun	– гаюин	*San*	– санидин	*Kd*	– коэффициент распределения
Gr	– гранат	*Sm*	– сментит		
Gl	– стекло	*Sp*	– шпинель	L_1	– силикатный расплав
Ks	– кальсилит	*Sph*	– сфен	L_2	– солевой расплав
Kst	– керсутит	*V*	– газ	*t*	– температура

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОСТРОВОВ ЗЕЛЕНОГО МЫСА

Острова Зеленого Мыса расположены в пределах обширного поднятия океанического дна, которое оконтуривается изобатой 4500 м (рис. 2) и четко выделяется на радарных картах, составленных по данным ИСЗ. По изобате 2500 м подводная часть архипелага разделяется на три группы поднятий, увенчанных островами: северо-западную (Санту-Антан – Сан-Николау), восточную (Сал – Сантьягу) и юго-западную (Фогу – Брава). Изобата 3500 м оконтуривает цоколь этих трех групп островов [General ..., 1982]

Северо-восточнее архипелага расположено плато Зеленого Мыса с минимальными глубинами 2950 м. Оно отделено от континентального подножия Африки субмеридиональным понижением дна с глубинами до 3100 м. Осадочный чехол плато [Lancelot et al., 1978] представлен параллельно-слоистой геофизической средой, периклинально падающей под небольшими углами от центра плато. Бурение, проведенное с б/с "Гломар Челленджер" (скв. 368), показало, что нижняя часть вскрытого разреза слагается [Lancelot, Seibold et al., 1977] альб-туронскими черными глинистыми сланцами (50 м), которые надстраиваются верхнемеловыми–палеогеновыми алевролитами с прослоями кремней и порцелланитов (700 м). На самые верхи эоцена – олигоцен приходится перерыв в осадконакоплении. Разрез завершается миоцен-голоценовыми наннофоссиловыми и кремнистыми илами мощностью 250 м. В нижнем–среднем миоцене установлены пеплы и цеолиты.

Глубинное сейсмопрофилирование показало [Storetvedt, 1987], что скважина не достигла акустического фундамента, а общая мощность осадков составляет 4–5 км. При бурении нижней части разреза были вскрыты силлы оливиновых диабазов с возрастом 19 млн лет. В связи с этим многочисленные отражающие площадки внутри осадочного чехла плато Зеленого Мыса были интерпретированы как тела магматических пород, внедрившихся в среднем миоцене и обусловивших куполовидную форму плато.

Восточнее архипелага сосредоточено большое количество подводных гор (Сеньор, Боавишта, Кабо-Верде, Маю, Жоал и др.), вершины которых расположены на глубинах 80–2500 м [General ..., 1982; Geology ..., 1982]. Их происхождение, видимо, обусловлено вулканической деятельностью, протекавшей синхронно с внедрением упомянутых силлов или несколько позже. Работы, проведенные на горе Сеньор, которая расположена в 50 км к северо-востоку от о-ва Сал, показали [Дибнер и др., 1984], что ее подножие лежит на глубине 3500 м, а вершина – на 302 м. По данным непрерывного сейсмического профилирования, все слои осадочного чехла прорываются породами акустического фундамента. Это привело к выводу, что гора Сеньор представляет собой батолит. К миоценовым интрузиям [Wissmann, 1982] были отнесены образования хребта Бафоулабе, вытянутого вдоль 16° с.ш., и ряд диапировых структур, известных в районе бурения скв. 368. Было отмечено, что здесь же развит неровный акустический фундамент в отличие от более восточных частей плато, где диапировые тела не установлены.

Глубинное сейсмозондирование [Wissmann, 1982] восточнее плато Зеленого Мыса показало значительную (до 9000–10 000 км) мощность осадков (v_n = 1,5 км/с) между плато и континентальным склоном Африки до примерно 20° з.д. Западнее она сокращается до 1500–2000 м. В этом же направлении появляется слой со скоростями 6,2 км/с, который интерпретировался как слой 2 океанической коры, измененный неогеновыми

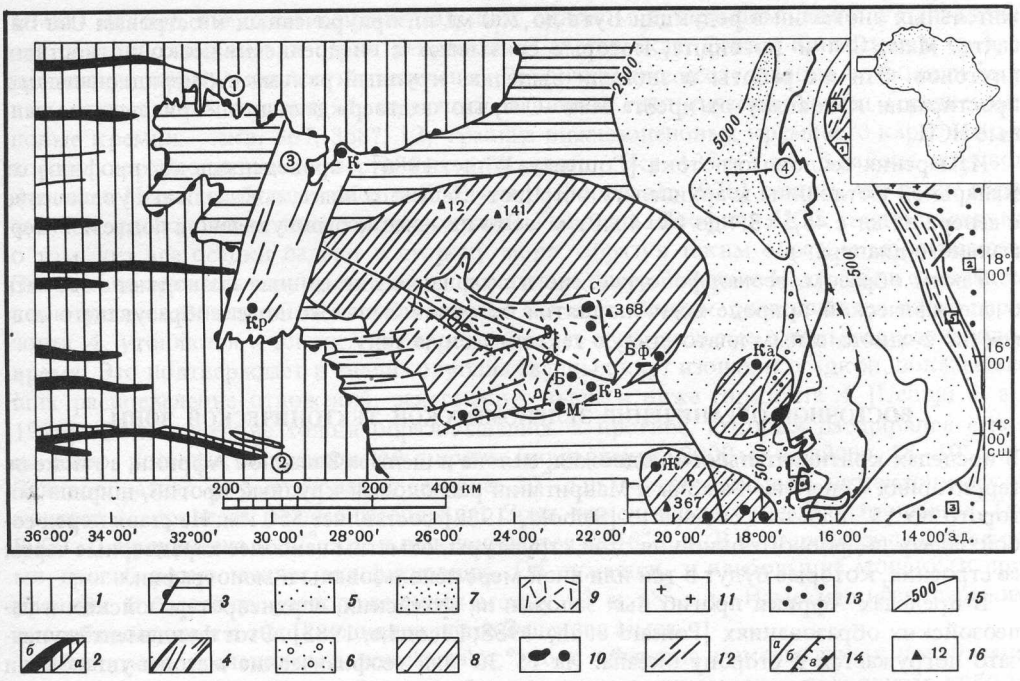


Рис. 2. Схема основных структурных элементов района островов Зеленого Мыса (на врезке – местоположение схемы)

1 – абиссальные котловины; *2* – трансформные разломы: *а* – поперечные хребты, *б* – глубоководные депрессии; *3–10* – структурные элементы переходной зоны: *3* – континентальное подножие (граница проведена по изобате 5000 м), *4* – зона разломов Крылова, *5* – периафриканский прогиб, *6, 7* – области максимальных опусканий (*6* – до среднего эоцена, *7* – после среднего эоцена), *8, 9* – области магматической активности (*8* – среднего миоцена, *9* – четвертичного возраста), *10* – в океане: подводные горы (Кр – Крылова, К – Кейн, М – Маю, Б – Боавишта, С – Сеньор, Кв – Кабо Верде, Бф – Бафоулабе, Ж – Жоал, Ка – Каяр), на суше: зона магматической активности в районе Дакара; *11–13* – структуры домезозойского возраста: *11* – щит, *12* – зоны складчатости, *13* – наложенные впадины; *14* – разломы: *а* – субвертикальные, *б* – взбросы и сбросы, *в* – в фундаменте Сенегальской впадины; *15* – изопахиты, м; *16* – скважины глубоководного бурения и их номера

Цифры в кружках – разломы: 1 – Кейн, 2 – Зеленого Мыса, 3 – Крылова, 4 – палео-Кейн; цифры в квадратах: 1 – поднятие Регибат, 2, 3 – впадины (2 – Тиндоуф, 3 – Бове), 4, 5 – мавританиды (4 – Южного Марокко, 5 – Сенегала и Мавритании)

интрузиями. Слой со скоростями 7,3 км/с был интерпретирован как метаморфизованный интрузиями эквивалент слоя 6,3–6,6 км/с (см. далее), установленный под архипелагом. Поверхность М (8,5 км/с) под плато Зеленого Мыса расположена на глубине 16 км.

Аналогичные работы [Dash et al., 1976], проведенные западнее, в акватории вокруг архипелага, показали, что здесь присутствуют слои со скоростями (в км/с): 3,1–3,2 ("осадки"), 4,4–4,8 ("базальтовые пиллоу-лавы"), 6,3 ("типично габбровые породы"), 8,1 ("Мохо"). Было установлено, что хребет Сал–Маю связан с зонами разломов, а западные острова залегают на коре мощностью 16–17 км.

Здесь же было проведено [Dash et al., 1976] непрерывное сейсмическое профилирование, которое выявило ступенчатое погружение акустического фундамента на восток от хребта Сал–Маю. Подобная картина выявлена и к югу от о-ва Сан-Николау, где ширина зоны опусканий достигает 28 км. Около островов Фогу–Сантьягу предполагается существование крупных оползневых блоков. Общая мощность осадков в акватории, окруженной островами, изменяется от 1900 до 2400 м. Здесь же были установлены две диапировые структуры.

Гравитационные исследования [Mitchell-Thomé, 1976] свидетельствуют о ряде поло-

жительных аномалий в редукции Буге до 250 мГал, приуроченных к островам Сан-Висенти, Маю, Сал и Боавишта, которые связывают с внедрением высокоплотностных плутонов. Эти же работы позволили выделить крупный разлом субмеридионального простирания к востоку от хребта Маю–Сал, что подтверждают вышеприведенные данные НСП.

Измерения теплового потока [Courtney, White, 1986], проведенные по профилю от Канарской котловины к архипелагу островов Зеленого Мыса, показали его увеличение с севера на юг с 45,5±3,4 до 61±4 мВт/м^2. Это изменение было увязано с подъемом термального диапира.

Таким образом, геоморфологические и геофизические данные позволяют говорить о специфической природе всего поднятия островов Зеленого Мыса, образующего совместно с одноименным плато единую тектоническую зону.

ВОСТОЧНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ЗЕЛЕНОМЫССКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

В пределах континентального подножия, склона и шельфа Западной Африки, а также на территориях Сенегала, Гамбии и Мавритании расположен крупный прогиб, ширина которого по 15° с.ш. на континенте [Seibold, 1982] составляет 550 км. Не ставя перед собой задачу подробного описания этой структуры, отметим наиболее характерные черты ее строения, которые будут в той или иной мере использованы в монографии.

В пределах Африки прогиб был заложен на архейских, верхнепротерозойских и палеозойских образованиях [Ponsard et al., 1988; Lecorche, 1983]. Этот фундамент ступенчато погружается в сторону океана. На 15° 30′ з.д. геофизические методы установили крупную зону субмеридиональных разломов [Roussel, Liger, 1983; Ritz, 1984], западнее которых происходит увеличение амплитуды ступенчатых разломов и резкое погружение фундамента. Разрез послепалеозойских образований изучен в основном по скважинам [Jansa, Wiedmann, 1982; Wissmann, 1982]. Его вскрытое основание слагается верхнеюрскими известняками (мощность 760 м), формировавшимися в мелководных условиях. Валанжин-аптские отложения (500–1300 м) представлены в западной части впадины доломитовыми известняками, калькаренитами, в восточной – песчаниками и алевролитами. Такой характер осадконакопления сохранялся до раннего альба. В позднем альбе – раннем сеномане формировались кварциты, песчаники и доломиты с последующим накоплением в позднем сеномане – туроне алевролитов с планктонной микрофауной общей мощностью до 2200 м. Позже, вплоть до эоценового времени, в условиях интенсивного опускания была образована мощная толща главным образом терригенных образований. Палеогеновые породы залегают на меловых с несогласием. Палеоцен (50–300 м) представлен карбонатными толщами, нижний эоцен (500 м) – известняками, алевролитами с кремнями. Он перекрыт с несогласием среднеэоценовыми известняками (200 м). Верхний эоцен (100 м) сложен известняками и алевролитами, которые сменяются к востоку белыми и черными кремнистыми алевролитами. Олигоцен (150 м) известен только на западе впадины и слагается известняками, которые перекрыты миоценовыми песчаниками и пестрыми алевролитами континентального и морского происхождения.

Общее опускание происходило на фоне локальных подъемов, как например, это имело место в районе Дакара (зона поднятий Ндиасс). Здесь же впоследствии протекали миоценовые, а затем и плейстоценовые вулканические процессы.

В целом установлено [Jansa, Wiedmann, 1982], что активная седиментация, обусловленная погружением фундамента, началась в Сенегальской впадине с мелового времени. В результате было накоплено около 7000 м мезозойских пород и 1500 м кайнозойских (из них 1200 м палеогеновых). Отмечаются две трансгрессии (палеоцен-эоценовая и средне-позднемиоценовая), первая из которых достигала восточных районов Сенегала.

Мезозойские и кайнозойские осадочные породы известны и в акватории [Uchupi et al., 1976]. Они достигают максимальной мощности (как отмечалось выше, до

10 000 м) под внешним континентальным склоном и шельфом. Было установлено, что осадки отлагались в серии депрессий (Сенегальская, Северо-Канарская и др.), в пределах которых мощности увеличены. Геофизические исследования позволили выявить отражающий горизонт *A*, имеющий различный геологический смысл (среднеэоценовые кремни – скв. 367, 368?, 12; граница нижнеэоценовых кремнисто-карбонатных пород и верхнеолигоцен-четвертичных отложений – скв. 135 и т.д.). В районе островов Зеленого Мыса мы будем вслед за Е. Учупи [Uchupi et al., 1976] считать, что выше горизонта *A* расположены послесреднеэоценовые породы. Профили НСП свидетельствуют о том, что все осадки падают в сторону моря, образуя таким образом моноклиналь. Эта закономерность нарушается северо-восточнее плато Зеленого Мыса, где в осадочном чехле установлена пологая антиклинальная складка. Осадки, отлагавшиеся после горизонта *A*, утоняются к плато, что свидетельствует о его подъеме в постсреднеэоценовое время. Это подтверждает и анализ опубликованных карт изопахит осадков, показывающих распределение отложений, залегающих выше и ниже горизонта *A* [Uchupi et al., 1976]. Более древние толщи образовывались в прогибе, который расширялся с юга на север, достигая максимальной ширины (по изопахите 2000 м) в районе 18–19° с.ш. Заливообразная форма изопахит севернее 20° с.ш. может указывать на тектонический контроль процесса осадконакопления. Зона максимального осадконакопления (до 8000 м) приурочена к 17° з.д. и выклинивается на 18° с.ш. В постсреднеэоценовое время прогиб резко меняет конфигурацию. Он сужается, и наибольшие мощности приурочены к бассейну, расположенному между 23 и 18° с.ш. Намечающийся пережим прогиба совпадает с зоной поднятия плато Зеленого Мыса.

Магнитные исследования показывают, что с областью максимальных погружений совпадает западная граница спокойного магнитного поля, которая проводится либо по 21° з.д. [Seibold, 1982], либо по 19° з.д. [Linden Van der, 1981]. Западнее ее и расположены острова Зеленого Мыса.

Таким образом, структура зоны перехода от континента к океану в районе Сенегала выражена крупной флексурой, развивавшейся над рядом конседиментационных разломов. Структура формировалась с мелового до олигоценового времени. Позже, в миоцене и в четвертичный период, в районе Дакара и плато Зеленого Мыса она была осложнена магматическими процессами, а севернее и южнее широты Дакара также соляными диапирами.

Из всего сказанного вытекает вывод, что граница восточной части миоценового поднятия островов Зеленого Мыса может быть условно проведена по изопахите 2000 м к западу от Сенегальско-Мавританского осадочного прогиба.

ЗАПАДНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ЗЕЛЕНОМЫССКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Западнее архипелага океанское дно полого погружается до глубин 5000 м. Вместе с тем рисунок изобат [General ..., 1982] с глубины 4500 м свидетельствует, видимо, об изменении характера строения дна в районе 29° з.д.[1] Западнее геоморфологический рисунок дна усложняется, представляя собой район сложного чередования депрессий и поднятий, имеющих между 29 и 31° з.д. северо-северо-восточное (30–40°) простирание. Западнее этой зоны морфоструктуры имеют в основном субширотное простирание. Между 29 и 31° з.д. установлены подводные горы, наиболее крупной из которых является гора Крылова. Она исследовалась в 1-м рейсе нис "Академик Николай Страхов" (1985 г.).

Результаты НСП, любезно предоставленные В.И. Падучих, и данные драгировок [Вулканические ..., 1989] показывают, что гора Крылова представляет собой выступ акустического фундамента, сложенный гидротермально измененными базальтами и гиалокластитами, которые можно отнести к формациям слабо развитых вулканических поднятий на абиссальных плитах, что резко отличает их от пород, известных на остро-

[1] Здесь и далее по широте 18° с.ш.

вах Зеленого Мыса. Совместно с базальтами и туфами были подняты известняки среднего миоцена, среднего–верхнего олигоцена и маастрихта (?).

Гора Крылова вытянута в субширотном направлении. Однако в пределах исследованного участка дна установлен ряд уступов акустического фундамента иного, северо-восточного простирания. Северо-западнее горы они образуют два грабена различной ширины, выполненные горизонтально залегающими осадками мощностью до 300 м. У северного подножия горы Крылова отчетливо видно увеличение угла залегания осадочного чехла. Юго-восточнее горы установлено два уступа северо-северо-восточного простирания, по которым акустический фундамент ступенчато опущен. Осадочный чехол залегает здесь в целом моноклинально с падением к юго-востоку. По геофизическим данным, его низы слабо дислоцированы. Не исключено присутствие в районе диапироподобных тел, которые могут иметь вулканогенную природу. Все полученные данные позволяют интерпретировать гору Крылова как вулканическую постройку.

Таким образом, существование сложно построенной зоны океанического дна между 29 и 31° з.д. с хорошо выраженными грабенами и уступами акустического фундамента позволяет говорить о крупной зоне (ширина до 200 км и более) разломов сбросового (?) характера. Установленный тектонический элемент, который будет именоваться ниже зоной разломов Крылова, был сформирован до накопления осадочного чехла и, по всей видимости, может быть принят с известными оговорками за западную границу распространения щелочных пород островов Зеленого Мыса.

В пределах зоны разломов Крылова, южнее разлома Кейн, расположена гора Кейн (21°09′ С, 28°02′ З) [Lowrie et al., 1978], которая возвышается на 1700 м над дном и представляет собой пик, покрытый осадками. Общий рельеф определяется серией хребтов и депрессией северо-восточного простирания. Мощность осадков в регионе составляет 400–500 м.

СЕВЕРНОЕ И ЮЖНОЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ЗЕЛЕНОМЫССКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Восточнее горы Кейн в 20-м рейсе нис "Академик Курчатов" были проведены сейсмические исследования методом преломленных волн [Удинцев и др., 1977] по профилю, ориентированному с севера на юг (примерно по 30° з.д.). Здесь верхняя часть разреза сложена неконсолидированными (75–100 м), а нижняя – консолидированными (1300–2300 м – 3,8 км/с) осадками. Последние перекрывают "базальтовый" слой (6,6 км/с) мощностью 3000 м. Был отмечен уступ, на котором выходят породы слоя 2 (3,8 км/с).

Примерно в эти районы прослеживается зона разломов Кейн, которая практически не выражена в рельефе восточнее 31° з.д. Геофизические данные [Wissmann, 1982] показывают, что продолжением этой структуры может быть зона нарушений, установленная на континентальном склоне Африки и трассируемая в пределах Мавритании зонами гравитационных минимумов субширотного простирания. Очевидно, что отсутствие геофизического слоя со скоростями 6,6 км/с, характерного для поднятия островов Зеленого Мыса в пределах Канарской котловины, позволяет считать разлом Кейн северным ограничением поднятия.

Скважины DSDP (J12 и J14) [Hayes, Pimm et al., 1972], пробуренные на северном склоне поднятия островов Зеленого Мыса, вскрыли сокращенные (218 и 298 м соответственно) разрезы кайнозойских илов. В скв. 12 плиоценовые фораминиферовые илы лежат с перерывом на эоценовых измененных туфогенных породах. Скв. 141 была заложена на диапировой структуре, которая была интерпретирована как интрузивное образование, не прорывающее отражающего горизонта А [Hayes, Pimm et al., 1972].

Юго-западнее архипелага, в зоне перехода от поднятия Зеленого Мыса к глубоководной котловине, в 1986 г. были проведены [Строение..., 1989] работы 3-го рейса нис "Академик Николай Страхов". С помощью методов непрерывного сейсмического профилирования, эхолотирования и драгировок был изучен выступ, ориентированный в субширотном направлении. Здесь было установлено два гребня, с которых были подняты

базальты, сходные как с океаническими толеитами, так и со щелочно-базальтовой серией, а также кристаллолитовитрокластические туфы. Мощность осадочного чехла увеличивается в сторону абиссальной котловины от 400–500 до 1000 м.

Еще юго-западнее был расположен полигон (13° 30′–14° 10′ с.ш.; 29° 50′–30° 20′ з.д.) [Строение..., 1989], в пределах которого по сложному рельефу акустического фундамента прослеживается разлом Зеленого Мыса. Здесь изучался узкий гребень, не покрытый осадками, разделяющий две депрессии, заполненные отложениями мощностью 200–300 м. В центральной части указанной площади вдоль 30° з.д. была прослежена ложбина, в районе которой происходит изменение простираний всех форм рельефа акустического фундамента. Отметим, что именно сюда трассируются наиболее восточные разломы зоны разломов Крылова.

Из этого района были драгированы неизмененные эффузивы, которые относятся к обедненному *N*-типу толеитовых базальтов, и измененные лейкократовые базальты.

Материалы, полученные в 31-м рейсе нис "Академик Келдыш" [Евсюков, 1986], позволили сделать вывод о резком изменении простираний с северо-западных на субширотные в районе 14° с.ш. Здесь же была установлена подводная гора высотой до 1500 м.

Таким образом, представляется, что за южную границу поднятия Зеленого Мыса можно принять серию разрывных нарушений (разлом Зеленого Мыса), которые, отклоняясь к юго-востоку, трассируются в район 12° 30′ с.ш. Южнее располагается скв. 367, пробуренная на глубине 4748 м [Lancelot, Seibold et al., 1977]. Бурение было остановлено (1153 м) в базальтах, которые относятся к абиссальным толеитам или толеитам Исландии и Гавайских островов. Они были приняты за кровлю позднеюрского океанского фундамента. Вместе с тем в них были обнаружены включения перекристаллизованных осадков [Storetvedt, 1987]. Профили МОВ ОГТ позволили установить хорошо стратифицированную геофизическую среду ниже забоя скважины. Таким образом, общая мощность осадков в районе 2–3 км. Определения абсолютного возраста (K-Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методы) дали цифры 100–90 млн лет. Все вышеуказанные данные позволили интерпретировать базальты как силл сеноманского возраста, внедрившийся в верхнеюрские отложения [Storetvedt, 1987].

Нижние части разреза (скв. 367) представлены верхнеюрскими красными аргиллитизированными известняками, которые перекрываются нижнемеловыми тонкослоистыми мраморами и светло-серыми известняками общей мощностью около 200 м. Эти породы сходны с отложениями толщи Морро (о-в Маю) (см. главу вторую). Разрез надстраивается баррем-нижнеаптскими пестрыми алевролитами (80 м), выше которых расположены верхнеапт-сеноманские черные глины (180 м). Более верхние части разреза представлены верхнемеловыми–палеогеновыми (?) пестрыми кремнистыми илами (270 м), эоценовыми цеолитовыми глинами с прослоями песчаников и пеплов. После олигоценового перерыва происходило отложение миоцен-плейстоценовых илов (90 м).

Вышеизложенный материал, как представляется, свидетельствует о том, что между 14 и 17° с.ш. Восточной Атлантики в течение мезозойско-кайнозойского времени была заложена своеобразная тектоническая зона. Она представляет собой сложное поднятие, образованное сочетанием наземных вулканических извержений, интрузивной и субвулканической деятельности, а также тектонических процессов внутри блока литосферы, ограниченного крупными субширотными разломами. В абсолютных значениях аномалии геоида достигают [Turcotte, Harris, 1984] здесь 6–7 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРХИПЕЛАГА ОСТРОВОВ ЗЕЛЕНОГО МЫСА

Между 12 и 34° с.ш. западнее Африки расположена бóльшая часть островов Атлантического океана, причем самое южное положение занимает архипелаг островов Зеленого Мыса. В его пределах вскрыт наиболее полный разрез, охватывающий возрастной интервал от поздней юры до современности. Как было показано в Предисловии, архипелаг изучали многие специалисты различных стран, однако монографическое описание геологии этого района отсутствует. В настоящей главе приведены все основные результаты, полученные во время экспедиционных работ на территории Республики Кабо-Верде, – о геоморфологических особенностях большинства островов, их геологическом строении и истории формирования.

Все породы островов, включая дайки, силлы, некки, интрузивные, экструзивные и осадочные образования, на основе сведений об их относительном геологическом возрасте объединены в комплексы. Комплекс рассматривается как ассоциация магматических образований разных уровней глубинности (приповерхностный, субвулканический и т.п.) и их производных, а также осадочных отложений, образованных в течение того или иного историко-геологического этапа и занимающих определенное структурное положение. Такое описание представляется оправданным, так как позволяет прослеживать во времени все многообразие событий в пределах архипелага. Кроме того, выделенные комплексы пород открывают возможность широкой корреляции с другими островами и поднятиями в океане, окружающими участками океанского дна и прилегающими районами Африки.

ОСТРОВ САН-ВИСЕНТИ

Краткий очерк геоморфологии и истории изучения

Остров Сан-Висенти (см. табл. 1) расположен (см. рис. 1) в группе Наветренных островов. Его центральная часть представляет собой котловину с пологохолмистыми формами рельефа. Здесь сосредоточены выходы габбро-сиенитового интрузивного массива, вскрыты многочисленные подводящие каналы эруптивных аппаратов, эффузивные и пирокластические образования, дайковые рои и поля дайково-силловых переплетений, экструзии. Центральная котловина окружена высокими куэстами, сложенными слоистыми толщами эффузивных и пирокластических образований, пронизанных силлами и дайковыми роями. Куэсты переходят через зоны холмистого рельефа в центральную котловину и периклинально погружаются в сторону океана, вдоль побережья которого протягивается прерывистая полоса обрывов. Система долин северо-западного и северо-восточного простираний несколько усложняет эту картину.

Основные данные по геологии о-ва Сан-Висенти были получены португальскими исследователями, которые предложили приводимую ниже последовательность залегания комплексов пород [Serralheiro, 1968]. К наиболее древним (палеоген – средний миоцен) образованиям были отнесены некоторые базальты, интрузивные породы (эссекситы, габбро, ийолиты, мельтейгиты, сиениты), брекчии, фонолиты и карбонатиты "древнего эруптивного центра". Эти образования перекрыты верхнемиоценовыми

терригенными морскими отложениями, выше которых после перерыва залегают потоки лав и пирокластические породы комплекса горы Верде. К четвертичным образованиям острова были отнесены вулканические конусы, а также аллювиально-пролювиальные, эоловые и делювиальные отложения. Отмечались дайки долеритов, тешенитов и лампрофиров. Фрагменты геологических схем разного масштаба были опубликованы [Mitchell-Thomé, 1976].

Основные комплексы пород

Проведенные нами детальные геологические работы позволили существенно уточнить представления о геологическом строении острова – выделить основные комплексы пород, их относительные возрастные соотношения и распределение на площади, что позволило создать новую геологическую схему строения острова.

В строении острова выделяются следующие комплексы пород (от древних к молодым; табл. 2, рис. 3, 4): 1 – эффузивный (толеитового состава), 2 – интрузивный (габбро-сиенитовый), 3 – эффузивно-агломератовый (субщелочного базальтового лампрофирового состава), 4 – интрузивно-эффузивный (пикритового, пикробазальтового, фонолитового и лампрофирового состава), 5 – агломератовый (смешанного состава), 6 – эффузивно-экструзивный (фонолитового, карбонатитового и меланефелинитового состава), 7 – неовулканический (субщелочные оливиновые базальты современных шлаковых конусов, морские и эоловые отложения).

Эффузивный комплекс (комплекс Жулида) представлен толеитовыми базальтами, которые установлены в небольшом выходе на северном склоне горы Жулида, где они залегают под агломератами в скринах между дайками и силлами лампрофиров. Это преимущественно афировые, миндалекаменные пиллоу-лавы. Возраст их неизвестен. Предполагается, что базальты являются вмещающими породами для габбро-сиенитового массива (хотя непосредственные контакты между ними "залечены" дайками), поскольку вблизи пиллоу-лав распространены характерные для эндоконтактов относительно мелкозернистые разности пород интрузивного массива.

Интрузивный комплекс (комплекс Минделу) (см. рис. 2). Породы этого комплекса слагают основную часть котловины, расположенной в центре острова. Они представлены крупнозернистыми пироксенитами, оливиновыми габбро, габбро-сиенитами, нефелиновыми сиенитами. Массив имеет в современной структуре тектонические контакты, и лишь на юго-западе он перекрыт дресвяником и туфоконгломератами, в которых широко представлены обломки пород данного комплекса. Для пород массива характерна субгоризонтальная расслоенность, выраженная в приуроченности к нижним его частям меланократовых разностей, а к верхним лейкократовых (нефелиновые сиениты и сиениты). Последние преимущественно распространены на северо-западе массива, где, по-видимому, выходят его апикальные части. Мощность отдельных "слоев" 2–6 м. Переход от меланократовых пород к сиенитам осуществляется как постепенно, через промежуточные разности, так и по резким границам, но без зон закалки. Кроме того, в массиве отмечаются участки с тонкой вертикальной полосчатостью – ритмичным чередованием средне- и крупнозернистых меланократовых и лейкократовых габбро (иногда с фельдшпатоидами), прослеживающихся на сотни метров. Однако известны случаи и быстрого (первые метры) исчезновения полосчатости, которая иногда образует складчатые структуры. Статистически преобладают северо-западные простирания вертикальной полосчатости под азимутом 300–320°, значительно реже встречаются северо-восточные – под азимутом 60°.

Для пород с субвертикальной полосчатостью характерны переходы к порфировидным разностям. В их составе есть керсутит, калиевый полевой шпат, титан-авгит, т.е. минералы, установленные в породах эффузивного комплекса. Эти породы массива рассматриваются как относительно молодые образования (по сравнению с полого расслоенными крупнозернистыми разностями), сформированные синхронно с нижними частями эффузивных толщ главной вулканической постройки острова. К сожалению,

Таблица 2

Фазы становления, комплексы пород и уровни их образования о-ва Сан-Висенти

Фаза становления	Комплекс	Уровень образования			
		поверхностный (подводный и наземный)	приповерхностный	субвулканический (гипабиссальный)	глубинный
Периферических шлаковых конусов	Неовулканический (Саламанса)	Шлаковые конусы, потоки субщелочных оливиновых базальтов, морские и эоловые отложения		Дайки (?)	
Посткальдерных тел	Эффузивно-экструзивный (Кавалу)	Потоки карбонатитов, фонолитов, меланефелинитов, пикритов	Жерла, экструзии карбонатитов, фонолитов, меланефелинитов	Дайки, силлы, штоки карбонатитов, фонолитов, меланефелинитов	
Кальдеры	Агломератовый (Шао де Мадейрал)	Пачка агломератов, коррелятная образованию центральной кальдеры		Дайки, лампрофиров, фонолитов	
Главной вулканической постройки	Интрузивно-эффузивный (Сан-Висенти)	Покровы базальтов, пикробазальтов, меланефелинитов с локальным проявлением мелафонолитов			Расслоенный массив габбросиенитов и ийолитов
	Эффузивно-агломератовый	Эффузивно-агломератовая толща фонолит-карбонатит-лампрофирового и щелочно-базальтового состава	Массив лампрофиров	Дайки, силлы лампрофиров, в меньшем количестве щелочных базальтов, фонолитов, карбонатитов	
Цоколя	Интрузивный (Минделу)				Массив пироксенит-якупирангит-габбросиенитов, горнблендитов
	Эффузивный (Жулида)	Толща толеитовых лав			

мы не смогли разделить на карте разновозрастные части массива, показанного как однородное тело.

Габбро-сиенитовый массив прорван многочисленными дайками и силлами (рис. 5), причем на отдельных участках пересечения дайковых роев и полей силлово-дайковых переплетений породы массива присутствуют лишь в виде небольших скринов. При этом дайки, представленные в основном лампрофирами, карбонатитоидами, реже обогащенными летучими компонентами аналогами более молодых эффузивов, прорывают как крупнозернистые, так и порфировидные породы, что свидетельствует о внедрении по крайней мере части из них после того, как весь массив занял свое современное протрузивное положение.

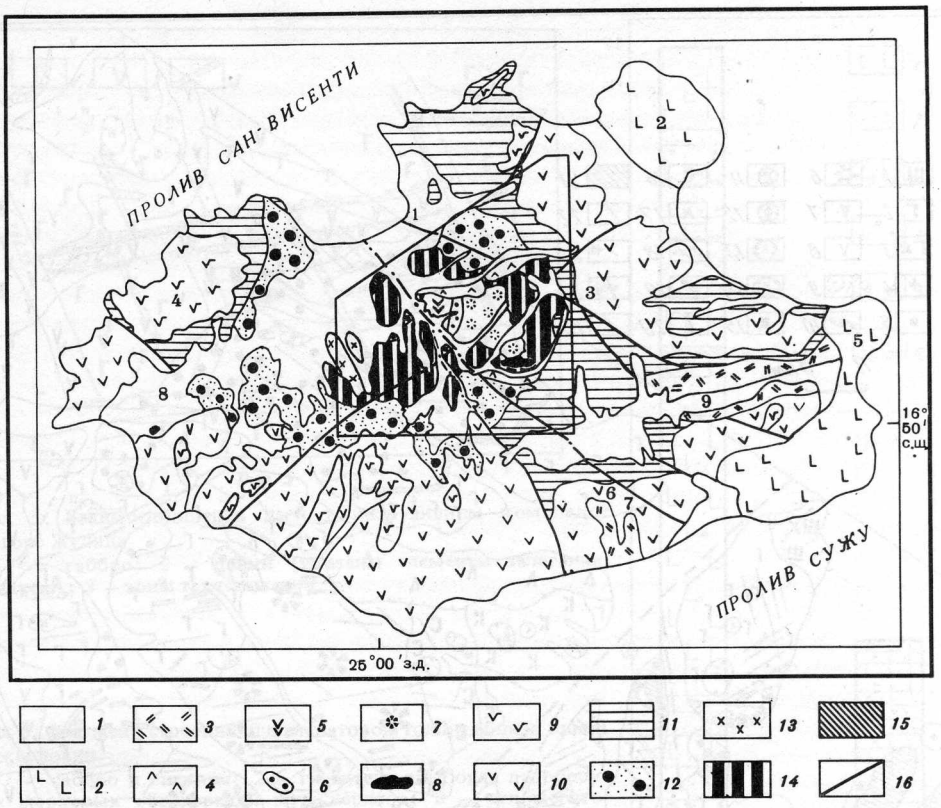


Рис. 3. Геологическая схема о-ва Сан-Висенти

1 — новейшие отложения (пролювиально-коллювиальные, эоловые и т.п.); *2–15* — комплексы: *2* — неовулканический Саламанса (субщелочные оливиновые базальты), *3* — агломератовый (Шао де Мадейрал), *4–8* — эффузивно-экструзивный (*4* — потоки пикритов, *5* — потоки и туфы карбонатитов, *6* — субвулканические тела карбонатитоидов, *7* — массив субвулканических тел лампрофиров, *8* — фонолиты), *9–11* — интрузивно-эффузивный — стратифицированные образования (*9* — субщелочные оливиновые базальты, *10* — фельдшпатитоидные пикриты, *11* — субщелочные оливиновые базальты), *12* — агломератовый, *13, 14* — интрузивный (*13* — сиениты, *14* — габбро), *15* — эффузивный; *16* — разломы. Оконтурено местоположение рис. 4

Цифрами обозначено: 1 — г. Минделу; 2–7 — горы: 2 — Саламанса, 3 — Верде, 4 — Фатейша, 5 — Кальяу, 6 — Мадейрал, 7 — Квемада; 8, 9 — долины рек: 8 — Шао де Сан Педро, 9 — Шао де Мадейрал

Эффузивно-агломератовый комплекс распространен как в пределах центральной депрессии острова, так и по ее периферии. Он слагает основание разреза стратовулкана о-ва Сан-Висенти. В его составе выделены толща агломератовых туфов, субвулканические и жерловые образования.

Толща агломератовых туфов (100–150 м) представлена массивными агломератовыми туфами, осадочной брекчией и лавами субщелочных базальтов. Слоистость проявляется лишь вблизи жерловин, а также в верхних частях разреза, в которых присутствуют потоки лав базальтов.

Основание толщи вскрыто на юге центральной котловины, к северу от горы Топе де Кайша. Агломератотовые туфы и осадочные брекчии стратиграфически несогласно залегают на породах габбро-сиенитового интрузивного массива через слой дресвяника, состоящего из выветрелых пород массива. Агломераты и осадочная брекчия содержат крупные глыбы и слабоокатанные валуны габброидов, габбро-сиенитов и сиенитов размером до 1,5 м и выполняют неровности расчлененного палеорельефа. Вместе с тем отмечается закономерное уменьшение зернистости пород массива в направлении к южному контакту его с агломератовой толщей. На остальной территории острова она имеет

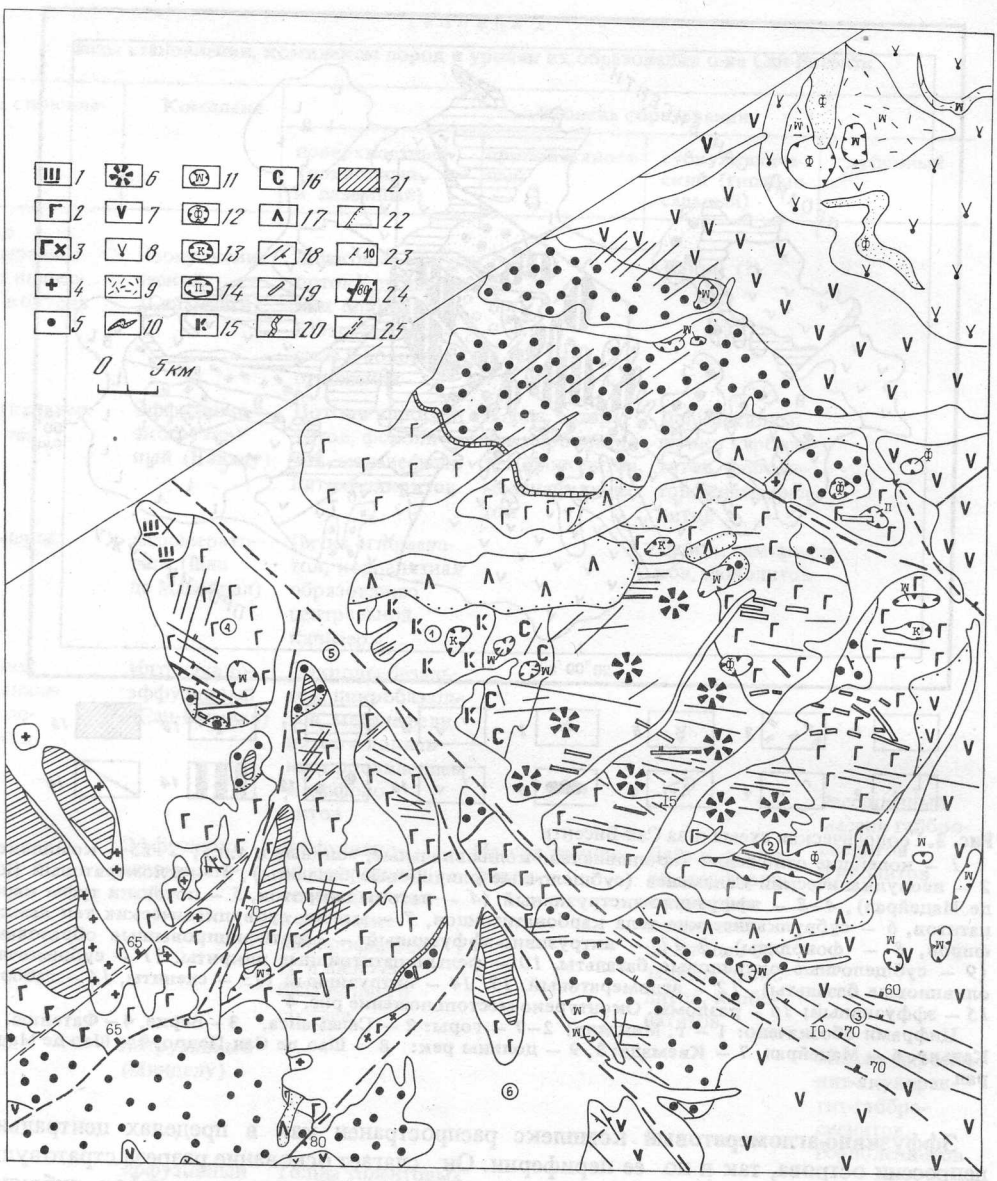


Рис. 4. Геологическая схема центральной части о-ва Сан-Висенти (местоположение района см. на рис. 3)

1–17 – комплексы: *1* – эффузивный (толеитовые базальты); *2–4* – интрузивный: *2* – габбро, *3* – габбро-сиениты, *4* – сиениты; *5, 6* – эффузивно-агломератовый: *5* – агломератовые туфы, *6* – массив субвулканических тел лампрофирового состава; *7–10* – эффузивный: *7* – щелочные оливиновые базальты, *8* – оливиновые меланефелиниты и фельдшпатоидные пикриты, *9, 10* – вулканические постройки второго порядка (*9* – мелафонолитов, *10* – фонолитов); *11–17* – эффузивно-экструзивный: *11–14* – жерловые образования и экструзии (*11* – нефелинитов, *12* – фенолитов, *13* – карбонатитов, *14* – фельдшпатоидных пикритов), *15* – потоки и туфы карбонатитов, *16* – субвулканические тела карбонатитоидов, *17* – потоки фельдшпатоидных пикритов. *18, 19* – отдельные дайки и дайковые рои (бергштрихи указывают направление падения): *18* – лампрофиры, субщелочные оливиновые базальты, меланефелиниты, пикриты, фонолиты; *19* – карбонатиты. *20, 21* – силлы нефелинитов: *20* – не отпрепарированные эрозией; *21* – отпрепарированные. *22* – границы несогласные. *23* – элементы залегания, градусы. *24* – разломные зоны и падение сместителя. *25* – зоны трещиноватости.

Цифры в кружках: 1–4 – горы: 1 – Тарафещ, 2 – Кавалу, 3 – Круш де Мадейрал, 4 – Жулида; 5, 6 – реки: 5 – Жулиао, 6 – Куррал де Сан Жоао

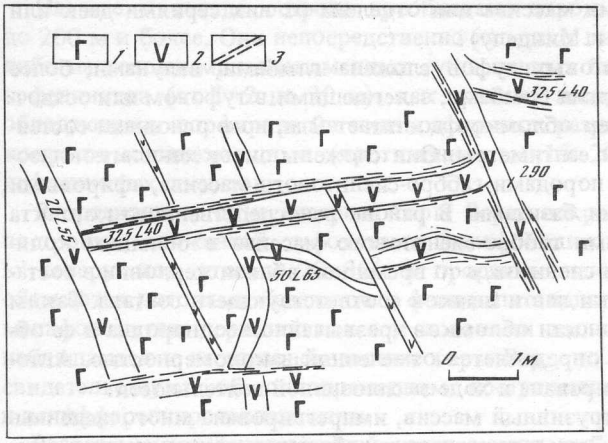


Рис. 5

Рис. 5. Взаимоотношения даек в интрузивном комплексе на горе Жулида

1 — габбро; *2* — дайки (указаны элементы залегания, градусы); *3* — зоны тектонизации

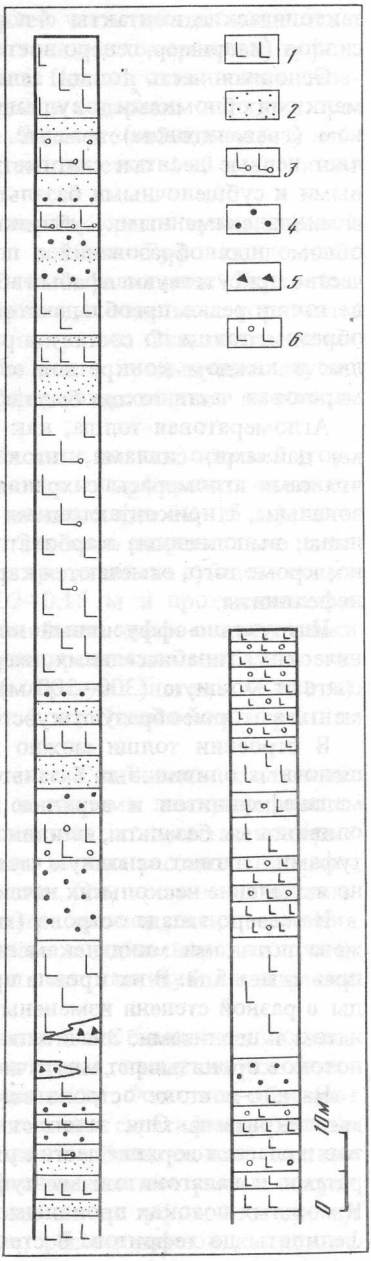


Рис. 7

Рис. 6. Фрагмент строения агломератовой толщи вблизи одной из жерловин

1 — габбро и сиениты; *2* — гигантско-глыбовая лавобрекчия жерловых образований муджиеритов; *3* — агломератовые туфы с обломками миндалекаменных лав муджиеритов; *4* — агломератовые туфы и осадочные брекчии с многочисленными обломками пород массива и вулканическими бомбами муджиеритов; *5* — пестрые мелкообломочные туфы; *6* — дайки и силлы (с указанием азимута падения или простирания, градусы); *7* — разрывные нарушения и элементы их залегания, градусы; *8* — литологическая граница и элементы ее залегания, градусы

Рис. 7. Строение верхней (меланефелинитовой) части разреза эффузивной толщи главной вулканической постройки о-ва Сан-Висенти (гора Верде). Левая колонка надстраивает правую

1 — массивные меланефелиниты; *2* — туфы; *3* — миндалекаменные меланефелиниты; *4* — агломератовые туфы; *5* — лавобрекчии и шлаки; *6* — пористые лавы

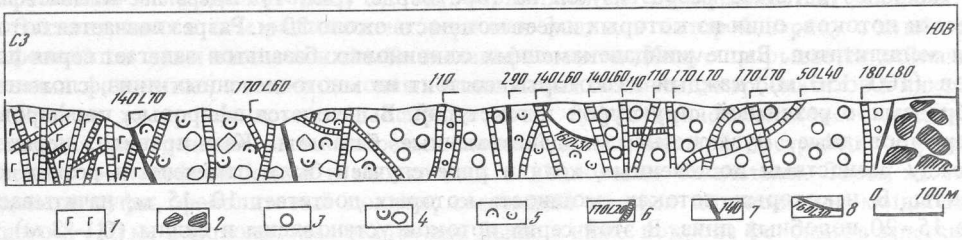


Рис. 6

тектонические контакты с породами массива или отделена от них сериями даек или силлов (например, северо-восточнее г. Минделу).

Основная часть толщи агломератовых туфов сложена глыбами, валунами, более мелкими обломками и вулканическими бомбами, залегающими в туфовом или осадочном (гравелитовом) цементе. Размер обломков достигает 2 м, но в основном составляет первые десятки сантиметров и сантиметры. Они сложены пироксен-плагиоклазовыми и субщелочными базальтами, породами габбро-сиенитового массива, афировыми и миндалекаменными субщелочными базитами. В районе непосредственного контакта обломочных образований с породами габбро-сиенитового массива в большом количестве присутствуют глыбы габбро и сиенитов, в то время как вблизи жерловин в составе толщи резко преобладают обломки лав и шлаков соответствующего состава. Таким образом, толща по составу и размерности обломков чрезвычайно неоднородна и ее облик в каждом конкретном случае определяется отмеченной закономерностью. Агломератовая часть толщи была сформирована в ходе эксплозивной деятельности.

Агломератовая толща, как и интрузивный массив, импрегнирована многочисленными дайками, силлами, штоками. Эти тела зачастую образуют такую густую сеть, что сами агломераты сохраняются лишь в редких скринах (рис. 6). Дайки при этом зональны, с приконтактовыми зонами закалки. Во многих из них наблюдаются миндалины, выполненные карбонатом и цеолитами. Среди даек преобладают лампрофиры, но, кроме того, отмечаются карбонатитоиды, карбонатиты, реже базальты и оливиновые нефелиниты.

Интрузивно-эффузивный комплекс (комплекс Сан-Висенти) состоит из субвулканических, гипабиссальных, жерловых и стратифицированных образований. Последние слагают мощную (300–500 м) толщу главной стратовулканической постройки, фрагменты которой образуют куэсты по периферии острова.

В строении толщи можно выделить три части: нижнюю – преимущественно субщелочных оливиновых базальтов, среднюю – фельдшпатоидных пикритов, оливиновых меланефелинитов и верхнюю – субщелочных оливиновых базальтов. Субщелочные оливиновые базальты, оливиновые меланефелиниты, чередующиеся с агломератовыми туфами, слагают основную часть разреза. На различных участках в его строении возможно выделение нескольких пачек, не выдержанных по простиранию.

На северо-западе острова (горы Вигия и Фатейша) нижняя часть толщи (100 м) сложена потоками миндалекаменных лав субщелочных базальтов. Мощность потоков не превышает 5 м. В их кровле присутствуют преимущественно пористые разности. Породы в разной степени изменены вторичными процессами, миндалины выполнены карбонатом и цеолитами. Значительно тектонизированную пачку миндалекаменных лавовых потоков пронизывают многочисленные дайки и силлы.

На юго-востоке острова вскрыта средняя часть толщи, сложенная фельдшпатоидными пикритами. Они залегают выше миндалекаменных щелочных оливиновых базальтов и слагают верхние части куэст. Фельдшпатоидные пикриты переслаиваются с агломератами и палагонитовыми туфами и образуют потоки мощностью от 3–5 до 30 м. В мощных потоках проявлена дифференциация от пикритов через оливиновые меланефелиниты до тефритов. В строении этой части разреза встречаются прослои фонолитовых туфов.

Наиболее детально разрез изучен на горе Верде (рис. 7). Здесь насчитывается до десяти потоков, один из которых имеет мощность около 30 м. Разрез венчается потоками мелилититов. Выше миндалекаменных оливиновых базальтов залегает серия потоков (100–150 м), каждый из которых состоит из многочисленных линз, сложенных породами с различной структурой и текстурой. Выделяются афировые, порфировые, порфировидные, пузыристые, миндалекаменные базальты. Как правило, переходы между разностями постепенные, хотя в ряде случаев были отмечены и резкие контакты. В некоторых потоках, мощность которых достигает 10–15 м, начитывается до 15–20 подобных линз. В этой серии потоков установлены и силлы (0,1–3 м), отличающиеся от них только наличием эндоконтактовых стекловатых зон закалки.

На юге и западе острова преобладают породы средней части толщи мощностью до 200 м и более. Они непосредственно налегают либо на толщу агломератовых туфов, либо на потоки миндалекаменных субщелочных базальтов. Потоки оливиновых меланефелинитов (от 1–2 до 20 м), как правило, неоднородны и содержат наряду с преобладающими порфировыми линзы афировых разностей. Здесь же наблюдаются и лейкократовые маломощные (протяженностью 15–20 см, мощностью 1–3 см) линзы нефелиновых сиенитов.

В эрозионном окне севернее горы Верде вскрыто северное крыло вулканической постройки, сложенной туфолавами мелафонолитового состава. Туфолавы падают к северу под углами 20–30° и прорваны некком меланефелинитов. Постройка обтекается потоками базальтов и фельдшпатоидных пикритов, а отдельные горизонты мелафонолитов переслаиваются с потоками щелочных пикритов. Эти соотношения наблюдаются и на западном склоне горы Верде и, так же как в предыдущем случае, свидетельствуют об одновременном поступлении дифференцированных щелочных и недифференцированных магм.

Разрезы стратифицированной части комплекса Сан-Висенти на юге острова (гора Топе де Кайша) венчаются потоками субщелочных афировых и порфировых оливиновых базальтов. Порфировые разности образуют более мощные (до 10–15 м) тела. Внутри их есть линзы афировых пород близкого состава. Эта часть разреза также насыщена силлами нескольких генераций, первая из которых представлена субщелочными базальтами с оливином и пироксеном, мощностью 0,02–0,15 м и протяженностью в первые десятки метров. При этом по простиранию мощность силлов практически не изменяется. Силлы второй генерации слагаются оливин-пироксеновыми базальтами неравномерной мощности (в среднем до 0,4–0,5 м). Они образуют системы (8–10 м) четковидных прерывистых тел протяженностью до 3,5–4 м. Отмечаются переходы силлов в дайки.

Общая мощность стратифицированных пород комплекса Сан-Висенти составляет 500–600 м. Нижние части разреза прорваны дайками и силлами лампрофирового, фонолитового, пикробазальтового, меланефелинитового состава, количество которых вверх сокращается. Большинство этих даек, по-видимому, можно рассматривать как подводящую систему для извержений, формирующих толщи. Они прорывают не только эффузивную толщу, но и массив, расположенный в центре ареалов распространения ее пород. Такое положение массива, его минералогическое подобие породам толщи (титан-авгит, нефелин, керсутит) позволяют рассматривать его как глубинную фацию вулканизма, формирующего эффузивную толщу.

В комплексе Сан-Висенти наряду с субщелочными оливиновыми базальтами и оливиновыми меланефелинитами, образующими монотонные покровы, присутствуют фонолиты, карбонатиты и карбонатитоиды – породы-дифференциаты. Фонолиты образуют экструзии, силлы, дайки, потоки, а также пирокластические стратифицированные образования. Карбонатиты и тонкозернистые полосчатые карбонатитоиды слагают штоки и дайки. Дифференциаты образуют небольшие вулканические постройки, вскрытые в эрозионных окнах среди толщи щелочных базальтоидов и их туфов, с которыми и переслаиваются в разрезах. В частности, в постройке, расположенной к востоку от горы Бранка, на площади около 1 км^2 отпрепарирован конус, сложенный туфами и туфолавами мелафонолитового состава, периклинально падающими под углом 20–30°. Эксцентрично в нем расположена жерловая фация, в которой наряду с глыбами мелафонолитов лавы выносят и глыбы меланефелинитов. Конус прорывается дайками и силлами фонолитов, а также щелочных оливиновых базальтов, карбонатитов и пикритов. В этом же эрозионном окне вскрыта пачка туфов мелафонолитового состава, налегающая на среднюю часть разреза основной вулканической постройки острова, сложенной меланефелинитами и щелочными оливиновыми базальтами. Здесь же наблюдаются туфы, фонолитовый покров, состоящий из трех потоков, при мощности каждого 8–10 м, и фонолитовая экструзия. Выше и ниже покрова фонолитов залегают лавы щелочных оливиновых базальтов. С базальтами переслаиваются туфы мелафоноли-

тового состава. Приведенные данные свидетельствуют о том, что образованию этой вулканической постройки предшествовало локальное разрушение формировавшейся главной вулканической постройки острова. Поступление дифференцированных лав происходило практически синхронно с излияниями щелочных оливиновых базальтов и меланефелинитов из главного жерла.

Агломератовый комплекс (комплекс Шао де Мадейрал) представлен неслоистыми агломератовыми туфами, распространенными на востоке острова вдоль долины р. Шао де Мадейрал. Толща сложена несортированными обломками и глыбами размером до 1–2 м, заключенными в туфовый цемент. Среди обломков пород встречаются все разновидности пород рассмотренных комплексов. Обращает на себя внимание редкость среди обломков пород габбро-сиенитового массива. Нижний контакт толщи имеет характер прислонения к склонам куэст вдоль долины р. Шао де Мадейрал. Данное обстоятельство позволяет предполагать, что агломератовый комплекс представляет собой отложения мощной эксплозии, разрушившей главную вулканическую постройку острова и приведшей к формированию его центральной котловины. Не исключено, что отчасти образования этого комплекса присутствуют и в центральной котловине, однако разделить агломераты нижнего эффузивно-агломератового комплекса и агломераты рассматриваемого комплекса (более поздние) уверенно и однозначно не удается.

Эффузивно-экструзивный комплекс (комплекс Кавалу) представлен дифференцированными по составу эффузивными, экструзивными, жерловыми и субвулканическими образованиями, более молодыми, чем главная постройка острова. Они распространены на юго-востоке острова и в центральной котловине. Система подводящих каналов для эффузивов данного комплекса сосредоточена в полосе северо-западного простирания и связана с разломными зонами того же простирания. Щелочные породы дифференцированной серии, в частности, слагают локальную постройку в центральной части острова (гора Тарафеш). В ее строении участвуют фельдшпатоидные пикриты, оливиновые меланефелиниты, фонолиты, карбонатиты. Возрастные соотношения этих пород неоднозначны. В частности, карбонатитовый агломератовый поток обтекается лавовым потоком пикритов, что позволяет предполагать относительно молодой возраст пикритов. В то же время пикриты субвулканического штока прорываются дайками карбонатитов. Геологические соотношения позволяют также предполагать почти одновременное поступление магм карбонатитового и фонолитового состава. Они имеют общие жерловины, прорывают одни и те же части разреза. Однако в целом карбонатитовый магматизм проявлен несколько позже фонолитового. В частности, дайки и штоки карбонатитов прорывают экструзию и дайки фонолитового состава (гора Кавалу).

Крупная карбонатитовая экструзия расположена в центральной части острова. Она сложена желтыми сливными мраморoподобными карбонатитами с многочисленными крупными кристаллами пироксена, магнетита и флогопита. Краевые части экструзии сложены лавобрекчией карбонатитов, а апикальные – тонкофлюидальными разностями, которые образуют маломощные и непротяженные лавовые потоки карбонатитов. Экструзия имеет площадь 2–2,5 км^2.

Конфигурации всех тел, слагающих вулканические постройки, соответствуют форме аналогичных современных вулканических структур. Все они расположены внутри центральной котловины. Отдельные разновидности пород прорывают нижние и средние части разреза главной вулканической постройки острова, а пикриты перекрывают агломератовый комплекс долины Шао де Мадейрал. Все эти данные позволяют говорить об относительно молодом возрасте локальных построек, сформированных после взрыва, разрушившего центральную часть основной вулканической постройки острова.

Система подводящих каналов для пикритовых потоков расположена в основном вдоль разлома северо-западного простирания, проходящего в основании склона горы Верде. Потоки имеют длину 4–5 км при мощности до 10 м. Потоки хорошо выражены морфологически, они обтекают локальные вулканические постройки центральной котловины, вложены в долины и частично прорезаны современными водотоками. Пото-

ки слагаются лавобрекчиями, мелкопорфировыми, афировыми, миндалекаменными пикритами и имеют псевдослоистое строение.

Неовулканический комплекс (комплекс Саламанса) слагается молодыми вулканогенными образованиями, которые распространены на востоке и северо-востоке острова. Они слагают шлаковые конусы диаметром до 400 м и высотой 60–170 м, с которыми связаны лавовые потоки субщелочных оливиновых базальтов. Современные осадочные отложения острова представлены калькаренитами и эоловыми карбонатными песками. Последние образуют дюны высотой до 10 м, простирание которых совпадает с направлением пассата, дующего с северо-востока. Кроме того, по сухим долинам рек распространены пролювиально-делювиальные отложения, максимальная мощность которых наблюдается в верховьях р. Куррал де Сан Жоао.

Здесь на неровный рельеф, развитый по выветрелым лавам эффузивно-агломератовой толщи, налегают песчаники, несортированные конгломераты с гальками пород комплекса Сан-Висенти мощностью до 4,5 м.

Все пачки выклиниваются на протяжении 40 м. Ниже по течению также на выветрелых лавах с глубокими карманами залегает линзовидная толща конгломератов, гравелитов, песчаников, нередко с косой слоистостью, темно-серых, буровато-серых, красноватых общей мощностью до 3 м. Линзы выклиниваются на расстоянии первых метров. Ближе к устью мощности аллювиально-пролювиальных отложений резко сокращаются до первых десятков сантиметров.

Структура острова

Остров Сан-Висенти, как уже говорилось выше, представляет собой остатки крупной полистадийной стратовулканической постройки центрального типа, строение которой осложнено разломами северо-восточного и северо-западного простираний, а также разновозрастными паразитическими вулканами. В целом можно говорить о вулканотектонической брахиантиформе, крылья которой (до 10–15°) слагаются породами комплекса Сан-Висенти, а ядро, структура которого усложнена образованиями комплекса Кавалу, – более древними породами.

Северо-западная система разломов протягивается через весь остров, разбивает его на ряд блоков и совпадает с простиранием (СЗ 310°) всего поднятия океанического дна (Санту-Антан – Сан-Николау). Она контролирует основные геоморфологические элементы острова (северо-восточные куэсты, их отроги, основные долины, перевалы и т.п.) и разделяет существенно различные геологические образования.

Наиболее крупным нам представляется разлом Мадейрал, который протягивается вдоль долины р. Жулиао на юго-восток, к горному массиву (горы Мадейрал, 674 м; Св. Лузии, 697 м; Квемада, 671 м). В центральной части острова он расположен между отрогами северо-восточных куэст с высотами, постепенно понижающимися с 250 до 200–100 м, и зоной низких пологовершинных гряд с максимальными высотами отдельных останцовых вершин до 186 м. Только к северо-востоку от разлома развиты потоки и тела карбонатитов, карбонатитоидов, пикритов и крупные штоки фонолитов. Габбро-сиениты и эффузивно-агломератовый комплекс расположены преимущественно к юго-западу от разлома. Таким образом, эта структура разделяет существенно различные образования.

В зоне разлома породы габбро-сиенитового комплекса и эффузивно-агломератовой толщи интенсивно катаклазированы, карбонатизированы и насыщены роями даек и силлов. Дайки имеют крутое залегание, группируются в рои и в ряде мест слагают до 80–100% объема вмещающих пород, которые сохраняются только в небольших скринах, а иногда полностью отсутствуют. Кроме того, к этой зоне приурочены поля дайково-силловых переплетений, в которых постоянно наблюдаются взаимопереходы даек и силлов. Наибольшее количество даек и силлов пронизывает нижние структурно-вещественные комплексы (Жулида, Минделу) острова.

В более высоких частях разреза количество даек и силлов постепенно сокращается,

а всю толщу эффузивов главной вулканической постройки острова пронизывают лишь отдельные дайки или серии даек. Отмечаются дайки и силлы субщелочных базальтов, пикритов, фонолитов, карбонатитов, карбонатитоидов, нефелинитов. Однако главную массу даек составляют лампрофиры, практически не имеющие эффузивных аналогов, и породы, близкие к потокам комплекса Сан-Висенти, но отличающиеся от них наличием минералов с летучими компонентами. Конкретно можно указать на рои даек протяженностью в десятки метров в районе горы Св. Лузии и на раздробленность фонолитового массива горы Кавалу, вытянутого в том же направлении (СВ 310°). Здесь имеется несколько сближенных разрывных зон (40° ∠ 70°) мощностью по 5–6 м каждая, в которые внедрялись тела карбонатитов. Все это свидетельствует о сильной тектонической подвижности района на всех этапах становления и развития вулканической структуры острова.

Судя по устойчивому падению даек (СВ 70° ∠ 70–80°) сместитель разлома Мадейрал имеет такие же элементы залегания. Общая ширина зоны изменяется от первых сотен до 1500–1600 м.

Близкое простирание имеет разлом, протягивающийся из района мыса Палья Карга в северо-западном направлении по долине р. Куррал де Сан Жоао. К нему приурочены зоны трещиноватости, осложняющие залегание пород эффузивно-агломератовой толщи, жерловины и вытянутые интрузии меланефелинитов (55° ∠ 65°) протяженностью 150–300 м при мощности 1–3 м, а также повышенные мощности (до 4,5 м) новейших отложений.

Разлом Верде, проходящий вдоль юго-западных отрогов одноименной горы, представляет собой взброс, по которому произошел подъем северо-восточной части острова, имеющей максимальные отметки в рельефе (гора Верде, 714 м). Падение сместителя СВ 30–40° ∠ 45–50°, мощность зоны дробления около 60 м. В пределах зоны разлома широко развиты зеркала скольжения и многочисленные трещины (СВ 30–40° ∠ 45–50° и СЗ 290° ∠ 50°). С ней пространственно связаны излияния пикритовых лав. Такое же простирание имеют разломы, к которым приурочены береговые обрывы на северо-востоке и юго-западе острова.

Северо-восточная система разломов имеет меньшую протяженность, она, как правило, амагматична, и ее простирание совпадает с простиранием проливов между островами. Наиболее крупное нарушение проходит вдоль долины р. Сан Педро, в бортах которой установлены зоны рассланцевания и катаклаза, зеркала скольжения по породам эффузивного комплекса (300° ∠ 70°). Здесь же, в районе мыса Машадо и северо-восточнее, имеется большое количество даек лампрофиров (340° ∠ 70–80°) с протяженностью некоторых из них до 1200 м. Глины трения с обломками вмещающих эффузивных пород есть и на противоположном борту долины. В этом же месте установлены шток и пластовое тело фонолитов, переходящее в крутопадающую интрузию со столбчатой отдельностью.

Юго-восточнее разлома Педро субпараллельно ему проходит ряд зон трещиноватости (340° ∠ 65–70°) по габбро-сиенитам и агломератам, а также разрывное нарушение (340° ∠ 65°), по которому граничат вышеуказанные образования. Здесь же, севернее горы Топе де Кайша, развиты дайки того же простирания. Возможно, что этот разлом пересекает разломы Мадейрал и Жоао и проходит по северо-западным отрогам горы Верде. Имеется и ряд более мелких нарушений и зон трещиноватости.

Судя по элементам залегания, в западной части о-ва Сан-Висенти имеется серия крутопадающих (до 70°) сбросов северо-восточного простирания, по которому эта часть островной постройки ступенчато опускается в сторону глубоководного пролива Сан-Висенти. Об этом свидетельствуют, в частности, понижение рельефа и выходы только самых высоких горизонтов толщи Сан-Висенти в район горы Фатейша.

ОСТРОВ МАЮ

Краткий очерк геоморфологии и истории изучения

Остров Маю (см. табл. 1) расположен (см. рис. 1) в юго-восточной части архипелага, отделяясь относительно мелководными проливами от островов Сантьягу и Боавишта.

Центральная часть острова представляет собой слабохолмистую котловину с высотами до 80 м, окруженную горами с высотами до 294 м на западе и 437 м (гора Пенозо) на севере. На западе расположена обширная равнина с относительными превышениями над уровнем моря до 20–30 м, которая рассечена рядом сухих водотоков с глубиной вреза до 5 м. В восточной и южной частях острова котловина обрамляется плато кальканитов с высотами до 110 м. На северо-востоке возвышается гора Санто-Антонио (252 м), отделяясь от гор Бранко и Пенозо седловиной высотой до 60 м. Вдоль западного побережья протягивается полоса песчаных пляжей, которые на юге сменяются морскими террасами, а затем обрывистыми берегами клифового типа, занимающими все восточное побережье.

Первая геологическая карта о-ва Маю была составлена португальскими исследователями [Serralheiro, 1970] и в дальнейшем существенно дополнена или переработана геологами, работы которых кратко рассмотрены ранее (см. Предисловие).

Основные комплексы пород

Наши полевые исследования на о-ве Маю подтвердили в целом правильность основных представлений о его геологии, сложившихся к настоящему времени. С учетом всех предыдущих работ, и прежде всего опубликованных в последние годы [Robertson, Bernoulli, 1982; Stillman et al., 1982; Robertson, 1984], нам представляется целесообразным разделить всю совокупность пород острова на семь комплексов (рис. 8, табл. 3), отражающих четыре основные фазы его становления: 1– нижний эффузивный, 2 – нижний осадочный, 3 – интрузивный, 4 – туфоконгломератовый, 5 – эффузивно-агломератово-интрузивный, 6 – верхний эффузивный, 7 – верхний осадочный. Комплексы 1–3 слагают основание острова, 5–7 – собственно островную постройку, 4 отражает переходную стадию между ними. Большинство комплексов сложено несколькими толщами, выделенными ранее [Robertson, Bernoulli, 1982], либо сочетанием магматических пород, сформированных на разных уровнях. Литологическое описание толщ приведено в главе третьей.

Нижний эффузивный комплекс (комплекс Баталью) слагает наиболее древние образования о-ва Маю (идентичен толще Баталью). Его породы представлены пиллоулавами, гиалокластитами, туфами и невыдержанными прослоями и линзами кремнистых или кремнисто-карбонатных пород, выполняющими пространство между подушками лав. Красная окраска осадочных пород связана с распылением в них тонкодисперсного гематита. Вверх по разрезу отмечается увеличение количества карбонатных пород и смена лав гиалокластитами. Аналитические данные, опубликованные ранее, указывают [Stillman, Furnes et al., 1982] на толеитовый состав базальтов.

Комплекс распространен (см. рис. 8) в основном на западе и юго-западе острова, на северо-востоке он установлен в небольших выходах, находящихся в аллохтонном залегании в районе горы Бранко. Известные ранее ископаемые остатки были дополнены находкой М.А. Ахметьевым аммонита из средней части разреза комплекса. По мнению И.А. Михайловой, Н.И. Шульгиной и М.С. Месежникова, он принадлежит к одному из родов надсемейства Perisphinctaceae (рис. 9), распространенных в верхней юре.

Нижний осадочный комплекс состоит из двух толщ – Морро и Корквейжо.

Толща Морро участвует в строении мезозойской части разреза на западе острова и слагает бóльшую часть надвиговых пластин в районе горы Бранко (см. рис. 8). Толща образована пелитоморфными и тонкокристаллическими светлоокрашенными плитчатыми известняками с радиоляриями и фораминиферами, имеющими

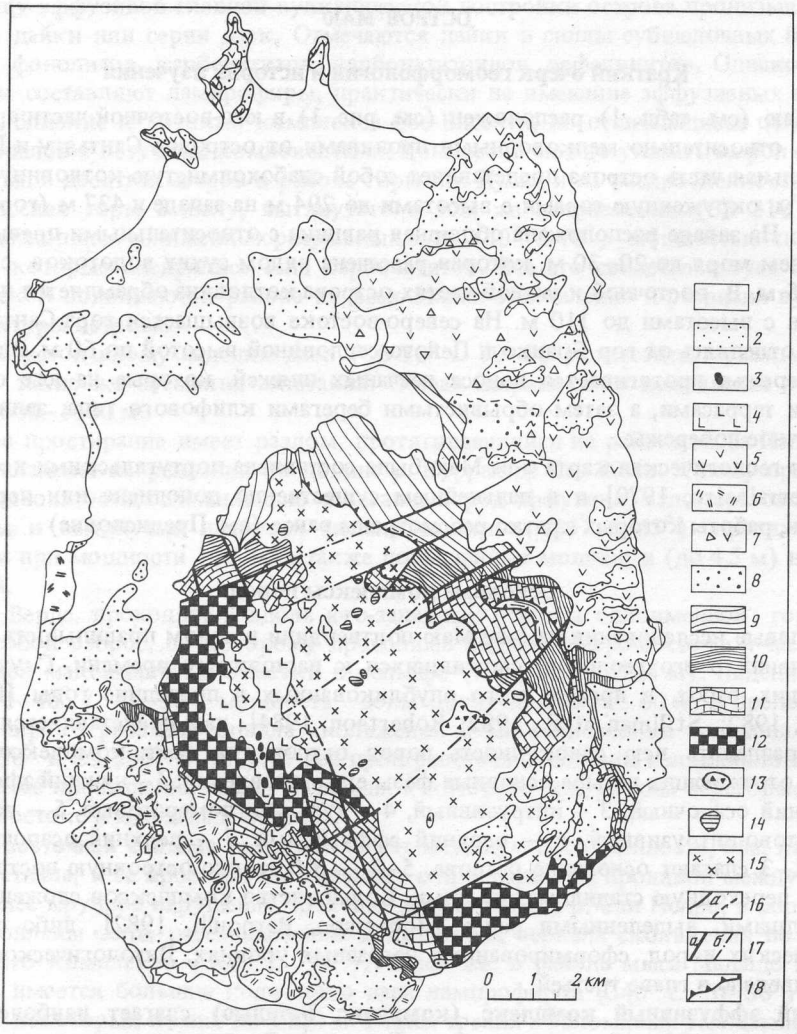


Рис. 8. Геологическая схема о-ва Маю

1, 2 – плейстоцен–голоцен: *1* – голоцен (пески, калькарениты, галечники морского, эолового и пролювиально-аллювиального происхождения), *2* – комплекс калькаренитов (плейстоцен); *3–8* – эффузивный агломератовый комплекс (неоген): *3* – штоки нефелинитов, *4* – толща Педро Мальада (лавы мелилититового состава), *5* – толща Пенозо (лавы фельдшпатоидно-пикритового состава), *6* – толща Казас Вельяс (лавы фельдшпатоидных пикритов, агломераты), *7* – агломераты, *8* – толща Педро Ваш (конгломераты, гравелиты, туфопесчаники); *9–12* – комплекс основания (верхняя юра – верхний мел), толщи: *9* – Коружа (туфы, туфопесчаники, линзы и прослои известняков и мергелей, грубообломочные образования), *10* – Корквейжо (сланцы, глинистые и глинисто-кремнистые известняки, мергели), *11* – Морро (известняки пелитоморфные с кремнистыми конкрециями), *12* – Баталью (пиллоу-лавы, гиалокластиты, линзы известняков, горизонт гематитизированных известняков); *13* – эруптивные брекчии; *14* – сиениты; *15* – пироксениты, габбро, эссекситы; *16* – геологические границы (*а* – фациальные); *17, 18* – тектонические нарушения: *17* – крутопадающие (*а* – установленные, *б* – предполагаемые), *18* – надвиги

в шлифах сферическую и веретенообразную форму, аптихами, белемнитами и аммонитами. Для толщи Морро в целом, и особенно для ее средней части, характерны кремнистые конкреции, образовавшиеся в результате перераспределения вещества кремнистых организмов. В базальной части толщи на западе острова прослеживается пачка известняков, окрашенных в красные тона и с включениями окисленных сульфидов. Этот маркирующий горизонт интерпретировался как базальный первого слоя океанической коры

Таблица 3

Фазы становления, комплексы пород и уровни их образования о-ва Маю

Фаза становления острова	Комплекс	Уровень образования			
		поверхностный (подводный и наземный)	приповерхностный	субвулканический (гипабиссальный)	глубинный
Поствулканическая	Верхний осадочный	Калькарениты			
Главной вулканической постройки	Верхний эффузивный	Толща Педра Малада: мелафонолиты, мелилиты	Некк мелилитов		
	Эффузивно-агломератово-интрузивный	Толща Пинозо: покровы фельдшпатоидных пикритов с прослоями анкарамитов Толща Казас Вельяс: покровы фельдшпатоидных пикритов, меланефелинитов Толща Педро Ваш: агломераты, толща конгломератов		Дайки и силлы лампрофиров, карбонатитов, карбонатитоидов, фонолитов	Массив пластовых субвертикальных тел эссекситов, пироксенитов, габбро-сиенитов
Переходная	Туфо-конгломератовый	Толща Коруджа: туфопесчаники, мергели, туфоконгломераты			
	Древний интрузивный				Пироксениты, якупирангиты, сиениты, ийолиты
Доостровная	Нижний осадочный	Толща Корквейжо: мергели, кремнистые известняки Толща Морро: известняки			
	Нижний эффузивный (Баталью)	Толща Баталью: лавы, гиалокластиты, толеитовых базальтов			

мезозоя, обогащенный сульфидами [Robertson, Bernoulli, 1982]. Переход к перекрывающим отложениям формации Корквейжо хотя и постепенный, но происходит на коротком интервале, фиксируясь появлением прослоев мергелей. Мощность известняков Морро 300–350 м, возраст позднеюрско-неокомский. Это подтверждается и новыми находками аммонитов из ее низов в разрезе р. Морро, похожих на представителей семейства Bochianitidae, распространенных на рубеже юры и мела (заключение И.А. Михайловой).

Толща Корквейжо (апт–альб) представлена тонкопереслаивающимися пестроокрашенными мергелями, глинистыми известняками и сланцами общей мощностью до 100–150 м. Породы обогащены органическим материалом. В шлифах встречаются мелкосферические и веретенообразные фораминиферы. Его содержание заметно возрастает к кровле толщи, где появляются прослои тонкоплитчатых темно-серых

и черных аргиллитов с повышенным (до 2,5%) содержанием органического вещества ("черных сланцев").

Туфоконгломератовый комплекс обнажен на севере и северо-востоке острова, где он с несогласием надстраивает нижний осадочный комплекс. Он слагается чередующимися пачками туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, мергелей, известняков (толща Коруджа). В карбонатных породах встречены скопления Hadbergella и Globigerinoides, по мнению В.А. Крашенинникова позволяющих отнести верхние горизонты толщи к альбу и, с меньшей долей вероятности, к сеноману.

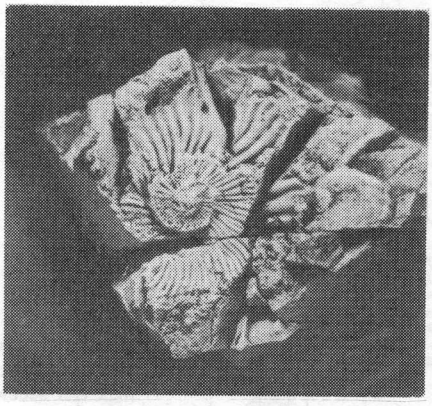


Рис. 9. Аммонит из надсемейства Perisphinctaceae из верхов разреза комплекса Баталью

Вверх по разрезу с резким размывом их сменяют грубообломочные вулканогенные породы – туфы, агломераты, туфоконгломераты, которые формировались в наземных условиях. Среди обломков обнаружены пироксениты, якупирангиты, мелилиты, щелочные базальты, базальты, нефелиниты, являющиеся фрагментами древнего интрузивного комплекса. В то же время толща прорывается дайками и пластовыми телами ийолитов, лампрофиров, карбонатитов, пироксенитов. Она несогласно залегает на толще Корквейжо и, по-видимому, формировалась в период возникновения этой части архипелага как положительной структуры.

Эффузивно-агломератово-интрузивный комплекс развит в центральной части о-ва Маю. Его составной частью является выделенный ранее центральный интрузивный массив [Serralheiro, 1970], или центральный эруптивный комплекс [Robertson, Bernoulli, 1982]. Он состоит из щелочных пироксенитов, ийолитов, эссекситов, сиенитов, монцонитов с порфировидными или порфировыми структурами. Титан-авгит, керсутит, калиевый полевой шпат, нефелин являются его характерными минералами. Эти породы слагают субвертикальные и пластовые тела мощностью от 1 до 30–50 м, имеющие, как правило, горячие контакты. Во многих телах наблюдается расслоенность, обусловленная чередованием меланократовых и лейкократовых пород. Иногда в меланократовых разностях наблюдаются сегрегации лейкократового материала размером от 0,1 до 2–3 м. Вместе с тем лейкократовые разности, как правило, представляют собой наиболее поздние фазы внедрения. Во многих случаях в контактах отмечается брекчированность.

Наряду с субвертикальными и пластовыми телами здесь же проявлены крупнокристаллические пироксениты, якупирангиты с неясными условиями залегания. Они интенсивно тектонизированы и по составу не всегда отличимы от дайковых тел. Возможно, это фрагменты более раннего плутонического массива, обломки которого встречены в толще Коруджа.

Наконец, в пределах центрального комплекса и по его периферии интенсивно проявлены жильные тела и дайковые рои, напоминающие "sheet-dike complex" карбонатитоидов, карбонатитов и в основном лампрофиров. Во многих местах интенсивность их внедрения достигает 80–100% объема вмещающих пород.

Таким образом, приведенные геологические данные свидетельствуют о неоднородности и неодноактности формирования центрального "массива". Это объясняет и разбросы при определении абсолютного возраста [Mitchell et al., 1983] от 8 до 20 млн лет.

Вулканиты комплекса представлены лавами и соответствующими им агломератами, туфоагломератами. По составу различаются два типа эффузивных образований: 1) фельдшпатоидных пикритов (иногда с плагиоклазом) и меланефелинитов и 2) мелилитовых нефелинитов и мелаанальцимитов. Породы того и другого типа приурочены к различным площадям, образуя закономерные сочетания близких по составу вулканогенных пород. При этом фельдшпатоидные пикриты и их разновидности встречаются на западе, юге и востоке острова и оказываются разделенными в пространстве полосой мелилитовых пород, протягивающихся в субмеридиональном направлении западнее центрального интрузивного тела. У предшественников [Robertson, Bernoulli, 1982], откартировавших эти породы в первом приближении в качестве "формаций", они получили названия Казаз Вельяс (фельдшпатоидные пикриты и их агломераты на западе и юге острова), Пенозо (фельдшпатоидные пикриты и их агломераты на северо-востоке острова), Педра Малада (мелилиты, мелилитовые нефелиниты в южной части острова), Педро Ваш (агломераты). Непосредственные геологические соотношения между указанными "формациями" по большей части отсутствуют. В различных публикациях они помещаются на различный стратиграфический уровень.

В нашей интерпретации геологического строения острова, учитывающей закономерности, выведенные для других островов, формации Казаз Вельяс и Пенозо, сложенные петрографически близкими породами и сопряженные с агломератами Педро Ваш, помещаются на один стратиграфический уровень в нижней части третичной колонки. Сопряженность с агломератами и наблюдаемое в районе Рибейра де Морро и горы Пенозо налегание эффузивов на агломераты явились одним из основных аргументов при отнесении указанных толщ к нижней части разреза. Именно такие соотношения наблюдаются и на других островах с лучшей обнаженностью. Другим основанием для подобной интерпретации стало наблюдавшееся в ряде мест (Морро, Педро Ваш) относительно широкое проявление в комплексах Педро Ваш, Казаз Вельяс, Пенозо даек, которые отсутствуют в толще Педра Малада.

Агломераты наблюдаются внутри выделенных "формаций" между отдельными потоками. Их мощность уменьшается от периферии к центру острова. Сами потоки имеют мощность 3–10 м, резко асимметричны. Верхняя бóльшая часть потоков насыщена порами, часто имеет агломератовую текстуру. Породы залегают под углом 5–15°, падая периклинально от центра острова, неравномерно и в малой степени пронизаны дайками, лишь в низовьях р. Морро их количество составляет до 50 на полукилометровый интервал. Эти образования включают в себя ранее выделенные толщи Пенозо, Казас Вельянс, Педро Ваш.

Верхний эффузивный комплекс обнажен на западе острова на гряде, протягивающейся от вершины горы Баталью в район г. Вилла де Маю. Он представлен потоками мелилитовых нефелинитов (аналогичен ранее выделенной [Stillman, Furnes et al., 1982] толще Педра Малада) мощностью до 50 м. Около города установлено до пяти потоков мощностью до 10 м каждый. Как правило, верхняя часть потоков (до 3 м) имеет миндалекаменное строение. Центр излияния, видимо, находился на горе Баталью, на которой залегают породы с хорошо выраженной столбчатой отдельностью, и слагающие некк.

Необходимо отметить, что лавы верхнего эффузивного комплекса изливались на красноцветные коры выветривания[1], которые формировались по породам эффу-

[1] Химический состав коры выветривания (в вес.%): SiO_2 15,23; Al_2O_3 14,86; Fe_2O_3 16,84; TiO_2 4,4; CaO 19,62; MgO 15; п.п.п. 25,64.

зивно-агломерато-интрузивного комплекса. В их составе установлены каолин, гетит и в качестве примесей апатит.

Верхний осадочный комплекс слагается калькаренитами, в основании которых прослеживается горизонт конгломератов с общей мощностью до 5 м.

Структура острова

Остров Маю представляет собой антиформу северо-западного простирания, несогласно перекрытую моноклинальными пакетами вулканитов и горизонтами калькаренитов.

Западное крыло антиформы слагается пиллоу-лавами толщи Баталью, известняками Морро, а также мергелями, известковистыми аргиллитами и терригенно-карбонатными породами толщи Корквейжо. Неотъемлемой частью структуры являются дайки и силлы основного и щелочного состава, прорывающие юрско-меловые образования. Вышеуказанный комплекс пород смят в складки разных порядков и морфологии.

На юго-западе острова закартирована синклинальная складка с размахом крыльев до 500–600 м, восточное крыло которой прорвано эссекситами и дайками центрального интрузивного комплекса. Ядро слагается известняками Морро с углами падения 30–50°. Центриклинальное замыкание поднято по разломам северо-восточного простирания и осложнено сбросами северо-западного простирания. Описываемая структура сопряжена с антиклиналью того же (северо-западного) простирания, размах крыльев которой достигает 1500–2000 м. Восточное крыло и часть ядра либо прорваны породами центрального интрузивного комплкса, либо перекрыты моноклинально залегающими лавами анкарамитов. Ядро антиклинали слагается пиллоу-лавами и гиалокластитами позднеюрского возраста, а также дайками, плотность которых обычно составляет 80–90, а нередко и 100% общего объема пород. Углы падения пород изменяются от 30 до 60°. Пиллоу лавы сильно милонитизированы и брекчированы, что уже отмечалось в литературе [Stillman et al., 1982]. Дайковые рои также тектонизированы в разной степени и разбиты многочисленными пологими разломами. Западное крыло складки слагается известняками Морро, терригенно-карбонатными породами Корквейжо. Как показывает изучение этих образований в районе р. Рибейра де Морро, здесь широко распространена дисгармоничная складчатость (рис. 10, см. вкл.). Наименее подвержены складчатости толстоплитчатые известняки, которые слагают в верховьях Рибейра да Морро осложненную разломами, зонами брекчирования и дайками моноклиналь, падающую на запад под углами 70–80°. В отдельных местах установлены пологие коробчатые складки с углами падения крыльев 5–35°.

Южнее долины р. Рибейра да Морро в тонкоплитчатых известняках фрагментарно обнажены на площади 1,5 км^2 изоклинальные, прямые, запрокинутые и лежачие складки разных амплитуд. Размах крыльев составляет от 2–3 до 15 м. В целом можно отметить общее запрокидывание структур к запад-юго-западу.

В терригенно-карбонатных породах в долине р. Рибейра да Морро тип складчатости близок к вышеописанному. Здесь выявлены изоклинальные складки с размахом крыльев 5–15 м. Видимая высота складок достигает 3 м. Углы падения крыльев 50–75°. Они осложнены зонами трещиноватости, разломами и дайками. В тех случаях, когда в толще увеличивается количество известняковых прослоев, складки практически исчезают. Общее погружение шарниров складок к северу, под углами 30–35°.

Ядро антиформы Маю слагается интрузивным "массивом", описание которого было приведено ранее. Он интенсивно тектонизирован, разбит системами разрывных нарушений, среди которых различаются падающие к востоку взбросо-надвиги, параллельные надвигам восточного крыла антиформы Маю, а также сдвиги с амплитудой до первых сотен метров. Кроме того, интрузивный массив пронизан многочисленными дайками более молодого возраста северо-северо-западного простирания, которые затушевывают первичное строение интрузивного массива и осложняют изучение его протектоники.

Северо-восточное крыло антиформы Маю слагается в основном толщами Морро, Корквейжо, а также Коруджа. Пиллоу-лавы Баталью известны только на северо-вос-

точном склоне горы Бранко [Stillman, Furnes et al., 1982]. Все эти породы образуют систему чешуйчато-надвиговых структур, неоднородных по строению вдоль своего простирания. В отличие от западного крыла антиформы складки здесь практически отсутствуют, за исключением небольших и локальных складок, развитых в пределах толщи Корквейжо.

Наиболее полно разрез чешуйчато-надвиговых структур может быть изучен в районе горы Бранко. Здесь на тектонизированные породы центрального интрузивного комплекса надвинуты известняки толщи Морро с падениями 20–45°. Они тектонически перекрываются терригенно-карбонатно-кремнистыми породами толщи Корквейжо и вновь, по тектоническому контакту, известняками Морро. Характерной чертой строения структуры является постепенное увеличение углов падения пород от зоны главного надвига в северо-восточном направлении. На северо-восточном склоне горы Бранко эта закономерность нарушается, так как здесь отмечена небольшая пластина известняков, разбитая на отдельные блоки.

В ряде мест восточного крыла антиформы отмечается внедрение пластовых силлов пикритовых базальтов мощностью до 3 м в зоны тектонических срывов. Кроме того, в строении чешуйчато-надвиговой структуры широко распространены более древние силлы и дайки, в значительной мере тектонизированные. Причем сопоставление деформаций этих пород и известняков позволяет предполагать, что основное перемещение осуществлялось по силловым образованиям, которые полностью брекчированы и милонитизированы в отличие от известняков, ведущих себя как пластичное тело. В целом можно отметить, что чешуйчато-надвиговые структуры не слагают отдельные районы на северо-востоке о-ва Маю, а представляют собой сложно построенный пояс протяженностью до 7–8 км, пересекающий весь остров и осложненный левыми сдвигами и малоамплитудными сбросами северо-восточного простирания.

Антиформа Маю несогласно перекрыта пологозалегающими (до 10–15°) разнонаклоненными пакетами лав (районы гор Пенозо, Баталью) толщ Казас Вельяс, Пенозо и Педра Малада, агломератами того же состава, а также более молодыми калькаренитами. Последние слагают высоко поднятые (до 110 м) над уровнем моря субгоризонтальные или слабо наклоненные (до 5°) поверхности, свидетельствующие о подъеме о-ва Маю в новейшее время.

ОСТРОВ САН-НИКОЛАУ

Краткий очерк геоморфологии и истории изучения

Остров Сан-Николау расположен (см. рис. 1, табл. 1) в центре Наветренных островов. По особенностям рельефа он может быть разделен на три геоморфологические провинции – западную, центральную и восточную. Западная провинция соответствует резко расчлененному горному массиву (см. ниже), центральная – субширотной гряде куэст, осложненных молодыми вулканическими конусами, восточная – сложно построенной системе куэст (до 706 м), поверхности которых наклонены на юг.

Основные черты геологии о-ва Сан-Николау были установлены в ходе геологосъемочных работ, проведенных португальскими геологами под руководством А. Серральхейро [Serralheiro, 1966]. Согласно разработанной ими схеме, палеогеновые породы представлены базальтами, брекчиями, фонолитами и жилами карбонатитов. Вышележащие образования, представленные вулканическими, в меньшей степени осадочными породами, были отнесены к четвертичному периоду. Осадочные отложения были разделены по генетическому принципу – аллювиальные, коллювиальные, делювиальные и т.д.

Основные комплексы пород

Проведенные нами исследования позволили выделить в строении о-ва Сан-Николау четыре комплекса пород, отвечающие основным этапам становления современной структуры (рис. 11–13, табл. 4) (снизу вверх): 1 – эффузивно-пирокластический

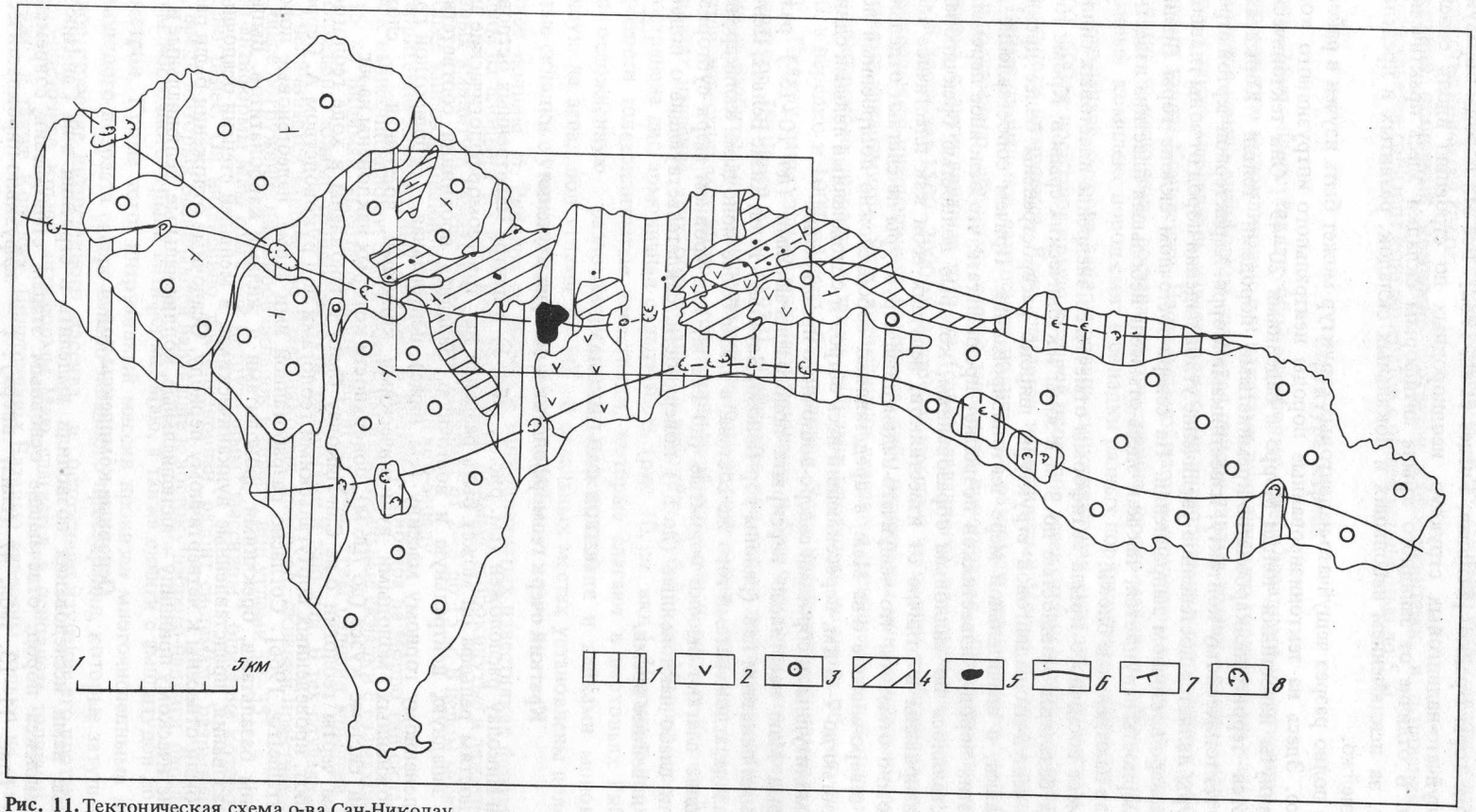


Рис. 11. Тектоническая схема о-ва Сан-Николау

1–4 – комплексы: *1* – неовулканический, *2* – пирокластическо-эффузивный, *3* – эффузивный, *4* – основания; *5* – жерловые фации и интрузии; *6* – зоны проницаемости; *7* – элементы залегания; *8* – кратеры. Оконтурено местоположение рис. 12

Таблица 4

Комплексы пород и уровни их образования о-ва Сан-Николау

Комплекс	Уровень образования		
	поверхностный	приповерхностный	субвулканический (гипабиссальный)
Неовулканический (Гордо)	Потоки и туфы фельдшпатоидных пикритов, субщелочных базальтов с прослоями осадочных пород		
Эффузивный (Вермелью)	Покровы лав оливиновых меланефелинитов, фельдшпатоидных пикритов		Штоки фонолитов
Пирокластическо-эффузивный (Десерто)	Пирокластическо-эффузивная толща щелочных базальтов, тефритов Лавовая толща базанитового состава	Экструзии, жерловые брекчии фонолитов, щелочных базальтов, мелафонолитов	Дайки щелочных базальтов, фонолитов
Эффузивно-пирокластический (Рибейра Брава)	Туфоагломерато-лавовая толща мелаанальцимитов, мелафонолитов Туфовая толща авгититов, фонолитов		Дайки лампрофиров, авгититов, мелаанальцимитов, фонолитов, карбонатитов

(Рибейра Брава), 2 – пирокластический (Десерто), 3 – эффузивный (Вермелью) и 4 – неовулканический (Гордо).

Эффузивно-пирокластический комплекс (комплекс Рибейра Брава) является видимым основанием о-ва Сан-Николау. Его выступы известны (с запада на восток): в эрозионном окне в долине р. Квемада, от верховьев р. Брава до р. Реканмо, южнее горы Кабеса де Вака, в верховьях р. Банвере, прослеживаются полосой разной ширины от бассейна р. Агуа до Порто, через район горы Шао де Марсел вдоль северного берега острова вплоть до мыса Гомейра.

Туфовая толща, породы которой подвергались сильному выветриванию и гидротермальной переработке, слагает видимое основание комплекса. Сводный разрез представляется следующим.

Нижняя пачка представлена темно- и зеленовато-желтыми туфоагломератами с обломками крупнокристаллических пироксенитов, эффузивов щелочно-пикритового и авгититового состава, оливин-пироксенитовых меланефелинитов. Обломки имеют хорошо окатанную и угловато-окатанную форму. Они изометричны или слегка вытянуты, слагают до 30% объема породы. Диаметр изометричных обломков достигает 2–3 см, удлиненных – до 10 см по длинной оси. Видимая мощность до 5 м.

Средняя пачка представлена пепловыми туфами серого, светло-серого, желтого или темно-желтого цвета. В ряде мест отмечается тонкая линзовидная слоистость. В пачке присутствуют потоки фельдшпатоидных пикритовых лав (мощностью до 2 м), линзы туфоагломератов с обломками (до 1 м) эффузивов щелочно-пикритового, авгититового, фонолитового состава. В ряде мест видно тонкое линзовидное чередование туфоагломератов, туфопесчаников. Мощность отдельных прослоев 2–3 м. Общая мощность 200–250 м.

Верхняя пачка сходна по составу и строению с нижележащей, однако здесь присутствуют маломощные линзы или прослои желтых мраморизованных известняков, мощность которых, по данным Дж. Бебиана и Дж. Соареша [Bebiano, Soares, 1952], до 3–6 м. Мы обнаружили только прослои мощностью не более 20 см. Общая мощность пачки до 50 м, а всей туфовой толщи 300–350 м. В одном из прослоев известняков [Bebiano, Soares, 1952] были обнаружены моллюски среднего эоцена (лютет?), в дру-

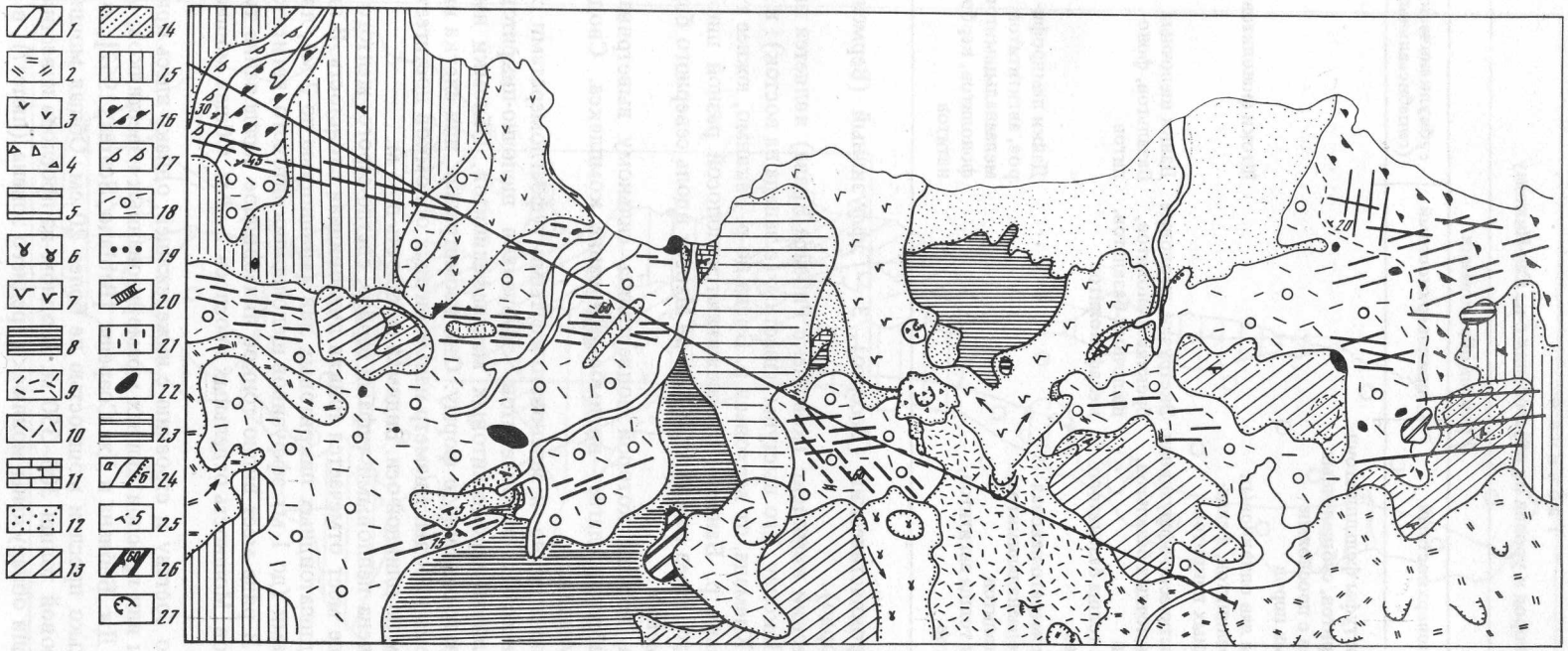

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27

Рис. 12

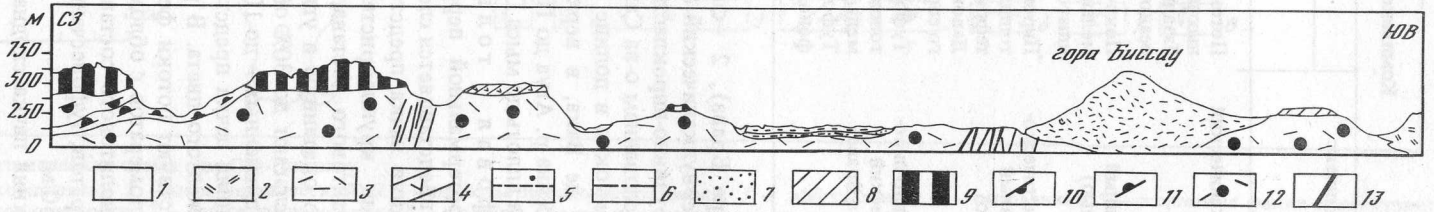

м
СЗ
ЮВ
750
500
250
0
гора Биссау
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Рис. 13

гом — формы, часть из которых была датирована эоценом, а часть – сеноном. В последующем Р. Митчелл-Томм [Mitchell-Thomé, 1976] поставил под сомнение меловой возраст этих пород.

В целом можно отметить линзовидно-слоистый характер толщи, которая прорвана дайками и штоками фонолитов, тефритов и субщелочных оливиновых базальтов. Толща перекрыта с угловым вулканическим несогласием туфоагломератово-лавовой толщей.

Туфоагломератово-лавовая толща хорошо обнажена в долине р. Квемада и в районе горы Шао де Марсел. На западе нижняя пачка представлена агломератовыми туфами темно-зеленого цвета с бомбами авгититового состава размером 0,1–1 м и более. Мощность до 50 м. На востоке пачка слагается мелкообломочными туфами темно-серого цвета, агломератовыми туфами, потоком мелаанальцимитов. Общая мощность 40–45 м. Верхняя пачка с вулканическим несогласием перекрывает нижнюю. В левом борту р. Квемада она включает мелафельдшпатоидные зеленовато-желтые агломераты с лавовыми линзами мощностью 0,2–0,6 м, протяженностью до 4–5 м. В верхах присутствуют две линзы (по 1–2 м каждая) валунного галечника. Хорошо окатанные и сортированные обломки размером 0,1–0,15 м представлены вмещающими эффузивами. Мощность пачки 80–160 м. Аналогичные агломераты, но без галечника и более темного цвета, выходят на поверхность в районе горы Шао де Марсел, где их мощность составляет 40–50 м.

В эрозионном окне р. Очеимада туфоагломератово-лавовая толща залегает с вулканическим несогласием на туфовой и падает на северо-запад под углами 30–45°. На западе изученного района падения северо-восточные под углами 30–40°. Центральные части "купола", видимо, имеют пологие залегания, о чем могут свидетельствовать высыпки известняков, прослеживающиеся вдоль горизонталей рельефа. Во всяком случае, углы падения вряд ли превышают 15–20°. Более крутые углы падения (до 49°) связаны [Bebiano, Soares, 1952] с внедрением молодых пород.

В пределах комплекса основания развиты дайки лампрофирового, мелафельдшпатоидного, фонолитового состава, образующие два роя субширотного простирания.

Пирокластическо-эффузивный комплекс (комплекс Десерто) был сформирован после перерыва в осадконакоплении, во время которого произошло становление вышеописанных дайковых роев авгититового, лампрофирового и фонолитового состава. Он широко развит на западе острова, а также слагает ряд крупных куэст на его востоке. В обоих районах породы пирокластическо-эффузивного комплекса залегают несогласно на более древних образованиях.

Нижняя толща комплекса представлена лавовыми потоками базанитов с агломератами в основании, мощностью до 5–6 м каждый. Общая мощность лавовой толщи 100–250 м.

←

Рис. 12. Тектоническая карта центральной части о-ва Сан-Николау (местоположение района см. на рис. 11)

1 – аллювиально-коллювиально-пролювиальные галечники, валунники; *2* – оливиновые базальты и туфы; *3* – лавы, агломераты оливиновых базальтов; *4* – шлаково-лавовые конусы; *5* – поток горы Матиаш; *6* – агломераты, лавы пикритов; *7* – поток оливиновых базальтов горы Биссау; *8* – поток горы Прегиса де Кампо; *9, 10* – туфы, формировавшиеся в разных вулканических аппаратах; *11* – кальканиты; *12* – тонкослоистые коричневые туфы; *13, 14* – комплекс Вермелью: *13* – лавы, *14* – туфы; *15* – комплекс Десерто; *16, 17* – туфоагломерато-лавовая толща с пачками: *16* – нижней, *17* – верхней; *18* – древние туфы, туфоагломераты; *19* – находки ксенолитов интрузивных пород; *20* – известняки; *21* – осадочный комплекс; *22* – жерловые фации; *23* – фонолиты; *24* – геологические границы: *а* – согласные, *б* – несогласные; *25* – элементы залегания, градусы; *26* – дайки и их падения, градусы; *27* – кратеры. Стрелками показано направление движения лавовых потоков

Рис. 13. Профиль через центральную часть о-ва Сан-Николау (положение профиля см. на рис. 12)

1 – аллювиально-пролювиальные отложения; *2* – оливиновые базальты и туфы; *3* – туфы; *4* – лавы и агломератовые туфы оливиновых базальтов; *5, 6* – потоки: *5* – горы Матиаш, *6* – Прегиса де Кампа; *7* – тонкослоистые туфы; *8* – лавы комплекса Вермелью; *9* – комплекс Десерто; *10, 11* – туфоагломератово-лавовая толща: *10* – верхняя, *11* – нижняя; *12* – древние туфы, туфоагломераты; *13* – дайки

Верхняя толща (пирокластическо-эффузивная) хорошо обнажена в верховьях бассейна р. Прата. Здесь (снизу вверх) обнажаются:

	Мощность, м
1. Туфы красноватые, агломератовые	5
2. Лавы меланефелинитов	2
3. Туфы бурые, тонкослоистые	3
4. Лавы меланефелинитов бурые	4
5. Туфы красновато-бурые, агломератовые, с обломками базанитов, меланефелинитов, с линзой (2–3 м) светло-серых фонолитовых туфов	20
6. Туфы кирпично-красные, слоистые, лапиллиевые	10–20
7. Туфы розовые, агломератовые, неслоистые, с обломками базанитов, меланефелинитов и их шлаков	10
8. Агломераты гигантско-глыбовые, зеленовато-серые, состоящие из обломков базанитов, субщелочных оливиновых базальтов, меланефелинитов, их шлаков	10
9. Лавы субщелочных базальтов, тефритов	35–40
Общая мощность толщи	99–114
Общая мощность комплекса	190–360

На последних этапах формирования комплекса Десерто происходило активное внедрение даек и экструзий фонолитов, авгититов.

Эффузивный комплекс (комплекс Вермелью) слагает ряд куэст в центральной части острова, а также над г. Рибейра Брава. Нижняя толща представлена чередованием лавовых потоков, оливиновых меланефелинитов, фельдшпатоидных пикритов мощностью 1–1,5 м, каждый со шлаками и лавобрекчиями. Общая мощность 20 м. Выше располагается толща, сложенная чередованием маломощных (0,3–0,5 м) потоков того же состава со шлаколавами. Общая мощность толщи 12–15 м, а комплекса 12–35 м.

Эффузивный комплекс залегает субгоризонтально с вулканическим несогласием на комплексе Десерто. Оба комплекса прорваны экструзиями фонолитов, образующими субвертикальные тела площадью до 0,2–0,3 км^2 в центральной части острова.

Неовулканический комплекс (комплекс Гордо) слагает наиболее высокие части разреза о-ва Сан-Николау. Он представлен лавами, лавоагломератами, туфами и в меньшей степени осадочными образованиями.

Формирование комплекса началось с излияния на неровную поверхность палеорельефа обширного потока фельдшпатоидных пикритов с плагиоклазом, установленных на равнине р. Кампо де Прегиса и в верховьях р. Лодейра Вермелью. В первом районе поток имеет мощность от 1 до 10 м. Породы представлены шлаколавами и пористыми лавами, имеющими в основании горизонт красных шлаков, мощность которого меняется от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. Поток с резким несогласием перекрывает туфы и туфоагломераты комплекса Рибейра Брава и, в свою очередь, перекрывается шоколадно-коричневыми тонкослоистыми туфами. Стратиграфически выше потока на выступах палеорельефа залегают среднезернистые кавернозные калькарениты — туфопесчаники с карбонатным цементом. Эти породы развиты локально на севере центральной части о-ва Сан-Николау (устье р. Реканто и в верховьях бассейна р. Пульга). Мощность калькаренитов изменяется от 1 до 10 м.

Калькарениты несогласно перекрыты линзовидно-слоистыми перемытыми туфами, туфами и коллювиально-пролювиальными отложениями.

На севере центральной части острова обнажены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфы косослоистые, перемытые, с линзами гравелитов и отдельными глыбами эффузивов	1,5
2. Валунник, быстро (на расстоянии 30 м) выклинивающийся по простиранию, состоящий из глыб эффузивов	2,5
3. Туфопесчаники слоистые, иногда с карбонатным цементом, с обломками слабоокатанных и неокатанных эффузивов, линзы гравелитов	1,5–2,5
4. Туфопесчаники охристые	0,5
5. Туфы тонко- и косослоистые, с линзами гравелитов	0,8
6. Туфы темно-коричневые	1
Общая мощность	7,8–8,8

В центральной части закартированной территории разрез слагают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфы темно-коричневые, бурые, неслоистые, пепловые	0,5
2. Коллювиальные и делювиальные глыбовые отложения, неясногрубослоистые, с невыдержанными прослоями более мелкообломочного материала	4–5
3. Туфы тонкие, косослоистые, коричневые и бурые, с "плавающими" обломками эффузивов	3–5
Общая мощность	7,5–10,5

Вышеописанные перемытые туфы формировались синхронно с пикритовыми туфами горы Биссау. Последние представлены тонкими, реже грубыми литокластическими лапиллиевыми туфами коричневого, желтовато-красного и черного цвета. Среди туфов имеются отдельные блоки пикритов диаметром до 20–30 см. Мощность туфов изменяется от 200–300 м до полного выклинивания.

Стратиграфически выше залегает поток, вытекавший с северного склона горы Биссау, который представляет собой неправильное чередование субщелочных оливиновых базальтов с агломератами, резко выклинивающимися по простиранию. Мощность 12–15 м. Он перекрыт потоком субмеридионального простирания того же состава и строения, но вытекавшим из вулканической постройки горы Матиаш. Мощность потока 10–12 м. В районе горы Матиаш верхи потока перекрыты толщей тонких лапиллиевых туфов, аналогичных туфам горы Биссау. Мощность 50–100 м.

Верхние части неовулканического комплекса слагаются туфами, шлаками, бомбовыми туфами и реже лавами пикритового состава, образованными различными вулканическими аппаратами. В частности, западнее горы Биссау обнажены грубые, слабо сцементированные агломераты мощностью 10 м с отдельными потоками пористых лав, которые перекрыты шлаками фельдшпатоидных пикритов с редкими линзовидными телами агломератов. Общая мощность 25–30 м.

Юго- и северо-восточная части острова, а также район горы Гордо слагаются тонкими и лапиллиевыми туфами, потоками фельдшпатоидных лав пикритов. Одновременно с ними формировались шлаки, бомбовые туфы и маломощные (первые метры) потоки аналогичного состава в центральной части закартированной территории.

В верховьях долины р. Брава обнажена толща пирокластических образований следующего типа (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Туфы тонкие, кремнистые, желтовато-красные, тонкослоистые, с кристаллами зеленого оливина	3
2. Туфы грубые, пикритового состава, с бомбами эффузивов и кристаллами оливина	5
3. Туфы тонкослоистые, темно-желтого цвета, пикритового состава, с отдельными бомбами в нижней части	10
4. Туфобрекчия пикритового состава, несортированная, размер обломков от первых сантиметров до первых метров	15
5. Оливиновые базальты, которые по простиранию выклиниваются, замещаясь на протяжении первых метров тонкими красными или желтыми туфами. Характерно, что размер кристаллов оливина пропорционален размерности обломков	15
Общая мощность	48

В устье р. Рибейра Брава на туфоагломератах нижнего комплекса залегает несортированный валунник с плохо окатанными и полуокатанными валунами эффузивов диаметром 0,1–0,4 м и мощностью 0,5–1,5 м. Он перекрыт желтыми и красноватыми комковатыми туфами мощностью 0,5–1 м, которые, в свою очередь, перекрыты чередованием лавоагломератов (до 1,5 м) и потоками миндалекаменных пикритов (1–2 м). По простиранию закономерное чередование переходит в неоднородную "смесь" агломератов, потоков, линз или горизонтов туфов. Средняя мощность фронтальной части описанной толщи эффузивов 20–30 м. В толще прослеживается поток мощностью 4–6 м, с крупными (от 0,3–0,8 до 10–15 см) нодулями оливинита.

Современные отложения о-ва Сан-Николау представлены песками пляжей, аллювиально-коллювиально-пролювиальными галечниками и валунниками.

Структура острова

Видимое основание о-ва Сан-Николау слагается породами комплекса Рибейра Брава, которые образуют вытянутую куполообразную структуру субширотного простирания. Обломки полнокристаллических образований свидетельствуют о присутствии в глубинных частях острова интрузивного комплекса, по-видимому аналогичного комплексу Минделу о-ва Сан-Висенти.

Структура основания осложняется роями даек субширотного простирания. Первый из них, имеющий ширину 250–300 м, хорошо прослеживается в долинах рек Рибейра Брава и Реланто. Дайки имеют простирания 270, 290 или 310°. Падения к северу, под углами 60–70°. Местами они сильно сближаются, практически полностью замещая вмещающую породу. Второй рой, в устье р. Брава, аналогичен первому. На востоке центральной части острова дайки образуют несколько систем: 30–60° ∠ 40, 360–10 и 320°.

Пирокластическо-эффузивный комплекс (Десерто) с вулканическим несогласием перекрывает нижележащий (Рибейра Брава). Он слагает изометричный горный массив с диаметром основания до 10–12 км. Здесь находятся наиболее высокие вершины о-ва Сан-Николау – 1312 и 1062 м. Причем первая, гора Гордо, слагается неовулканическим комплексом (см. ниже). Для массива характерны каньонообразные, радиально расходящиеся от его центра долины с относительными превышениями до 300 м. Наиболее узкие днища долин приурочены к верховьям временных водотоков, ближе к устью долины расширяются, достигая ширины 100–200 м.

В долинах развит крупно- и гигантоглыбовый несортированный валунник, занимающий практически всю долину. Склоны, слагаемые пирокластическо-эффузивным комплексом, часто имеют ступенчатый облик, который облусловлен либо отдельными мощными потоками лав, либо их пакетами. Породы рассматриваемого комплекса образуют многочисленные останцы рельефа, перевалы обычно слагаются туфами. В останцах отчетливо прослеживается периклинальное залегание пород с углами падения до 15°. Рельеф осложняется отпрепарированными дайковыми стенками. К океану массив резко обрывается. Здесь в основном развиты абразионные берега клифового типа. Пляжевые отложения слабо развиты. Приведенные геолого-геоморфологические данные позволяют рассматривать весь горный массив как эродированный стратовулкан, строение которого осложняется прорывающими крутопадающими дайками лампрофиров, фонолитовыми субвулканическими интрузиями и экструзиями.

Структура неовулканического комплекса обусловлена широким развитием моногенных лавовых аппаратов центрального типа, шлаковыми (и шлаколавовыми) конусами, приуроченными к двум зонам проницаемости. На юге острова хорошо устанавливается цепь шлаковых и шлаколавовых конусов усеченной формы. Постройки высотой 180–340 м сливаются со своими основаниями и, очевидно, маркируют зону проницаемости субширотного простирания, продолжение которой намечается по ряду мелких моногенных лавовых конусов на южных отрогах горы Биссау и далее, несколько отклоняясь, продолжается к юго-западу через вулканы Калодейра де Арегиса (250 м), Деголадо (600 м). Характерно, что большинство кратеров открыто к северу. Этот факт, а также общая форма зоны могут свидетельствовать о том, что безамплитудный разлом не является вертикальным, а имеет наклон к югу.

Северная зона проницаемости фиксируется цепью шлаковых конусов высотой 110–150 м на северо-востоке острова и далее, очевидно, продолжается рядом моногенных лавовых конусов в центре закартированной территории. Здесь расположен кратер с пологим днищем и центральной горкой. Диаметр кратера до 200 м. Он вместе с небольшим кратером, дающим протяженный лавовый поток, осложняет западный склон горы Биссау (614 м) (см. рис. 12).

В южной части горы расположен кратер. Стенки кратера слагаются в основном гиалокластикой, бомбами, небольшими и маломощными потоками, брекчиями.

Далее зона прослеживается к западу через лавовые конусы гор Гордо (1312 м)

и Прая Бранка (436 м). Вулканическая постройка горы Гордо дает ряд радиальных потоков лав, вложенных в долины. В районе горы Рибейра Брава потоки образуют ряд лавопадов, обтекающих останцы рельефа. На западе острова, в районе Прая Бранка, есть несколько усеченных шлаколавовых конусов с диаметром основания до 500–1000 м. Направление зон проницаемости совпадает как с общим направлением острова, так и с направлением гряды Наветренных островов, а также с простиранием дайковых роев.

На острове есть и другие шлаколавовые конусы с высотами до 20 м, прямо не связанные с описанными зонами проницаемости.

ОСТРОВ САНТЬЯГУ

Краткий очерк геоморфологии и истории изучения

Остров Сантьягу (см. рис. 1, табл. 1) вытянут в северо-западном направлении и находится на одном подводном поднятии с островами Маю, Боавишта и Сал. В рельефе острова отчетливо выделяются два горных массива, окруженные плато и разделенные субширотной депрессией.

Южный горный массив Пику Антонио (около 120 км^2) с максимальной высотой 1392 м вытянут с восток-юго-востока на запад-северо-запад почти на 20 км (по изогипсе 500 м). Высоты свыше 1000 м сосредоточены в узком (500 м) протяженном (до 5 км) хребте, вытянутом по азимуту 330–340°, который является составной частью главного водораздела.

Северный массив Малагуэта (около 60 км^2 по изогипсе 500 м) имеет в плане крестообразную форму. Максимальные отметки рельефа (800–1063 м) сосредоточены в субширотном хребте, который ограничен с юга крутым эскарпом.

Горные массивы отличаются сложным расчлененным вулканическим рельефом с крутыми, нередко ступенчатыми склонами, останцами и глубокими каньонами. Массивы разделены субширотной депрессией. Примерно в центре острова имеется хребет северо-западного простирания с тремя конусами высотой 450–470 м.

Остальная часть острова представляет собой субгоризонтальные либо наклоненные в сторону океана плато с высотами до 400 м. Они изрезаны каньонами, и над их поверхностью возвышаются современные вулканические конусы либо некки или многочисленные экструзии.

Основные данные по геологии о-ва Сантьягу были получены португальскими исследователями [Silva et al., 1979 (1980); Amaral, 1964; Alves et al., 1979; и др.]. По их представлениям, в низах разреза острова распространены брекчии базанитов, интрузивные комплексы фельдшпатоидных габбро, пироксенитов, сиенитов, жилы, дайки и экструзии фонолитов, базанитов и карбонатитов. Породы древнего эффузивного комплекса перекрываются конгломератами и потоками лав Фламенго. Выше расположены конгломераты, брекчии и пирокластические породы с редкими прослоями потоков базальтов и фонолитов (формация Оргаос) и калькаренитов. Верхи разреза слагаются субаэральными потоками базальтов, базанитов, анкаратритов, нефелинитов и мелилитов (эффузивный комплекс Пику Антонио), наземными покровами базанитов и анкарамитов (формация Ассомада), лавами, туфами и бомбами, образующими более 50 лавовых и шлаковых конусов (формация Монте Вакаш). В целом древний комплекс более щелочной (существенно калиевый), чем молодой.

На севере о-ва Сантьягу А. Серральхейро [Serralheiro, 1968] выделил два типа формаций – экструзивную и осадочную. Первый тип включал четыре комплекса: 1 – домиоценовые интрузии анкаратритов, карбонатитов, их брекчий и пирокластические образования фонолитового состава, 2 – миоценовые покровы базанитов, лимбургитов, сформированные в подводных условиях, 3 – миоцен-плиоценовые покровы базанитов и их пирокластические аналоги, 4 – четвертичные вулканические шлаковые конусы. Осадочный тип формаций включал, по мнению А. Серральхейро, миоценовые конгло-

мераты, плиоценовые и четвертичные калькарениты, выше которых выделены голоценовые отложения пляжей, конусов выноса временных потоков и т.п.

Проведенные нами исследования дополняют и в значительной мере уточняют работы португальских геологов. Анализ материалов, имеющихся по о-ву Сантьягу, свидетельствует о том, что он представляет собой поднятие, которое состоит из ряда блоков субширотного простирания. Ниже приводятся, с разной степенью детальности, описания геологии выделенных блоков (с севера на юг): Таррафал, Малагуэта, Санта Катарина, Пику Антонио и Прая.

Основные комплексы пород блока Таррафал

В строении района пос. Таррафал мы выделили восемь комплексов пород (рис. 14, табл. 5) (снизу вверх): 1) кремнисто-карбонатно-вулканогенный, 2) интрузивный, 3) вулканогенно-осадочно-интрузивный, 4) осадочно-эффузивный, 5) нижний калькаренитовый, 6) эффузивно-экструзивный, 7) верхний калькаренитовый и 8) неовулканический.

Кремнисто-карбонатно-вулканогенный комплекс мезозойского возраста выделяется на о-ве Сантьягу впервые. Он распространен на востоке района, в долине р. Ангра, и представлен главным образом пиллоу-лавами толеитовых базальтов, местами переслаивающихся с маломощными прослоями темно-серых и красных кремней и известняков. На севере и востоке участка они перекрываются кайнозойскими туфами и лавовыми потоками меланефелинитов и пикритов, на западе прорваны карбонатитовым массивом, на юге – нефелинитами. Комплекс обнажен в виде полосы северо-северо-западного простирания, протяженностью около 500 м и шириной в 200–300 м. Породы наклонены на юго-восток под углом 60–70°. Они сильно карбонатизированы (рис. 15).

В общем виде рассматриваемый фрагмент мезозойского разреза имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

1. Пиллоу-лавы черного, темно-зеленого цвета с мелкими лейстами плагиоклаза. Они слагают подушки неправильной формы, размером от 0,2–0,3 м до 1 и реже 2 м. Иногда встречаются трубообразные тела диаметром до 0,4 м. Эндоконтактовые зоны сложены стекловатым материалом, центральные – мелкокристаллической породой с плагиоклазом, клинопироксеном, реже оливином. Межподушечное пространство заполнено карбонатной породой или гиалокластитами голубого, синего или белесого цвета. В лавах установлены гнезда, сегрегации диаметром до 5 см плохо раскристаллизованного кварца желтоватого или белого цвета. Толща осложнена зонами милонитизации (СВ 330–340°) мощностью до 0,5 м, внутри которых породы превращены в мелкую дресву 60–70
2. Известняки карбонатизированные, с линзовидными прослоями (1–5 см) красных кремней. Судя по отдельным выходам, они не образуют протяженных прослоев, а быстро выклиниваются на протяжении нескольких метров 20–30
3. Пиллоу-лавы карбонатизированные 40
4. Пиллоу-лавы карбонатизированные, с красными кремнями в прослоях и в межподушечном пространстве 30
5. Пиллоу-лавы карбонатизированные, толеитовые, с прослоями темно-серых кремней и светло-серых известняков 20–30
6. Пиллоу-лавы карбонатизированные 120

Общая мощность 290–320

Толеитовый состав базальтов и подушечная текстура, наличие кварца, прослоев известняков, кремнистых пород делают правомерным сопоставление вышеописанных образований с пиллоу-лавами толщи Баталью, известными на о-ве Маю. О докайнозойском возрасте свидетельствуют находки хорошо окатанных валунов серых неизмененных известняков, близких к толще Морро (о-в Маю) в низах кайнозойского разреза.

Интрузивный комплекс в исследованном районе не образует самостоятельного массива, но его породы встречены в образованиях вулканогенно-осадочного комплекса в виде обломков или ксенолитов в дайках и субвулканических телах. Они представлены полнокристаллическими, крупно- и гигантозернистыми пироксенитами, биотитовыми пироксенитами, габбро-амфиболитами, сиенитами, ийолитами.

Таблица 5

Комплексы пород и уровни их образования района Таррафал

Комплекс	Уровень образования			
	поверхностный (подводный и наземный)	приповерхностный	субвулканический (гипабиссальный)	глубинный
Неовулканический	Шлаки, туфы, потоки			
Верхний калькаренитовый	Калькарениты морских террас			
Эффузивно-экструзивный	Туфы, потоки фонолитов, мелафонолитов, щелочных базальтов	Экструзии фонолитов, анортоклазитов нескольких генераций		
Нижний калькаренитовый	Калькарениты морских террас			
Осадочно-эффузивный	Лавовая толща щелочных пикритов Осадочная толща: галечники, песчаники, калькарениты (средний миоцен)			
Вулканогенно-осадочно-интрузивный	Пирокластическая толща Осадочно-вулканогенная толща	Субвулканические тела карбонатитов, авгититов, карбонатитоидов, трубки взрыва аналогичного состава	Дайки фонолитов, меланефелинитов, авгитов, карбонатитов, лампрофиров, карбонатитоидов	Массив фельдшпатоидных габбро, габбро-сиенитов
Интрузивный				Пироксениты, якупирангиты, горнблендиты, сиениты
Кремнисто-карбонатно-вулканогенный	Известняки, кремни, пиллоу-лавы (верхняя юра–нижний мел ?)			

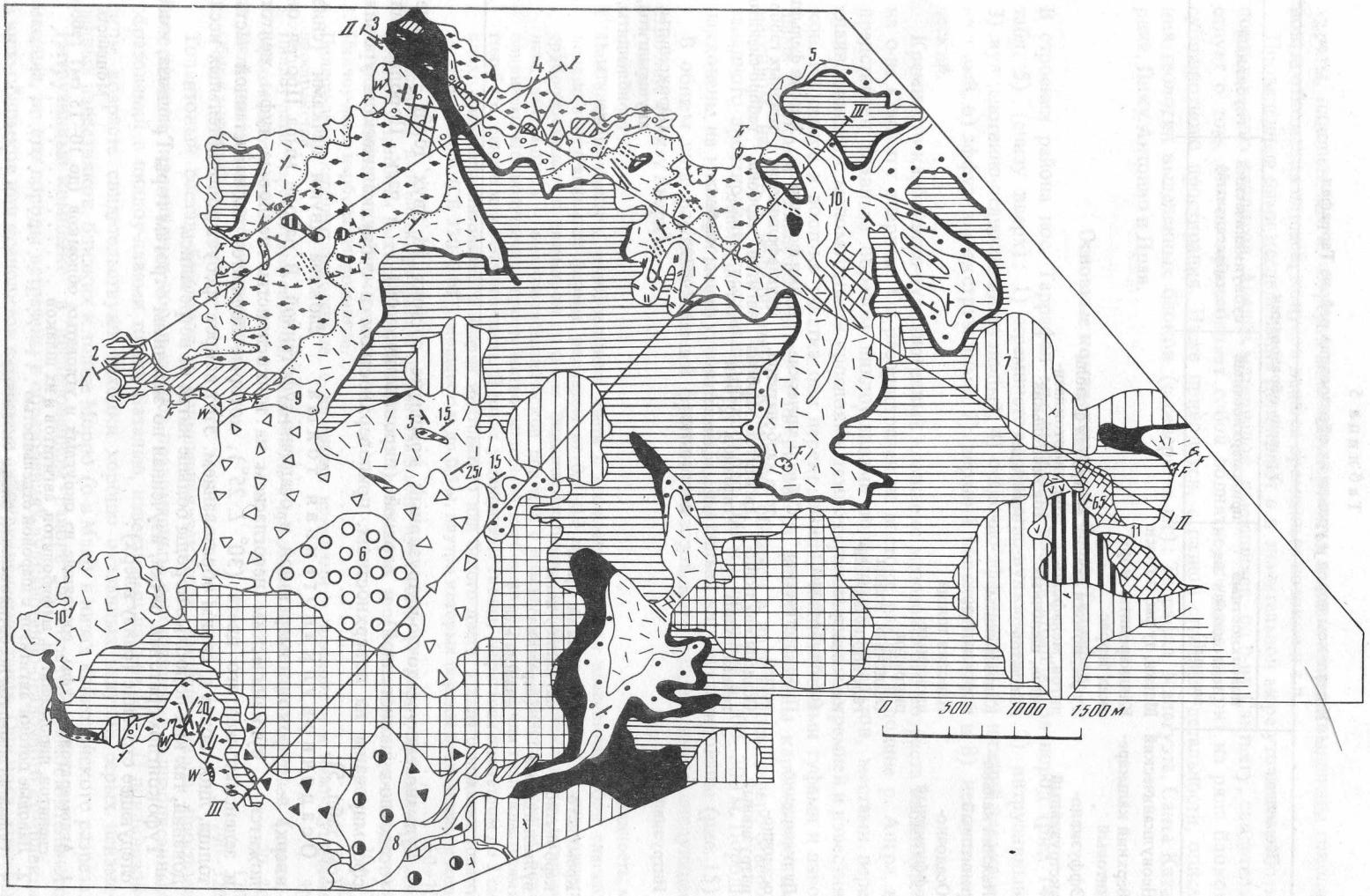
Вулканогенно-осадочно-интрузивный комплекс состоит из двух толщ — нижней (осадочно-вулканогенной) и верхней (пирокластической) — и даек. Породы были сформированы на поверхностном, приповерхностном и субвулканическом уровнях (см. табл. 5).

Осадочно-вулканогенная толща сложена двумя пачками (снизу вверх) — туфоконгломератовой и осадочно-туфогенной. В районе мыса Просел она ложится с вулканическим несогласием на тонкослоистые пепловые туфы желтого и зеленовато-желтого цвета ($30^\circ \angle 25^\circ$), которые являются либо составной частью толщи, либо более древним образованием. Этот вопрос требует дополнительных исследований, так как подобные породы больше нигде не встречались.

Туфоконгломератовая пачка, изученная по западным отрогам горы Грациоза, имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

1. Агломератовые туфы, состоящие из округлых и угловатых обломков (до 10–15 см) габбро, сиенитов, пироксенитов, амфиболитов, авгититов и их шлаков 15
2. Лавовые потоки авгититов с шаровой отдельностью 6
3. Туфоконгломераты несортированные, плохо окатанные 3


0 500 1000 1500 м

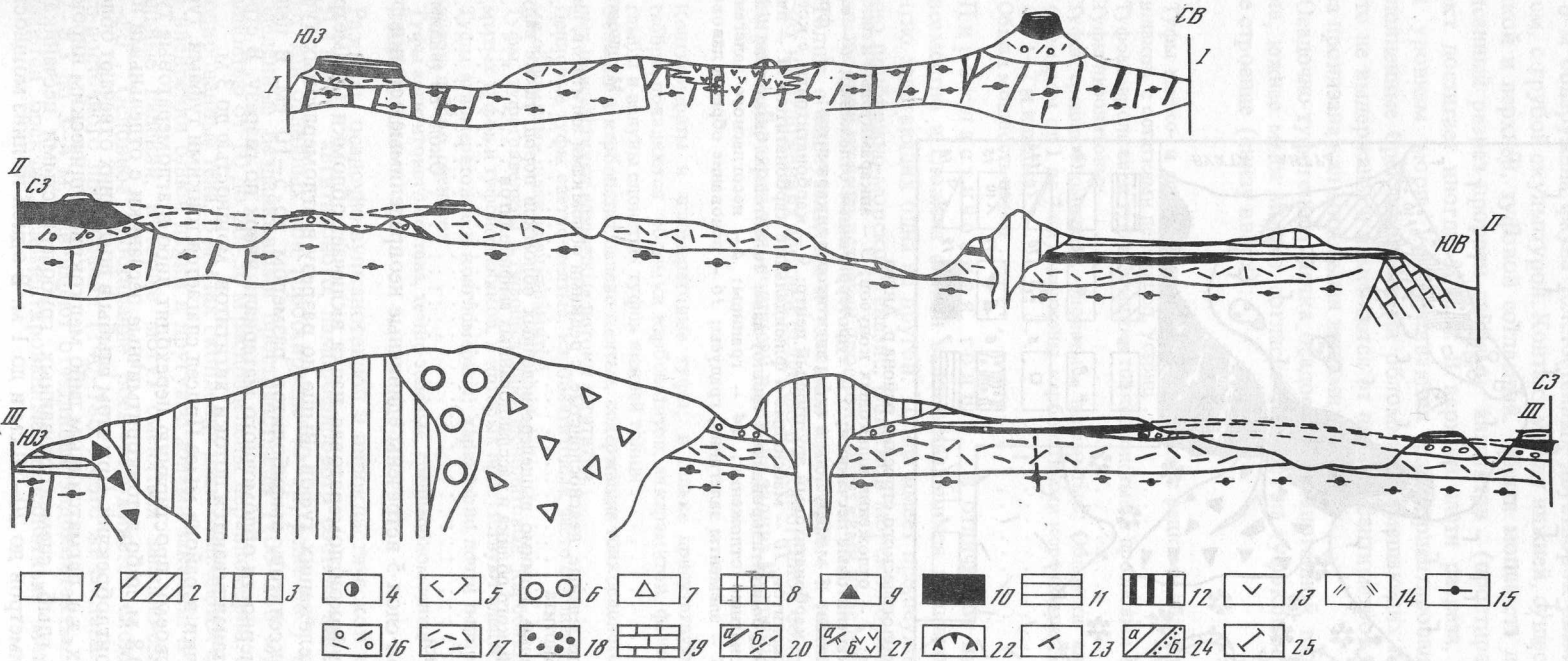


Рис. 14. Геологическая схема района пос. Таррафал

1 – пролювий, делювий; *2* – калькарениты (верхний и нижний калькаренитовые комплексы нерасчлененные); *3* – шлаковые конусы неовулканического комплекса; *4–9* – фонолитовый комплекс: *4* – лавы, *5* – туфы, *6* – экструзии фазы II, *7* – брекчии фазы II, *8* – экструзии фазы I, *9* – брекчии фазы I; *10, 11* – осадочно-эффузивный комплекс с толщами: *10* – осадочной, *11* – лавовой; *12, 13* – интрузивный комплекс: *12* – карбонатиты, *13* – карбонатитоиды; *14–18* – эффузивно-осадочно-пирокластический комплекс с толщами: *14* – пирокластической, *15–18* – осадочно-туфогенной (*15* – туфоагломераты, *16* – осадочно-туфогенные породы, *17* – туфы, *18* – конгломераты); *19* – кремнисто-карбонатно-вулканогенный комплекс; *20* – дайки: *а* – карбонатитовые, *б* – иного состава; *21* – туфы карбонатитов: *а* – на карте, *б* – на профиле; *22* – жерловые фации (*F* – фонолитовые, *W* – муджиеритовые); *23* – элементы залегания; *24* – геологические границы: *а* – согласные, *б* – несогласные; *25* – линии профилей

Цифрами на схеме обозначены: 1–5 – мысы: 1 – Понта Прета, 2 – Фезенда, 3 – Морейа, 4 – Прозола, 5 – Бикуда; 6, 7 – горы: 6 – Грациоза, 7 – Кошта; 8–11 – долины рек: 8 – Фонтао, 9 – Фезенда, 10 – Лабрао, 11 – Ангра

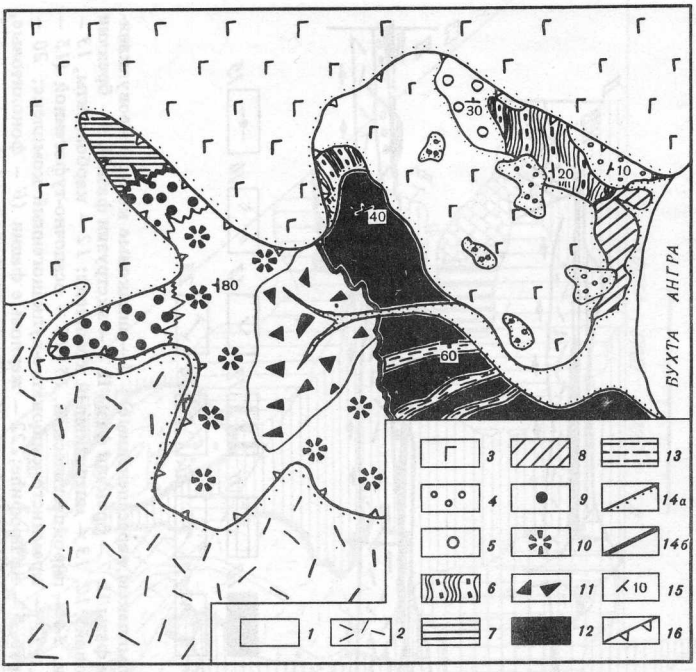


Рис. 15. Принципиальная схема геологического строения района р. Ангра

1 — аллювиальные отложения; *2* — отложения шлаковых конусов; *3* — анкарамитовые и пикритовые лавы и шлаки; *4* — калькаренитовые песчаники; *5* — туфотерригенные отложения; *6* — кристаллокластические туфы фонолитов; *7* — эффузивы и туфы авгититов и анкарамитов; *8* — фонолиты (жерловая фация); *9, 10* — карбонатитовый эруптивный центр: *9* — карбонатитоиды с ксенолитами пироксенитов и габбро-сиенитов, *10* — массивные и флюидальные карбонатиты; *11* — лавобрекчия карбонатитов; *12* — карбонатитизированные пиллоу-лавы толеитовых базальтов; *13* — кремнистые и кремнисто-карбонатные отложения; *14* — границы: *а* — несогласного залегания, *б* — интрузивные контакты; *15* — элементы залегания, градусы; *16* — основание обрыва лавового плато

Мощность, м

4. Туфогравелиты и туфы светло-зеленые, неясно слоистые, с редкими обломками авгититов, пироксенитов и фенокристаллов биотита 17
5. Туфоконгломераты, содержащие, помимо вышеперечисленных обломков пород, также валуны и гальку известняков мезозойского облика и рассланцованных амфиболитов 24
6. Лавовые потоки авгититов 10
7. Туфоконгломераты 5

Общая мощность нижней пачки . . . . . Около 80 (видимая)

Среди туфоконгломератов слоя 5 встречены единичные неопределимые остатки фауны пелеципод и устриц.

В районе мыса Просел туфоконгломератовая пачка включает обломки (диаметром до 50 см) авгититов и нижележащих туфов. Выше по разрезу в агломератовых туфах появляются обломки пироксенитов, амфиболитов размером до 5–10 см. В целом отмечается увеличение размерности обломочного материала вверх по разрезу. В строении нижней части разреза устанавливаются потоки авгититов, мощностью до 3 м.

Верхняя часть разреза пачки в районе мыса Просел слагается тонкими туфами, туфопесчаниками, которые по своему простиранию переходят либо в агломератовые туфы с размером обломков до 0,8 м, либо в тонкоритмичные песчаники с отдельными прослоями крупноглыбовых конглобрекчий. При этом глыбы в последних отвечают обломкам в агломератовых туфах, т.е. пегматоидным либо мелкокристаллическим пироксенитам, авгититам. Размер глыб, сцементированных грубозернистыми песчаниками, изменяется от первых сантиметров до 20–30 см и до 1 м. В одной из линз мощностью

до 6 м обнаружена фауна толстостенных двустворок размером в поперечнике до 10–15 см, с грубой скульптурой. Контакт между нижней, существенно грубоагломератовой пачкой и верхней, туфовой согласный. Общая мощность достигает 100 м. Весь вышеописанный разрез прорван дайками авгититов (простирание СВ 10–30°). Мощность даект достигает иногда 3–5 м. В верхней части разреза, примерно до высоты 60 м над уровнем моря, устанавливаются разноориентированные нептунические дайки, выполненные брекчированными обломками вмещающих пород. Мощности таких даек часто не выдержаны и изменяются от первых сантиметров до 0,8 м. Верхняя часть разреза пронизана кальцитовыми жилами.

Осадочно-туфогенная пачка осадочно-вулканогенной толщи на северо-западе Таррафала, южнее мыса Морею, согласно залегает на туфоконгломератовой и имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

1. Туфы мелко- и среднеобломочные, слоистые, с редкими обломками (до 10 см) авгититов и их шлаков, с остатками пелеципод, устриц 10
2. Туфоалевролиты и туфопесчаники тонкослоистые, с прослоями (1–2 см) гравелитов 4
3. Туфы пизолитовые 1
4. Туфы среднеобломочные, слоистые, перемытые. Обломки авгититов, пироксенитов, габбро (размером от 1 до 7 см) окружены карбонатными корочками. Редкие лавовые потоки авгититов (по 1–2 м каждый) 20

Общая мощность пачки 35

Пирокластическая толща в отличие от нижележащей распространена повсеместно и сложена серией выклинивающихся вулканокластических линз, дискордантно залегающих одна на другой. Толща имеет преимущественно субаэральный и частично прибрежно-морской генезис. Остатков морских организмов в ней не обнаружено, лишь в одной из линз встречен прослой с остатками илоедов.

Толща с азимутальным и угловым несогласием и конгломератами в основании залегает на отложениях нижней осадочно-вулканогенной толщи. Наиболее полный и представительный разрез толщи описан в районе залива Медроньо (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конгломераты и агломератовые туфы; в гальке присутствуют авгититы, реже пироксениты, габбро, появляются обломки карбонатитов, анкарамитов, фонолитов, а также плохо окатанные глыбы и валуны слоистых туфов нижней толщи 5–20
2. Фонолит и карбонатит палево-желтые, содержащие тонкослоистые песчаники и туфы, среди которых присутствуют единичные потоки авгититов 10–30
3. Пепловые туфы светло-желтые, карбонатитовые, часто с обломками пироксена, иногда с крупными обломками шлаков анкарамитов 5–15
4. Туфы, туфогравелиты и туфопесчаники фонолитовые, карбонатитовые, желтые, с линзами перемытых туфов и туфопесчаников, в которых присутствуют следы илоедов 10–15
5. Туфы агломератовые и конгломераты; характерно почти полное отсутствие обломков пироксенитов, габбро, сиенитов 7–10
6. Туфы авгититового состава, темно-зеленые, среднеобломочные 10–15

Общая мощность 47–105

Разрезы осадочно-вулканогенной и пирокластической толщ прорваны дайками.

Дайки авгититового, лампрофирового состава юго-восточнее мыса Прета образуют три основных роя (простирание 40–50, реже 80°) шириной 50–100 м каждый, разделенные бездайковыми пространствами (200–250 м). Внутри роя дайки протяженностью от 10 до 20–30 м распределены неравномерно, образуя либо сгущения, либо изолированные тела. В местах скопления даек отмечаются случаи ветвления даек, а также внедрения одной дайки в другую с зонами закалки. В целом характерны субвертикальные падения, которые могут сменяться западно-северо-западными под углами 65–80°. Основное простирание роев осложняется системой субвертикальных даек юго-восточного простирания (140–180°) того же состава. Мощность даек меняется от 0,2–0,3 до 3–4 м, они имеют отчетливые эндоконтакты. В отдельных местах устанавливаются брекчии, сцементированные карбонатным материалом, не проникающим

в тела даек. В эндоконтактных зонах последних породы обычно афировые, в центральных зонах – пористые.

Дайки содержат округлые ксенолиты пироксенитов и вмещающих пород размером от 1–2 до 5–6 см. Рои даек авгититов, лампрофиров прорываются отдельными дайками фонолитового состава близкого простирания.

На северо-западе района (мыс Морера, гора Вермелью) древние дайки хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Рои имеют простирание 70–100 и 340–360°. Мощность отдельных даек изменяется от 1–2 до 5–6 м. Южнее горы Вермелью отмечается их тектонизация. Дайки содержат ксенолиты биотит-пироксеновых пород, пироксенитов и вмещающих туфов.

На севере района (мыс Прозота) дайки авгититов, лампрофиров имеют простирания 10, реже 40°, восточнее – 15 и 340°, а юго-восточнее – 40 и 300°.

Таким образом, дайки доплиоценового комплекса не имеют какого-либо определенного простирания. Однако можно заметить, что преобладают субмеридиональные (340–40°).

В верховьях р. Ангра дайки прорывают мезозойские (?) пиллоу-лавы и табачно-зеленые рыхлые туфы с флогопитом или туфоагломераты, а также массив фельдшпатоидного габбро с биотитом. Туфы и туфоагломераты часто залегают только в виде скринов среди даек мощностью от 1 см до 0,5 м. Дайки имеют несколько генераций, причем первые три (карбонатитоиды) имеют преимущественно северо-западное простирание (330–340°).

Дайки карбонатитов (0,1–15 м) имеют различные элементы залегания (360° ∠ 50°; 50° ∠ 35–60°; 120° ∠ 70°; 60°); преобладают северо-восточные простирания.

Наиболее ранняя фаза карбонатитов представлена брекчиями, обломки которых слагаются карбонатитами и габбро. Позднее внедрялись тонкозернистые светлые карбонатиты с флюидальной текстурой, которые в комплексе преобладают. Все вышеописанные породы секутся маломощными (5–20 см) жилами темно-бурых карбонатитов и дайками (0,2–0,3 – 1–1,5 м) фонолитов различных ориентировок. В ряде мест структура карбонатитового комплекса осложнена субвертикальными разломами северо-северо-западного (340–360°) простирания, которые секутся субширотными.

Разновозрастные жерловые образования, тесно связанные с дайковыми сериями (мыс Фезенда, южнее горы Вермелью, залив Медранью и др.), широко развиты в пределах закартированной территории.

Примером строения могут послужить жерловые фации, установленные на юге мыса Фезенда (рис. 16). Здесь они слагают вулканический аппарат, в жерле которого установлены породы различного состава, отвечающего составу пород в эффузивно-осадочно-пирокластическом комплексе. Кроме того, здесь обнаружены и полнокристаллические породы, вынесенные с более глубоких горизонтов. Размер вулканических аппаратов неправильной в плане формы от десятков до 200–300 м. В устье р. Фезенда обнажено вертикальное тело, заполненное несортированным обломочным материалом авгититового состава. Размер обломков в магматической брекчии достигает 0,3–0,5 и даже 10 м в поперечном разрезе. Эти тела прорывают грубо сортированную вулканогенную пачку авгититового состава. В свою очередь, вертикальное тело прорвано дайками и силлами фонолитов и меланефелинитов.

Наряду со сложными по набору пород и строению вулканическими аппаратами на закартированной площади широко развиты жерла, выполненные породами одного состава. Так, в бухте р. Ангра обнажены мелаанальцимиты, слагающие штокообразное тело диаметром около 100 м. Породы брекчированы, в них проявлена вертикальная флюидальность, подчеркиваемая расположением пор и миндалин, присутствуют ксенолиты карбонатитов, туфопесчаников и фонолитов.

Сходные аппараты формируют и карбонатиты. Восточнее горы Вермелью в поле развития туфов и лав карбонатитов выходят на поверхность магматические брекчии карбонатитов, слагающие трубку взрыва диаметром около 50 м. Размер обломков от нескольких сантиметров до 10–15 см. Брекчия прорвана дайкой массивного карбо-

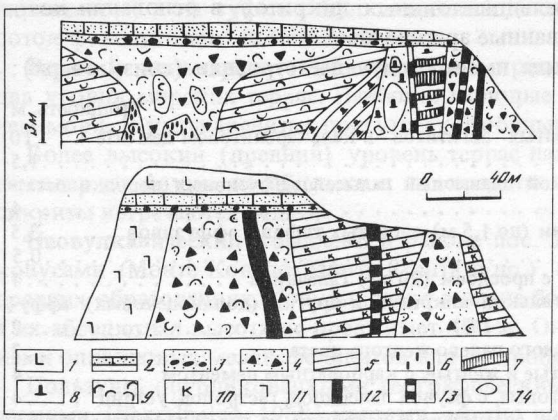


Рис. 16. Зарисовки жерловых фаций в районе мыса Фезенда

1–3 – осадочно-эффузивный комплекс: *1* – оливиновые базальты, *2* – калькаренитовые, *3* – конгломераты; *4* – жерловые туфобрекчии, туфоагломераты; *5* – слоистые туфы; *6* – шток; *7* – лавовые потоки авгититов; *8–13* – состав пород: *8–10* – в образованиях, обозначенных знаками *4–6* (*8* – авгитититы, *9* – фонолиты, *10* – карбонатиты, *11–13* – в дайках (*11* – пикриты, *12* – авгититы, *13* – фонолиты); *14* – обломки авгититов и фонолитов

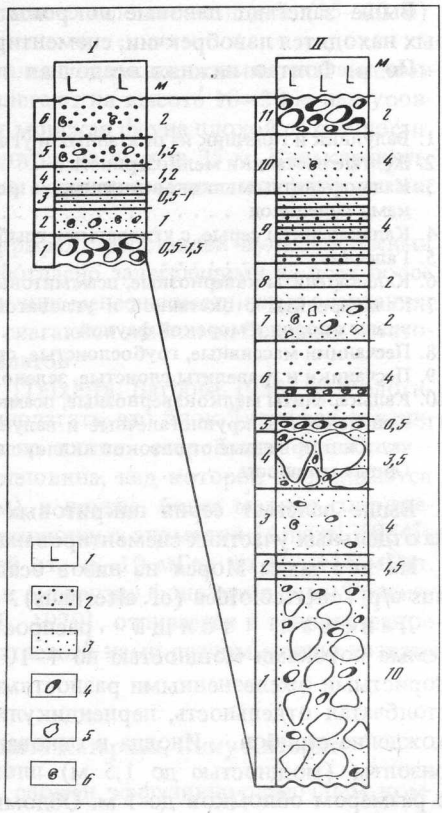


Рис. 17. Строение вулканогенно-осадочного комплекса в районе пос. Таррафал (*I* – центр, *II* – юг)

1 – базальты; *2* – гравелиты; *3* – песчаники; *4* – конгломераты; *5* – осадочные брекчии; *6* – остатки фауны

Цифры слева от колонок – номера пачек

натита, которая не выходит за ее пределы. В этом же поле вскрыта трубка взрыва диаметром до 5–15 м, выполненная тонко раздробленным карбонатитовым веществом.

На более глубоком уровне выходят субвулканические тела, в которых брекчированы уже полнокристаллические породы. Так, в верховьях р. Ангра обнажено гипабиссальное тело фельдшпатоидных габбро с биотитом, брекчированных и содержащих ксенолиты крупно- и гигантозернистых пород; оно, в свою очередь, прорвано многочисленными дайками карбонатитов, карбонатитоидов и фонолитов.

Осадочно-эффузивный комплекс состоит из двух толщ – нижней осадочной (калькаренитовой) и верхней лавовой щелочно-пикритового состава. Нижняя толща имеет морской генезис и невыдержанную мощность от нуля до первых метров в центральных частях района и до 30–40 м по периферии. Она с угловым несогласием и конгломератами в основании залегает на доплиоценовых отложениях (рис. 17).

Осадочная толща в центральных частях района имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Валунник с калькаренитовым цементом, состоящий из обломков пород нижележащих кайнозойских отложений	0,5–1,5
2. Калькаренитовые с редкими валунами эффузивов и с обильной битой фауной	1
3. Известковистые песчаники мелко- и среднезернистые, тонкослоистые	0,5–1
4. Калькаренитовые мелкокавернозные	1,2
5. Калькаренитовые крупнокавернозные, с обильной фауной морских ежей, пектенид, пелеципод и плавающей галькой эффузивных пород	1,5
6. Калькаренитовые псаммитовые, с фауной устриц, пектенид, балянусов, морских ежей	2
Общая мощность нижней толщи	6,7–7,2

Выше залегают лавовые покровы фельдшпатоидных пикритов, в основании которых находятся лавобрекчии, сцементированные арагонитом.

По р. Фонтао нижняя осадочная толща имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Валунник и галечник из окатанных и угловатых авгититов в калькаренитовом цементе	10
2. Желтые песчаники мелкозернистые	1,5
3. Калькарениты мелкокавернозные, с редкой плавающей галькой эффузивных пород и остатками пелеципод	4
4. Калькарениты серые, с угловатыми глыбами (до 1,5 м) слоистых туфов и эффузивов	3,5
5. Галечник	0,5
6. Калькарениты кавернозные, псаммитовые, с прослоем (20 см) галечника	4
7. Калькарениты с окатанной и угловатой галькой пикритов и других (доплиоценовых) эффузивных пород и морской фауной	2
8. Песчаники массивные, грубослоистые, светлого палево-желтого цвета	2
9. Песчаники и гравелиты слоистые, зеленоватые и желтые, с карбонатным цементом	4
10. Калькарениты мелкокавернозные, псаммитовые, с фауной пелеципод, гастропод, устриц	4
11. Конгломераты крупногалечные и валунные, состоящие в основном из галек пикритов; встречаются оторванные от потоков пиллоу-лавы пикритов	2
Общая мощность	35,5

Выше залегает серия пикритовых потоков с лавобрекчией в основании, которая на отдельных участках сцементирована арагонитом.

На юге мыса Морея из низов осадочной толщи были определены миоценовые Venus u/p Ventricoloidea (cf. alternaus).

Лавовая толща распространена повсеместно и представлена четырьмя—семью потоками мощностью по 4—10 м каждый. Верхние части потоков представлены пористыми ожелезненными разностями, подошва — лавобрекчиями. В потоках развита столбчатая отдельность, перпендикулярная потоку, реже отмечено веерообразное расхождение столбов. Иногда в основании потоков устанавливаются линзообразные горизонты (мощностью до 1,5 м) плохо окатанных, несортированных конгломератов с размером обломков до 1 м. Обломки угловаты, заключены в песчаники с карбонатным цементом и сложены обломками пикритов.

Нижний калькаренитовый комплекс на западе Таррафала слагает две выклинивающиеся к востоку и по простиранию линзы. Они имеют максимальную мощность 2—3 м, залегают на щелочно-пикритовых лавовых потоках и перекрываются потоками щелочно-пикритовых лав. В калькаренитах присутствуют отдельные шаровые подушки пикритов, угловатые глыбы туфов и песчаников доплиоценовых образований. В калькаренитах встречен богатый комплекс морской фауны: остатки морских ежей, устриц, пелеципод, гастропод, пектенид, острей, зубы рыб.

Эффузивно-экструзивный комплекс слагается зелеными и желтовато-зелеными слоистыми туфами фонолитового и мелафонолитового состава с отдельными обломками эффузивных пород кайнозойских комплексов. Туфы вложены в рельеф и залегают на пикритовых потоках. Они полого наклонены на северо-запад под углами 5—15° или залегают горизонтально. Мощность туфов около 50—70 м.

Гора Грациоза и окружающие ее вершины слагают реликты полифазной экструзивной постройки анартоклазитов. На горе выделяется несколько уступов, маркирующих последовательно поступавшие к поверхности порции лавы, высота которых до 100 м. Уступы наклонены внутрь горы от периферии. В основании горы наблюдаются брекчии, которые несколько отличаются по химическому и минеральному составу. Они неоднородны: в преобладающей массе породы обнаруживаются округлые обособления более лейкократового либо, напротив, меланократового состава.

Фонолитовый магматизм проявляется также в виде потоков. К югу от горы Грациоза развит поток фонолитов, перекрывающий брекчии основания экструзии. Здесь же наблюдается чередование проявлений фонолитового и базальтоидного вулканизма. На брекчию основания экструзии, перекрытую калькаренитами, ложится поток щелочного базальта мощностью до 4 м. Базальт, в свою очередь, перекрывается слоистыми туфами со слабоокатанными зернами, туфами мелафонолита, обогащенного слюдой,

пироксеном, а на туфах с вулканическим несогласием залегает мощный (15–20 м) поток фонолитового состава.

Верхний калькаренитовый комплекс представлен калькаренитами, слагающими два уровня морских террас. Наиболее молодые залегают на высоте 18–20 м над уровнем моря. В калькаренитах присутствует обильная морская фауна плохой сохранности.

Более высокий (древний) уровень террас находится на высоте 35 м. Калькарениты не содержат фауны, но обломки в них представлены почти исключительно фонолитами, пикриты встречаются редко.

Неовулканический комплекс в районе пос. Таррафал представлен вулканическими конусами (Монте Ковадо, Монте Кошта и др.), несогласно залегающими на всех более древних образованиях. Конусы имеют в плане более или менее изометричные очертания, а их абсолютная высота не превышает 400 м. Они слагаются шлаками, бомбами и потоками оливиновых меланефелинитов или пикробазальтов.

Пользуясь опубликованными географическими [Teixeira, Barbosa, 1958] и геологическими [Serralheiro, 1968] картами, можно предполагать, что блок Таррафал ограничен с юга субширотным разломом, проходящим по линии север бухты Шао Бом – д. Лапа Кашорро. Здесь расположена широкая седловина, над которой возвышаются неовулканическая постройка горы Ковадо (281 м) и другие, более мелкие сооружения. Кроме этого, судя по карте остаточных гравитационных аномалий [Amaral, 1964], здесь происходит изменение гравитационных полей от –5–10 мГал до +5–+15 мГал. В этом же (субширотном) направлении вытянута и экструзия фонолитов горы Грациоза. Судя по данным С. Алвеша и др. [Alves et al., 1979], отличается и геологическое строение к северу и югу от этой линии. Предполагаемый нами разлом можно назвать Южно-Таррафальским.

Особенности строения блоков Малагуэта, Санта Катарина, Пику Антонио

Блок Малагуэта, судя по геологическим картам, сложен эффузивно-осадочным комплексом мощностью до 1000 м, который прорван фонолитовыми экструзиями или перекрыт пирокластикой того же состава. Эти образования, видимо, синхронны экструзии Грациоза. Кроме того, на западе блока имеется ряд построек неовулканического комплекса.

Южным ограничением блока служит разлом Малагуэта, проходящий вдоль крутого эскарпа рельефа одноименного горного массива, максимальные высотные отметки которого (более 800–1000 м) также вытянуты в субширотном направлении. Южнее и севернее этой линии резко отличаются остаточные аномалии гравитационного поля: севернее – 0–5 мГал, южнее относительно резко повышается до +10–+20 мГал [Amaral., 1964].

Блок Санта Катарина обладает в основном денудационным типом рельефа. Здесь обнажен широкий спектр образований, наиболее древние из которых представлены карбонатитами, габбро и пироксенитами массива Рибейра де Барко и вмещающими их агломератами.

Карбонатиты Рибейра де Барко представляют собой наклонное (азимут падения 240° ∠ 70°) тело мощностью до 50 м. Отчетливо проявлена псевдослоистость, а в эндоконтакте и псевдофлюидальность. Зернистость увеличивается от контактов, однако меняется неравномерно по слоям. В породе присутствуют ксенолиты габбро, биотитов, порфиритов, авгититов. В составе породы наряду с кальцитом отмечается биотит, в меньшей степени – анортоклаз, апатит, титаномагнетит. В некоторых слоях–линзах присутствует до 80% биотита. Определение абсолютного возраста [Bernard-Griffiths et al., 1975] K-Ar-методом показало, что карбонатиты Рибейра де Барко были сформированы в позднем миоцене (8,5±0,7 млн лет назад).

Большую площадь на востоке блока занимают породы комплекса Фламенгос, который, как считается [Silva et al., 1979 (1980)], формировался синхронно с комплексом Педро Ваш на о-ве Маю. Он представлен конгломератами, агломератами, брек-

чиями и пирокластикой, по составу соответствующими лимбургитам, базанитам и анкарамитам. Однако образования, закартированные тем же комплексом в других местах острова и посещавшиеся экспедицией, во многих местах соответствовали жерловым фациям низов разреза Таррафальского блока.

Разрез блока наращивается эффузивно-осадочным, а выше – неовулканическим комплексом, в который целесообразно объединить пирокластические и лавовые покровы фельдшпатоидных пикритов, меланефелинитов, оливиновых меланефелинитов и базанитоидов формации Ассомада [Silva et al., 1979(1980); Serralheiro, 1976] и пирокластические конусы гор Вермелью и Тиро.

Блок Санта Катарина, по-видимому, ограничен разломом, который можно предполагать вдоль линии, соединяющей север бухты Святой Клары и мыса Кароа, и который может быть назван разломом Святой Клары. Здесь происходит резкое изменение простираний рельефа массива Пику Антонио, на западе и востоке расположены соответствующие долины рек (Ангра, Пикос). По этой линии намечаются изменения гравитационных полей. К ней приурочены зоны интенсивной эксплозивной деятельности, выраженные проявлениями туфобрекчий базальтов и фонолитов, связанных с эффузивно-осадочным комплексом.

Блок Пику Антонио сложен породами [Amaral, 1964; Alves, 1979; Silva et al., 1979(1980)] формаций СА, Фламенгос и Оргаос, которые соответствуют изученным нами в блоке Таррафал разным толщам комплекса Таррафал (Фламенгос – туфоконгломератовой, Оргаос – осадочно-туфогенной). Основная часть блока сложена эффузивно-осадочным комплексом, мощность которого достигает 1000 м и более. Вопрос о южном ограничении блока решается неоднозначно.

Основные комплексы пород блока Прая

В районе г. Прая (рис. 18, табл. 6) мы выделяем следующие вещественные комплексы (от древних к молодым): 1) интрузивный (габбро-сиенитового состава); 2) эффузивно-интрузивный (авгитовый с проявлениями магматизма карбонатит-фонолитового состава); 3) эффузивный (щелочно-пикритового и нефелинитового, тефритового состава) и 4) неовулканический комплекс современных шлаковых конусов (пикритового состава).

Интрузивный комплекс является наиболее древними образованиями этой части острова. Он представлен крупнозернистыми пироксенитами, амфиболитами, сиенитами, встречающимися в виде ксенолитов в осадочно-вулканогенной толще и более молодых интрузивных образованиях гипабиссального уровня эффузивно-интрузивного комплекса. Многие из них несут морфологические и петрографические признаки оплавления.

Эффузивно-интрузивный комплекс подразделяется (снизу вверх) на три толщи разного состава – эффузивно-терригенную (авгитит-анкарамиты), вулканогенно-осадочную (карбонатит-фонолиты) и эффузивно-гиалокластитовую (авгитит-анкарамиты). Кроме того, с комплексом тесно связаны субвулканические и жерловые образования авгититов, нефелинитов, фонолитов и карбонатитов, карбонатитоидов и лампрофиров, а также гипабиссальные тела и дайки.

Эффузивно-терригенная толща (500 м) в нижних частях ее видимого разреза на северо-востоке района сложена агломератами, состоящими главным образом из обломков полнокристаллических пород габбро-сиенитов и обломков авгититов. Среди агломератов встречаются единичные потоки лав авгититов. Основное же поле развития эффузивно-терригенной толщи находится на юго-западе территории.

Нижние части ее разреза, протягивающиеся полосой северо-западного простирания вдоль Прайского разлома, представлены гиалокластитами и туфогенно-осадочными породами с редкими потоками лав авгититов. Основной объем толщи сложен светлыми зеленовато-желтыми слоистыми туфопесчаниками с прослоями гравелитов. Туфопесчаники, так же как и гиалокластиты, представлены морскими фациями и содержат

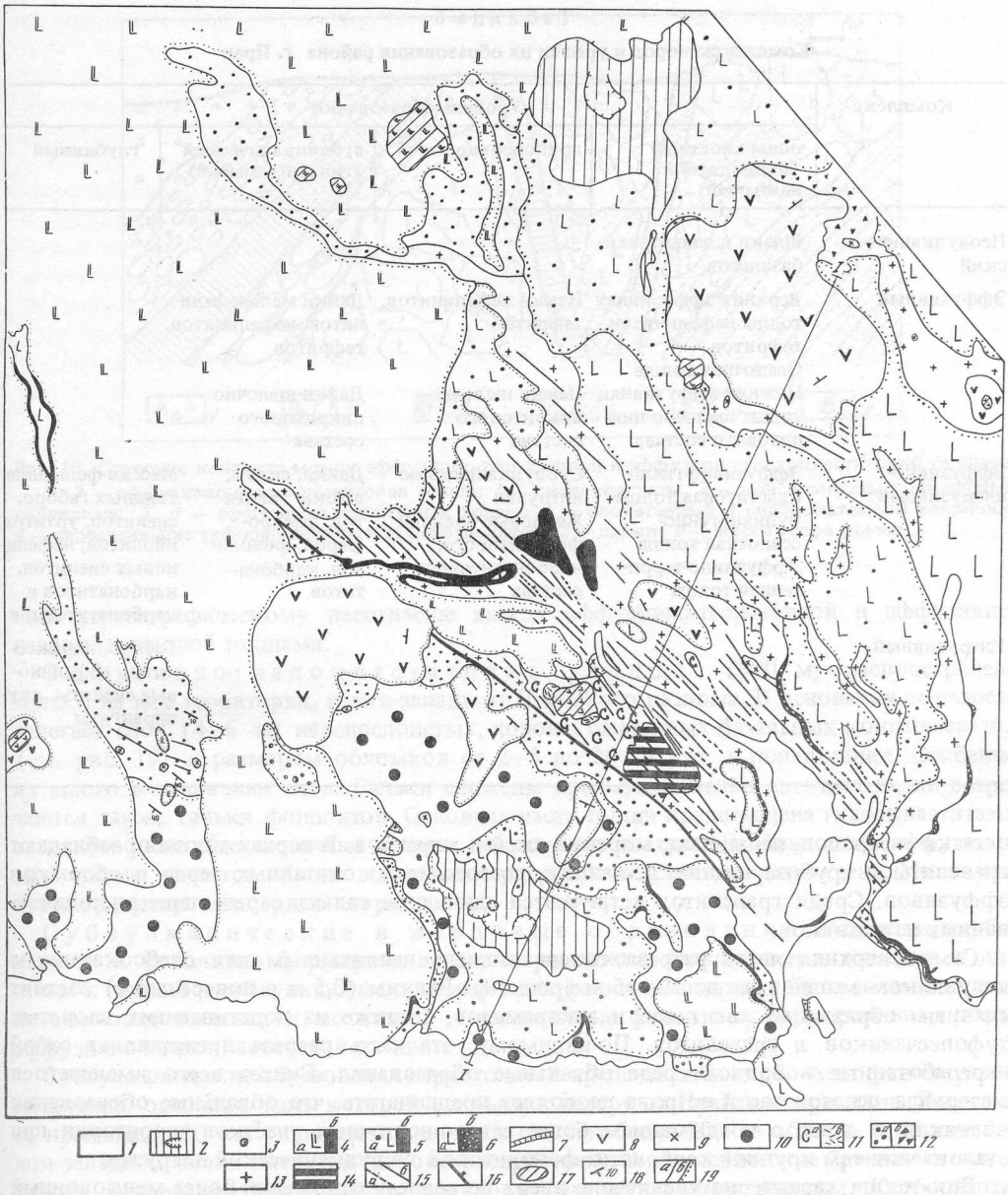


Рис. 18. Геологическая схема района г. Прая

Условные обозначения к рис. 18, 20

1 – аллювиально-пролювиальные отложения; *2* – неовулканический комплекс; *3–8* – эффузивный комплекс: *3–6* – эффузивная толща нефелинитового состава верхнего подкомплекса с наземными (*а*) и морскими (*б*) фациями (*3* – IV поток, *4* – III серия потоков, *5* – II серия потоков, *6* – I серия потоков), *7* – осадочная толща, *8* – нижний подкомплекс – эффузивы щелочно-пикритового состава; *9* – фонолиты (штоки, жерловины); *10–12* – осадочно-вулканогенный комплекс с толщами: *10* – эффузивно-гиалокластовой, *11* – вулканогенно-осадочной (*а* – жерловые фации, *б* – вулканогенно-осадочная часть), *12* – эффузивно-осадочной (*а*) с нижней агломератовой пачкой (*б*); *13* – фонолиты; *14* – интрузивный комплекс; *15* – дайки (*а* – фонолитов, *б* – базанитов); *16* – Прайский разлом; *17* – жерловые фации (крап соответствует составу толщ); *18* – элементы залегания, градусы; *19* – геологические границы: согласные (*а*), несогласные (*б*); *I–I* – линия профиля (см. рис. 20)

Таблица 6

Комплексы пород и уровни их образования района г. Прая

Комплекс	Уровень образования			
	поверхностный (подводный и наземный)	приповерхностный	субвулканический (гипабиссальный)	глубинный
Неовулканический	Шлаки и лавы трахибазальтов			
Эффузивный	Верхняя эффузивная толща нефелинитов, тефритов Осадочная толща Нижняя эффузивная толща щелочно-пикритового состава	Некки нефелинитов, тефритов Некки щелочно-пикритового состава	Дайки меланефелинитов, нефелинитов, тефритов Дайки щелочно-пикритового состава	
Эффузивно-интрузивный	Эффузивно-гиалокластитовая толща Вулканогенно-осадочная толща Эффузивно-терригенная толща	Субвулканические интрузии Жерловые брекчии фонолитового, карбонатитового состава	Дайки, силлы, штоки авгититов, лампрофиров, фонолитов, карбонатитов	Массив фельдшпатоидных габбро, сиенитов, уртитов, ийолитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов и карбонатитоидов
Интрузивный				Габбро, пироксениты, нефелиновые сиениты, якупирангиты

остатки гастропод, пелеципод, морских ежей и кораллов. В верхах толщи преобладают гравелиты и грубозернистые песчаники, состоящие из окатанных зерен и обломков эффузивов. Среди гравелитов встречаются единичные гальки серых перекристаллизованных известняков.

Самая верхняя часть разреза толщи сложена неокатанным или слабоокатанным валунником мощностью до 12–15 м (рис. 19). Валуны (0,5 м в поперечнике) состоят главным образом из авгититов и анкарамитов, а также из подстилающих слоистых туфопесчаников и гравелитов. По-видимому, эта часть разреза представляет собой переработанные в водной среде обвальные образования. Синтез всего имеющегося материала по этой части острова позволяет предполагать, что обвальные образования возникли в связи с воздыманием более северо-восточных участков территории при становлении там крупной карбонатит-фонолитовой субвулканической интрузии.

Для толщи характерно увеличение вверх по разрезу отложений более мелководных фаций, а также увеличение в северном направлении эффузивных образований (северо-восточнее Прайского разлома).

Вулканогенно-осадочная толща (5–8 м) сложена маломощными лавовыми потоками и перемытыми туфами карбонатитового состава и туфопесчаниками фонолит-карбонатитового состава в кальдере жерловины и вблизи от нее. Стратиграфически вулканогенно-осадочная толща фонолит-карбонатитового состава, скорее всего, соответствует низам эффузивно-гиалокластитовой толщи, хотя прямые соотношения между ними не наблюдались. Предположение основано на присутствии в основании вулканогенно-гиалокластитовой толщи галек фонолитов, которые в нижележащей эффузивно-терригенной толще отсутствуют. Предполагается также, что становление карбонатит-фонолитовой субвулканической интрузии и связанных с ней жерловин и последующая частичная эрозия произошли в интервал времени, соответствую-

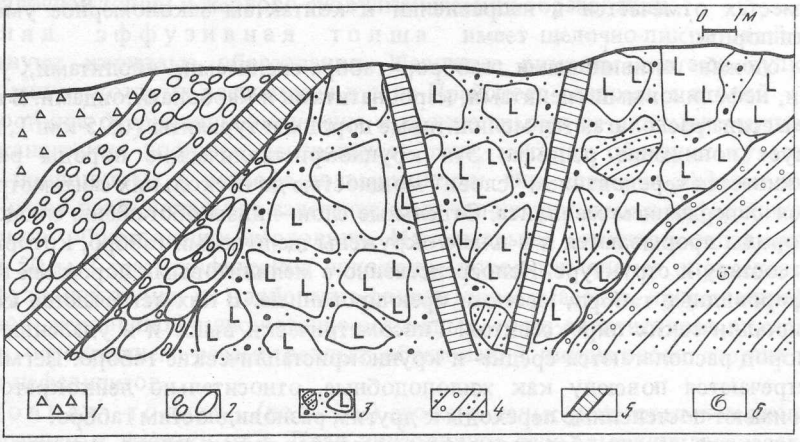


Рис. 19. Строение контакта между эффузивно-терригенной и эффузивно-гиалокластитовой толщами
1, 2 – эффузивно-гиалокластитовая толща: *1* – гиалокластиты, *2* – конгломераты с прослоями валунника; *3, 4* – эффузивно-терригенная толща: *3* – неокатанный и слабоокатанный валунник, *4* – переслаивание туфопесчаников и туфогравелитов; *5* – дайки; *6* – место сбора фауны

щий стратиграфическому несогласию между эффузивно-терригенной и эффузивно-гиалокластитовой толщами.

Эффузивно-гиалокластитовая толща (600 м) распространена только на юге территории, к юго-западу от Прайского разлома. В основании ее разреза залегает слой (4–6 м) неясно слоистых, хорошо окатанных базальных конгломератов (см. рис. 19) с размером обломков от 2–5 до 20–30 см в поперечнике. Особенно их много в основании слоя. Гальки сложены преимущественно авгититами, но встречаются также гальки фонолитов. Основная часть толщи представлена гиалокластитами авгититов, которые включают потоки лав того же состава. Особенностью эффузивов этой толщи является обилие в них мегакристов моноклинного пироксена. Мощности потоков составляют первые метры.

Субвулканические и жерловые образования авгититов, карбонатитов и фонолитов формировались одновременно с базальтовыми толщами в два этапа: в первый – субвулканическая и жерловая фации, с которыми была связана вулканогенно-осадочная толща, во второй – аналогичные фации, но сформированные после эффузивно-гиалокластитовой толщи.

Субвулканические образования первого этапа представлены карбонатит-фонолитовой интрузией, основная часть которой вскрыта к северу от Прайского разлома. Площадь ее превышает 30 км^2, при этом фонолиты слагают более 90% ее объема. В западной и юго-западной частях интрузии широко распространены магматические брекчии фонолитового состава, соответствующие эродированным эруптивным центрам. Карбонатиты являются относительно более поздними образованиями. Они прорывают фонолиты, слагая небольшой (1,5 км^2) эруптивный центр в зоне Прайского разлома.

Повторно магматизм фонолитового состава появился и после отложения эффузивно-гиалокластитовой толщи. Фонолиты слагают небольшие по размеру субвулканические тела – некки и реже небольшие (20–50 м в поперечнике) эруптивные центры. Фонолиты прорывают все рассмотренные выше образования и перекрываются эффузивным комплексом.

Гипабиссальный массив (1 км^2) сложного строения расположен в зоне Прайского разлома, в 1,2–2 км к северо-западу от г. Прая. Юго-западный и северо-восточный края массива срезаны разломами северо-западного простирания. С северо-запада массив граничит с прорывающими его карбонатитами, нефелинитами, а с юго-востока – с фонолитами. Породы, вмещающие массив, с достоверностью не обнаружены, однако в не-

которых местах отмечается в направлении к контактам закономерное уменьшение зернистости пород.

Массив сложен оливиновыми габбро, габбро-сиенитами, ийолитами, уртитами, турьяитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами и карбонатитоидами. В центральной части массива располагаются мелилитовые породы и турьяиты (0,25 км^2), которым соответствует понижение рельефа. Эти крупнокристаллические породы расслоены, что подчеркивается чередованием "слоев" мощностью до нескольких сантиметров и различающихся содержанием мелилита. Отдельные слои–линзы обогащены слюдой. Мелилитовые породы прорываются и в плане окружены щелочными габбро, которые различаются по составу и структуре. Непосредственно с мелилитовыми породами контактируют порфировидные габбро, местами брекчированные. В них встречаются ксенолиты крупнокристаллических пироксенитов. Гипсометрически выше и в удалении от мелилитовых пород располагаются средне- и крупнокристаллические габбро. Пегматоидные габбро встречаются повсюду как жилоподобные, относительно лейкократовые разности. Они имеют постепенные переходы к другим разновидностям габбро.

С востока и юга массив обрамлен зонами развития даек и силлов. Эти тела образуют сплошной узел, вблизи которого практически не сохранилось вмещающих пород. Преобладающие простирания субвулканических тел – азимуты простирания 300 и 40°, у пологопадающих тел – азимут падения 220° ∠ 40°. Мощность от десятков сантиметров до 1 м. Дайки имеются в поле распространения описанных выше кристаллических пород. По составу здесь различаются лампрофиры и авгититы.

Мелкокристаллические, часто порфировидные, нефелиновые сиениты образуют разветвленную сеть жил, пронизывающих ранее названные породы. Мощность жил обычно несколько сантиметров, иногда достигает в раздувах 1–1,5 м в поперечнике. Наиболее широко нефелиновые сиениты развиты в габбро, иногда слагают цемент брекчий с обломками габбро.

Самыми молодыми в массиве являются тонкозернистые карбонатитоиды и карбонатиты. Они слагают дайки и субпластовые тела. Эти образования в северной части массива образуют серии с маломощными и непротяженными скринами. В некоторых случаях наблюдаются переходы субвертикальных залежей в субгоризонтальные. Мощности тел составляют 10–15 м. Отмечается совместное присутствие карбонатных и кремнисто-карбонатных пород в объеме одного субвулканического тела: в этом случае они слагают лишь разные слои.

Характерно также широкое развитие мощных зон гидротермально измененных щелочных пород.

Возраст массива по геологическим данным может быть определен лишь приблизительно. Его становление и частичная эрозия произошли, по-видимому, после формирования эффузивно-гиалокластитовой толщи авгититового состава. Многочисленные ксенолиты пород массива содержатся также в дайках и жерловых образованиях, сложенных авгититами и анкарамитами.

Залегающий в тектоническом блоке фрагмент габбро-сиенитового массива разбит многочисленными трещинами северо-западного простирания, к которым приурочены многочисленные дайки и силлы меланефелинитов, карбонатитоидов, фонолитов и карбонатитов. На некоторых участках в связи с большим количеством даек породы массива встречаются лишь в небольших скринах.

Лампрофировые и карбонатит-фонолитовые образования слагают также дайковые рои и поля дайково-силловых переплетений. Наиболее мощный дайковый рой шириной 2–3 км расположен к северу от Прайского разлома и имеет такое же (северо-западное) простирание. Дайки мощностью 0,1–2 м падают к северо-востоку под углами 30–70°. В зоне широко распространены силлы, часто переходящие в дайки, и наоборот. Вблизи Прайского разлома сеть даек и силлов настолько густа, что вмещающие их породы присутствуют лишь в небольших скринах. Состав даек и силлов разнообразен: лампрофиры, анкарамиты, карбонатитоиды, карбонатиты, фонолиты. Следует отметить сгущение даек вблизи интрузивного массива.

Эффузивный комплекс в районе г. Прая состоит из разновозрастных покровов эффузивов, осадочной толщи и жерлово-субвулканических образований.

Нижняя эффузивная толща имеет щелочно-пикритовый состав. Ей соответствуют жерловые образования. Щелочные пикриты слагают вулканические центры, один из которых расположен в зоне Прайского разлома, а второй – на северо-востоке острова. Жерловины окружены сохранившимися от размыва реликтами крупных вулканических построек центрального типа, которые образуют куэстообразные, наиболее приподнятые в рельефе возвышенности. Они сложены эффузивной толщей, которая имеет периклинальное залегание щелочно-пикритовых и нефелинитовых лавовых потоков, обрамляющих жерловины. Максимальная мощность отдельных потоков достигает 50 м. Стратиграфическое положение пород комплекса определяется залеганием эффузивной толщи на карбонатит-фонолитовом массиве, прорыванием щелочно-пикритовой жерловиной вулканогенно-осадочных толщ авгититового анкарамитового состава и перекрытием рассмотренных образований пикритового состава лавовыми потоками нефелинитов.

Осадочная толща (до 5–7 м) сложена калькаренитовыми песчаниками, которые образуют к востоку от г. Прая линзовидное тело, выклинивающееся к северу. Детальный разрез этой толщи описан в районе порта. Здесь на эродированной и выветрелой поверхности сильно тектонизированной и насыщенной дайками эффузивно-осадочной толщи авгититового состава (снизу вверх) залегают:

	Мощность, м
1. Базальные конгломераты с хорошо окатанной галькой нижележащих пород	0,5
2. Песчаники калькаренитовые с "плавающей" галькой базальтоидов	0,5
3. Песчаники калькаренитовые рыхлые, кавернозные	1,5
4. Песчаники калькаренитовые грубозернистые	1–1,5
5. Песчаники калькаренитовые, насыщенные округлыми калькаренитовыми стяжениями	0,5
Общая мощность	1–4

Выше залегают гиалокластиты нефелинитов с калькаренитовым цементом и отдельными, оторванными от лавовых потоков подушками пиллоу-лав оливиновых нефелинитов (10–15 м), а затем лавовые потоки нефелинитов.

Верхняя эффузивная толща (30–60 м) слагает основную часть территории, образуя бронирующую поверхность лавового плато, полого погружающегося к югу, в сторону океана. Лавовые потоки обтекали возвышенности, образованные пикритами, последовательно выполняя отрицательные участки палеорельефа. Установлено несколько покровов средней мощностью до 8–15 м каждый, разделенных прослоями и линзами валунника, конгломератов, шлаков и гиалокластитов. Фельдшпатоидные пикриты, оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты, щелочные оливиновые базальты, тефриты и нефелиниты чередуются в разрезе. Они изливались из разных вулканических центров диаметром 0,2–0,7 км. В составе покровов выделяются наземные и морские образования. Последние распознаются по залеганию лавовых потоков на гиалокластитах и морских калькаренитах, как, например, на юго-востоке района (см. рис. 18), и по шаровой отдельности в потоках, которая обычно проявлена вблизи современного побережья, а также в районе долин рек Сафенде и Фунда, где прежде, видимо, существовал морской залив.

Мы выделили четыре покрова, три из которых имеют широкое площадное распространение. Сводный разрез верхней части эффузивного комплекса нефелинит-тефритового состава имеет следующий вид (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Галечник и валунник (2–15 м), образованные в результате эрозии пикритовых вулканических построек и более древних образований, или гиалокластиты в калькаренитовом цементе, содержащие оторванные подушки пиллоу-лав нефелинитов	10–15
2. Первая серия лавовых потоков (распространена в центре и на востоке района) – оливиновые нефелиниты; на юго-востоке – лавы с шаровой отдельностью (1,5–2,5 м в диаметре)	5–15
3. Вторая серия лавовых потоков – горошчатые, темные голубовато-серые меланефелиниты с ле-	

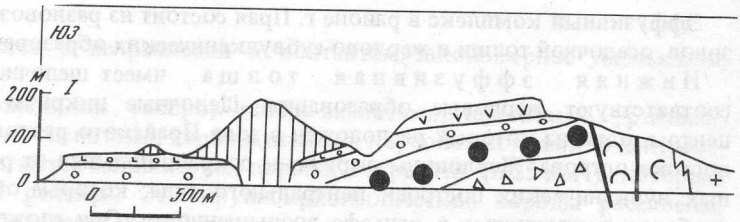


Рис. 20. Геологический профиль к карте района г. Прая по линии *I–I* (масштабы: горизонтальный 1 : 25 000, вертикальный 1 : 20 000)

Условные обозначения см. на рис. 18

Мощность, м

пешковидной отдельностью и тонкой плитчатостью внутри лепешек. В основании – линзы галечника или шлаков мощностью до 2 м 5–15

4. Третья серия лавовых потоков (распространена на западе и севере района) плитчатые афировые нефелиниты; по р. Гранде наблюдается налегание третьей серии потоков непосредственно на оливиновые нефелиниты первой серии. На контакте прослой (мощностью 2 м) хорошо окатанного галечника с отдельными валунами меланефелинитов второй серии потоков 8–15
5. Четвертый поток – горошчатые меланефелиниты, аналогичные меланефелинитам второй серии (развиты локально) 5–7

Общая мощность 33–67

Неовулканический комплекс представлен в пределах районах двумя шлаковыми конусами – Вермелью и Вакаш. Превышение первого над лавовым плато нефелинитов составляет 100 м, второго – 180 м. Шлаки и лавы представлены трахибазальтами. Наиболее детально изучен южный шлаковый конус – гора Вермелью. Площадь его основания около 5 км^2. Склоны изрезаны несколькими барранкосами, в стенках которых видны выклинивающиеся слои шлаков мощностью до десятков сантиметров. Преобладающий размер шлаковых обломков 0,5–5 см. В некоторых слоях шлаки спеклись с образованием аглютинатов. Наряду со шлаками отмечаются бомбы, часто имеющие концентрическое строение. Иногда наблюдаются сдвоенные бомбы, окруженные общей шлаковой оболочкой.

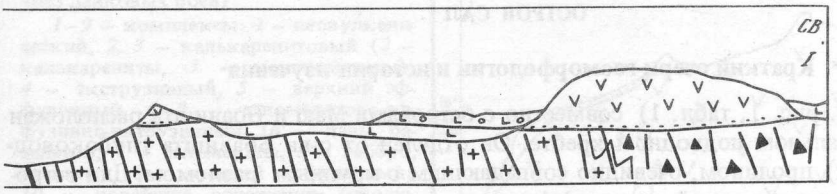
Структура блока Прая

Наиболее сложное строение блок Прая имеет в районе столицы Республики Кабо-Верде, и именно здесь были сосредоточены основные работы экспедиции.

В строении района г. Прая (см. рис. 19) выделяется брахиантиклиналь, которая несогласно перекрыта пологозалегающими лавовыми плато или шлаковыми конусами. Брахиантиклиналь вскрыта в эрозионном окне и разделена зоной Прайского разлома на две части.

Юго-западная часть сложена эффузивно-терригенной и эффузивно-гиалокластитовой толщами, образующими моноклиналь с падением на юго-запад под углами 10–40°. Углы падения толщ увеличиваются к океану, причем наиболее резко это происходит в пределах флексуры западно-северо-западного простирания, расположенной косо по отношению к Прайскому разлому и отстоящей от него на расстоянии 1–2 км к юго-западу. С зоной флексуры связаны небольшие жерловины фонолитов, пикритов и нефелинитов, а также современный шлаковый конус (рис. 20).

В северо-восточной части брахиантиклинали отсутствует эффузивно-гиалокластитовая толща, и здесь расположены крупный субвулканический фонолитовый массив и рой даек. Карбонатит-фонолитовый массив обрамлен по периферии вмещающей его эффузивно-терригенной толщей, а в юго-западной части срезан Прайским разломом. Не исключено, что юго-западная часть относительно опущена по Прайскому разлому. Становление массива происходило одновременно с накоплением в поверхностных условиях эффузивно-терригенных отложений и с общим воздыманием района, что отра-



жено в изменении фаций эффузивно-терригенной толщи к более мелководным вверх по разрезу. Таким образом, формирование брахиантиклинали мы связываем со становлением карбонатит-фонолитовой субвулканической интрузии. Присутствие галек фонолитов в эффузивно-гиалокластитовой толще и отсутствие одновозрастных ей образований к северо-востоку от зоны Прайского разлома, в северо-восточной части антиклинали, указывают на то, что там существовали островное поднятие ("фонолитовый остров") и область эрозии. Эффузивно-гиалокластитовая толща же накапливалась на подводном склоне возникшего поднятия.

Дайковый рой расположен вдоль зоны Прайского разлома и генетически с ним связан. Ширина наиболее насыщенной дайками зоны около 2 км. Рой имеет северо-западное простирание, и, судя по составу даек, его формирование было длительным. Устойчивые падения даек в северо-восточных румбах под углами 30–70° позволяют считать, что и весь рой в целом имеет такое же залегание, маркирует собой тектоническую зону северо-восточного падения, крайним юго-западным выражением которой является Прайский разлом. Наблюдения над характером строения даек и силлов показали, что раскрытие трещин и мгновенное их заполнение магматическим расплавом перемежались с этапами сжатия, что фиксируется по смещению более ранних даек вдоль мелких срывов, которые затем частично залечивались новыми порциями магматического расплава или пересекались новой системой трещин растяжения, опять же заполнявшихся расплавом с образованием новой генерации даек и силлов.

Прайский разлом представляет собой взбросо-надвиг северо-восточной части брахиантиклинали на юго-западную. С зоной разлома связаны жерловины карбонатитов, фонолитовые магматические брекчии, маркирующие эксплозивные центры, а также более молодая жерловина пикритов. Здесь же присутствует тектонический блок наиболее древних образований – фрагмент габбро-сиенитового массива. Собственно Прайский разлом обособился как самостоятельная структура на заключительной стадии формирования древнего структурного плана. На это указывают факты локального срезания дайкового роя Прайским разломом при общей их параллельности.

Современная структура определяется сочетанием лавового плато с вулканическими постройками. В целом лавовое плато полого (10–15°) погружается в сторону океана, "обтекая" брахиантиклиналь и выступающие в рельефе фрагменты разрушенных аппаратов центрального типа щелочно-пикритового состава. Формирование современного структурного плана происходило поэтапно и было связано первоначально с возникновением пикритовых вулканических построек, а затем и собственно лавового плато. Над поверхностью последнего возвышаются остатки более древних вулканических аппаратов, фрагменты более ранних структур древнего плана и современные шлаковые конусы. Формирование всех перечисленных частных структур современного плана происходило на фоне постепенного воздымания всего острова. Средняя амплитуда поднятия составляет 30–40 м вдоль побережья. В северных частях района она была существенно больше.

В заключение отметим, что предлагаемые модели строения отдельных частей о-ва Сантьягу могут послужить основой для понимания закономерностей развития всего региона в целом.

ОСТРОВ САЛ

Краткий очерк геоморфологии и истории изучения

Остров Сал (см. рис. 1, табл. 1) совместно с островами Маю и Боавишта расположен на субмеридиональном подводном хребте. Он отделен от о-ва Боавишта глубоководным (до 1200 м) проливом, очевидно совпадающим с крупным разломом. Для острова характерен денудационный тип рельефа, господствующий практически на всей территории, за исключением северной части. Здесь расположены молодые хорошо сохранившиеся вулканические постройки, с которыми связаны максимальные высотные отметки – вершины Монте-Гранде (407 м), Роха да Салина (299 м) и Лешти (263 м) (рис. 21).

Основным геоморфологическим элементом денудационного типа рельефа является широкий водораздел (50–60 м над уровнем моря), протягивающийся от пос. Эспаргон до юго-восточного берега. Водораздел представляет собой субгоризонтальное плато, сложенное калькаренитами, склоны которого сильно расчленены овражной сетью. Восточнее плато располагается зона холмистого рельефа, северная часть которой характеризуется перистым рисунком гидросети. Глубина вреза до 2–4 м. Здесь развиты широкие (десятки метров) водоразделы с крутыми (до 20–30° и более) склонами, которые разделяют долины (днища до 1 м) временных водотоков. Эта часть острова слагается интрузивным комплексом. Южнее доминирует субмеридиональная гидросеть, развивающаяся по зонам дробления.

Юго-западная часть острова также представляет собой зону пологих холмов незакономерной ориентировки, разделенных системой субширотных долин временных водотоков. Здесь же имеется несколько небольших плато, сложенных калькаренитами. Юго-западнее главного водораздела с севера на юг на расстояние 3 км протягивается куэста (Сьерра Негра), наклоненная на северо-запад. Южная часть острова закрыта барханными грядами северо-восточного простирания.

В литературе указывалось [Silva et al., 1965; Mitchell-Thomé, 1976], что остров слагают древний эффузивный комплекс (кристаллические породы, фонолиты, брекчии) палеоген-среднемиоценового возраста, покровы пирокластики верхов миоцена, калькарениты и шлаковые конусы.

Основные комплексы пород

Установлено, что о-в Сал образован следующими комплексами (от древних к молодым): 1 – нижним эффузивным, 2 – ранним интрузивным, 3 – агломератово-эффузивно-интрузивным, 4 – верхним эффузивным, 5 – экструзивным, 6 – калькаренитовым и 7 – неовулканическим (см. рис. 21, табл. 7).

Нижний эффузивный комплекс (Мурдейра) имеет сложное строение, и его стратиграфия не ясна, поскольку район распространения рассечен многочисленными дайками и силлами и слагающие его породы встречаются только в скринах. Весьма вероятно, что в состав комплекса включены толщи, сформированные на различных этапах (возможно, с большим разрывом во времени).

Пиллоу-лавы и гиалокластиты, как представляется, являются древнейшими породами острова, претерпевшими зеленокаменное изменение. В них встречаются включения и линзы пелитоморфных серых известняков, содержащих фораминиферы Hedbergella и Globigerinelloides (определения В.А. Крашенинникова), указывающие на альбский или сеноманский возраст. Эта толща по внешнему виду напоминает толщи Баталья и Морро на о-ве Маю. Это сходство еще более усиливается благодаря присутствию в гиалокластитах и пиллоу-лавах тонких линзовидных прожилков кварца и его кристаллических корочек в мелких жеодах, совершенно нехарактерных для кайнозойских вулканитов архипелага. Толща вскрывается по тальвегам сухих ручьев севернее бухты Мурдейра. На севере она граничит с массивом габбро-эссекситов. Они в равной степени пронизаны многочисленными дайками и жилами лампрофиров.

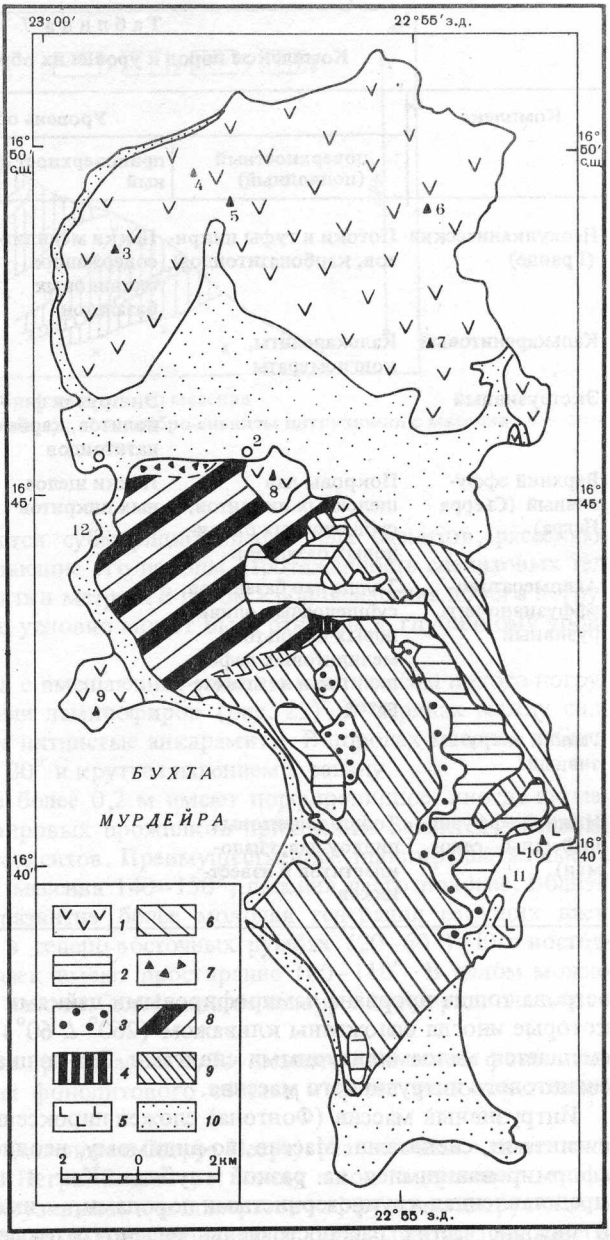


Рис. 21. Геологическая схема о-ва Сал (без дайковых роев)

1–9 – комплексы: *1* – неовулканический, *2, 3* – калькаренитовый (*2* – калькарениты, *3* – конгломераты), *4* – экструзивный, *5* – верхний эффузивный, *6–8* – агломератово-эффузивно-интрузивный (*6* – лавы базальтов, *7* – агломераты, *8* – габбро, сиениты), *9* – нижний эффузивный; *10* – новейшие отложения (пролювиальные, эоловые и т.п.)

Цифрами обозначены: 1, 2 – поселки: 1 – Пальмейра, 2 – Эспаргон; 3–10 – горы: 3 – Лесте, 4 – Ассукар, 5 – Филью, 6 – Гранде, 7 – Роша де Салина, 8 – Куррал, 9 – Рабо де Хунко, 10 – Вермелью да Сьерра Негра; 11 – гряда Сьерра Негра; 12 – бухта Фонтона

Преобладающее простирание крутопадающих даек 20°. Рои пологих даек и жил ориентированы по азимутам падения 290° ∠ 40–50° и 20–30° ∠ 20–40°.

Агломератово-эффузивно-интрузивный комплекс является другой составной частью "разреза" о-ва Сал. Он сложен гетерогенными по составу, уровням формирования и возрасту породами, которые не всегда можно закартировать и выяснить их взаимоотношения. Толща базанитов, субщелочных оливиновых базальтов, мелилитовых нефелинитов представляет собой потоки массивных и пиллоу-лав, агломератов и гиалокластитов с прожилками красных яшмовидных пород, видимо, гидротермального происхождения. Агломераты установлены только к югу от интрузивного массива и, по-видимому, приурочены главным образом к низам толщи. На юго-западе

Таблица 7

Комплексы пород и уровни их образования о-ва Сал

Комплекс	Уровень образования			
	поверхностный (подводный)	приповерхностный	субвулканический	глубинный
Неовулканический (Гранде)	Потоки и туфы пикритов, карбонатитоидов	Некки мелилитсодержащих оливиновых базальтов		
Калькаренитовый	Калькарениты, конгломераты			
Экструзивный		Экструзии фонолитов, карбонатитоидов	Дайки фонолитов, карбонатитоидов	
Верхний эффузивный (Сьерра Негра)	Покровы лав щелочных пикритов, субщелочных оливиновых базальтов	Некки щелочных пикритов		
Агломератово-эффузивно-интрузивный	Толща лав базанитов, субщелочных оливиновых базальтов, мелилитовых нефелинитов и их агломератов		Дайки и силлы лампрофиров, базанитов, субщелочных оливиновых базальтов	Массив субвертикальных и пластовых тел габбро, габбро-сиенитов, сиенитов, фельдшпатоидных габбро
Ранний интрузивный?				Пироксениты, якупирангиты, габбро, габбро-сиениты
Нижний эффузивный (альб–сеноман)	Толща толеитовых пиллоу-лав, гиалокластитов и известняков			

острова толща прорвана лампрофировыми дайками (60˘ ∠ 40–50° и 130–140˘ ∠ 50°), которые иногда осложнены кливажом (260° ∠ 60°). Первая система даек, кроме того, смещается малоамплитудными сдвигами. Эта толща является вмещающей для габбро-сиенитового интрузивного массива.

Интрузивный массив (Фонтона) сложен пироксенитами, эссекситами, габбро, габбро-сиенитами, сиенитами. Массив, по-видимому, неодновозрастный и слагается породами, сформировавшимися на разной глубине. Как и на других островах, часть массива, представленная крупнозернистыми породами, имеет грубо расслоенное строение. В нижних частях распространены меланократовые разности, а сиениты слагают его апикальные части. Они по своим характеристикам отвечают глубинному уровню формирования. В то же время в массиве развита полосчатость, которая имеет субвертикальное залегание и преимущественно субмеридиональное простирание. Краевые части массива сложены габбро-сиенитами, которые имеют порфировидную или мелкозернистую структуру. Сиениты слагают апикальные части массива и образуют небольшие изометричные рвущие тела среди габбро и, следовательно, являются наиболее поздними образованиями интрузивного массива. Контакты массива с вмещающими породами наблюдались на его южной и северной оконечностях. На южном эндоконтакте крупнопорфировые габбро-сиениты прорываются силлами сиенитов, которые распространяются также и во вмещающие образования. Сиенитовые жильные тела имеют здесь преимущественно субширотное простирание и падают на север под массив

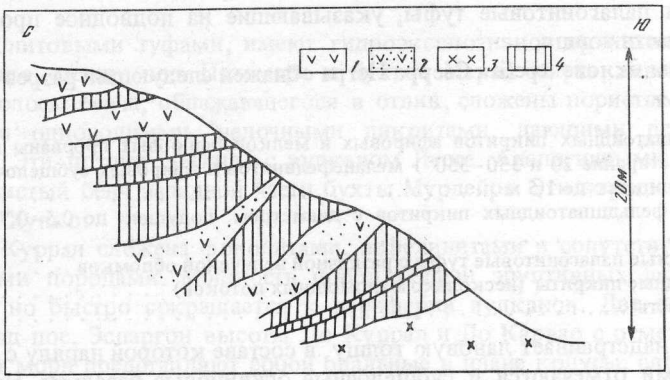


Рис. 22. Строение северного контакта габбро-сиенитового массива

1, 2 – анкарамиты (*2* – ороговикованные); *3* – габбро-сиениты интрузивного массива; *4* – силлы фоскоритов

габбро-сиенитов. Изредка встречаются субмеридиональные тела сиенитов, рассекающие как тело массива, так и вмещающие его породы. Протяженность сиенитовых тел составляет первые метры, реже десятки метров. В целом кровля массива полого погружается к югу. Эта ассоциация пород условно может быть отнесена к глубинному уровню формирования.

Северный контакт пород массива с вмещающим нижним комплексом полого погружается к северу и пропитан силлами лампрофиров (рис. 22). В скринах между силлами встречаются ороговикованные пятнистые анкарамиты. В породах массива наблюдается полосчатость с простиранием 30° и крутым падением к западу.

Дайки лампрофиров мощностью более 0,2 м имеют порфировидное, иногда пегматоидное сложение. Тонкая сеть афировых прожилков прихотливо ветвится, создавая каркас между скринами габбро-эссекситов. Преимущественное простирание жильных тел в южной и центральной частях массива 140–150°, падения часто пологие. Вблизи северного погружения получила развитие более молодая генерация секущих даек того же состава, простирающаяся в северо-восточных румбах (20–60°). Юго-восточнее пос. Эспаргон отдельные рои даек имеют простирание 100–110°. В целом можно отметить разворот дайковых роев на о-ве Сал (с юга на север) с субмеридионального простирания на северо-восток.

На юго-востоке и востоке массив прорывается субвулканическим телом фонолитов и перекрывается лавовым потоком фонолитового состава и более молодой толщей калькаренитов.

Верхний эффузивный комплекс (комплекс Сьерра Негра) развит только на востоке острова, в пределах хребта Сьерра Негра. Видимо, к концу миоцена древний цоколь острова, образованный нижним эффузивным и агломератово-эффузивно-интрузивным комплексами, был абрадирован и по нему стала развиваться кора выветривания, местами сохранившаяся до наших дней. Позже этот древний цоколь был перекрыт, по крайней мере в восточной части острова, пикробазальтовыми лавами и сопровождающими их пирокластитами, объединенными нами в комплекс Сьерра Негра. Вулканические постройки этой более ранней эффузивной фазы не сохранились. Комплекс наиболее хорошо экспонирован на востоке острова, в обрывах побережья между Сьерра Негра и Вермелью да Санта Негра. В северном направлении вдоль побережья породы прослеживаются до Педра Фурада. Черные мелкопорфировые фельдшпатоидные пикриты здесь образуют несколько полого падающих к западу маломощных потоков, рассеченных дайками того же состава северо-западного и меридионального простираний.

Комплекс Сьерра Негра состоит из лав щелочных пикритов, субщелочных оливиновых базальтов общей мощностью до 150–200 м. Большую роль в его строении играют

пиллоу-лавы и палагонитовые туфы, указывающие на подводное происхождение по крайней мере части толщи.

На восточном склоне хребта Сьерра Негра обнажен следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Лавы фельдшпатоидных пикритов афировых и мелкопорфировых прорваны крутопадающими дайками (простирание 20 и 330–350°) меланефелинитов и афировых субщелочных оливиновых базальтов мощностью до 1,5 м	28–30
2. Пиллоу-лавы фельдшпатоидных пикритов с диаметром подушек до 0,5–0,7 м, реже больше	20
3. Шлаки и слоистые палагонитовые туфы с различной величиной обломков	10–12
4. Фельдшпатоидные пикриты (несколько маломощных потоков)	Около 10
Общая мощность	68–82

Этот разрез надстраивает лавовую толщу, в составе которой наряду с фельдшпатоидными пикритами отмечаются и субщелочные оливиновые базальты. Названные породы либо слагают самостоятельные тела, либо присутствуют совместно в одном дифференцированном потоке.

Породы падают к северо-западу, более круто в основании обрывов (25–30°) и более полого у верхней бровки (7–10°). Верхним потоком щелочных пикритов сложена квестообразная поверхность водораздела. Западнее, достигая отметок 50–55 м над уровнем моря, он погружается под калькарениты. Вторичными изменениями (цеолитизация, кальцитизация) эффузивы затронуты только в основании видимого разреза.

Экструзивный комплекс объединяет лавобрекчии карбонатитоидов и фонолитов, которые обнажены южнее аэропорта им. Амилкара Кабрала. Здесь вскрываются сиренево-серые ожелезненные пиллоу-лавы карбонатитоидов с подушками неправильной формы размером до 1 м. В межподушечном пространстве встречены красные яшмовидные породы. С пиллоу-лавами ассоциируют гиалокластиты того же состава. Все эти породы залегают в скринах размером от 0,5 × 0,5 до 0,5 × 3 м, которые встречаются между дайками серых карбонатитоидов (простирание 40, 340, 10°) и лампрофиров.

Карбонатитоиды прорываются лавобрекчией фонолитов и карбонатитов, развитых по периферии экструзивного купола фонолитов. Лавобрекчии, по-видимому, маркируют собой жерловую фацию экструзии, которая состоит из нескольких лавовых потоков фонолитов суммарной мощностью 5–10 м.

Калькаренитовый комплекс слагает обширное плато, перекрывающее все вышеописанные образования. Максимальные высоты, на которые подняты калькарениты, известны на севере и востоке острова (чуть больше 60 м), минимальные – на западе (не более 40 м). Соответственно изменяется и мощность отложений – на севере и востоке до 15 м, на западе 1,5–3 м. В первом случае в составе комплекса установлены две разновидности пород: внизу – плотные однотипные хорошо стратифицированные разности (мощность отдельных слоев достигает 0,5 м) и вверху – массивные комковатые с редкими остатками фауны кораллов и палеципод. На западе острова в основании калькаренитов прослеживается прерывистый горизонт конгломератов с хорошо окатанными гальками (диаметр до 0,1–0,2 м) подстилающих пород, и прежде всего бутылочно-зеленых фонолитов.

Восточнее пос. Эспаргон и бухты Мурдейра из калькаренитов были собраны остатки Conus sp., Parella? sp. (определены С.В. Поповым, А.А. Соловьевым, О.В. Амитровым), существовавших с эоцена по миоцен включительно.

Неовулканический комплекс (Гранде) развит главным образом в северной части острова. Он сложен продуктами извержений крупных центрально-трещинных вулканов Лесте, Гранде, Роха да Салина, Кагаррал, Рабо да Хунко. Некоторые из этих построек (Лесте и Гранде) слились основаниями, полностью перекрыв породы фундамента. В составе изверженных пород присутствуют лавы карбонатитоидов и их туфов. Вулканические постройки хорошо выражены в рельефе, образуют господствующие высоты острова. Некоторые вулканы, например кратер Салина, стенки которого сло-

жены палагонитовыми туфами, имеют гидроэксплозивное происхождение. На западном побережье, между пос. Пальмера и бухтой Мария Марта, невысокие береговые обрывы и полосы бенча, обнажающегося в отлив, сложены пористыми слабо цеолитизированными однородными щелочными пикритами, дающими псевдосферическую отдельность. Эти потоки связаны с вулканом Лесте. Аналогичными пикробазальтами сложен скалистый бенч западной части бухты Мурдейра. Эти породы – продукты вулкана Рабо да Хунко.

Гора До Куррал сложена фонолитами, нефелинитами и сопутствующими им пирокластическими породами. Мощность пород вблизи эруптивных центров составляет 100–150 м, но быстро сокращается к периферии вулканов. Две небольшие господствующие над пос. Эспаргон высоты До Куррал и До Карвао с отметками 108 и 81 м над уровнем моря представляют собой овальные в плане конусы, сложенные пористыми шлаками и туфами с отчетливой стратификацией по склонам, кластическими дайками и трубками. В шлаках присутствуют потоки светло-серых мелкопорфировых фонолитовых и карбонатитоидных лав с флюидальной текстурой. По мере удаления от кратеров вулканов наблюдается выполаживание слоев, сокращение мощности всего комплекса, утонение пепловых частиц.

Для всех вулканических построек характерна резко выраженная асимметрия. В плане они представляют собой овалы, вытянутые с северо-востока на юго-запад, с кратером, расположенным вблизи от северо-восточного окончания. При этом северо-восточная часть каждой из построек сложена более грубым пепловым материалом (пепловые частицы до 0,3–0,5 см, бомбы диаметром в десятки сантиметров), слои которого выполаживаются на расстоянии нескольких сот метров – одного километра от 17–20° в верхней части до 2–3° вблизи основания. В юго-западной части происходит очень постепенное утонение материала с размером пепловых частиц в десятые и сотые доли миллиметра на расстояние 4–5 км; очень постепенно в этом направлении уменьшаются (до субгоризонтальных) углы залегания слоев.

Существование подобной асимметрии свидетельствует, скорее всего, о существовании в ту эпоху, как и сейчас, достаточно сильных и устойчивых северо-восточных ветров, относивших во время извержений основную массу пеплового материала в юго-западном направлении.

На контакте с калькаренитовой толщей лавовые языки, входящие в состав вулканических построек, расщепляются, дезинтегрируются, переходя в пиллоу-лавы. Пористые шлаки, в свою очередь, переходят в гиалокластиты с обилием карбонатного материала в цементирующей массе. В калькаренитах на контакте со шлаковыми конусами проявлены следы обжига, много рассеянных включений пирокластического материала в виде угловатых обломоков и оплавленного вулканического стекла. Формирование калькаренитов и шлаковых конусов, вероятно отчасти, происходило синхронно.

К этому же комплексу, по-видимому, относятся также некки мелилитсодержащих оливиновых нефелинитов (горы Ассукар и Филоу на севере острова, изометричная высота у разреза Сьерра Негра). Некки имеют столбчатую отдельность и содержат нодули ультраосновных пород.

ОСТРОВА САНТУ-АНТАН, БОАВИШТА, ФОГУ, БРАВА

В ходе экспедиционных работ, как это было указано в Предисловии, участники работ имели возможность очень бегло ознакомиться с геологическими особенностями островов Санту-Антан, Фогу, Брава и Боавишта. В этом разделе коротко, в основном по литературным данным, приводятся некоторые сведения по геологии вышеуказанных районов.

Остров Санту-Антан, второй по площади остров архипелага, экспедиция не изучала, не считая однодневной поездки от Порто Ново до Рибейра Гранде. Он отделен от о-ва Сан-Висенти узким глубоководным проливом (до 1000 м), который, видимо, связан с разломной зоной того же (северо-восточного) простирания. Между этими

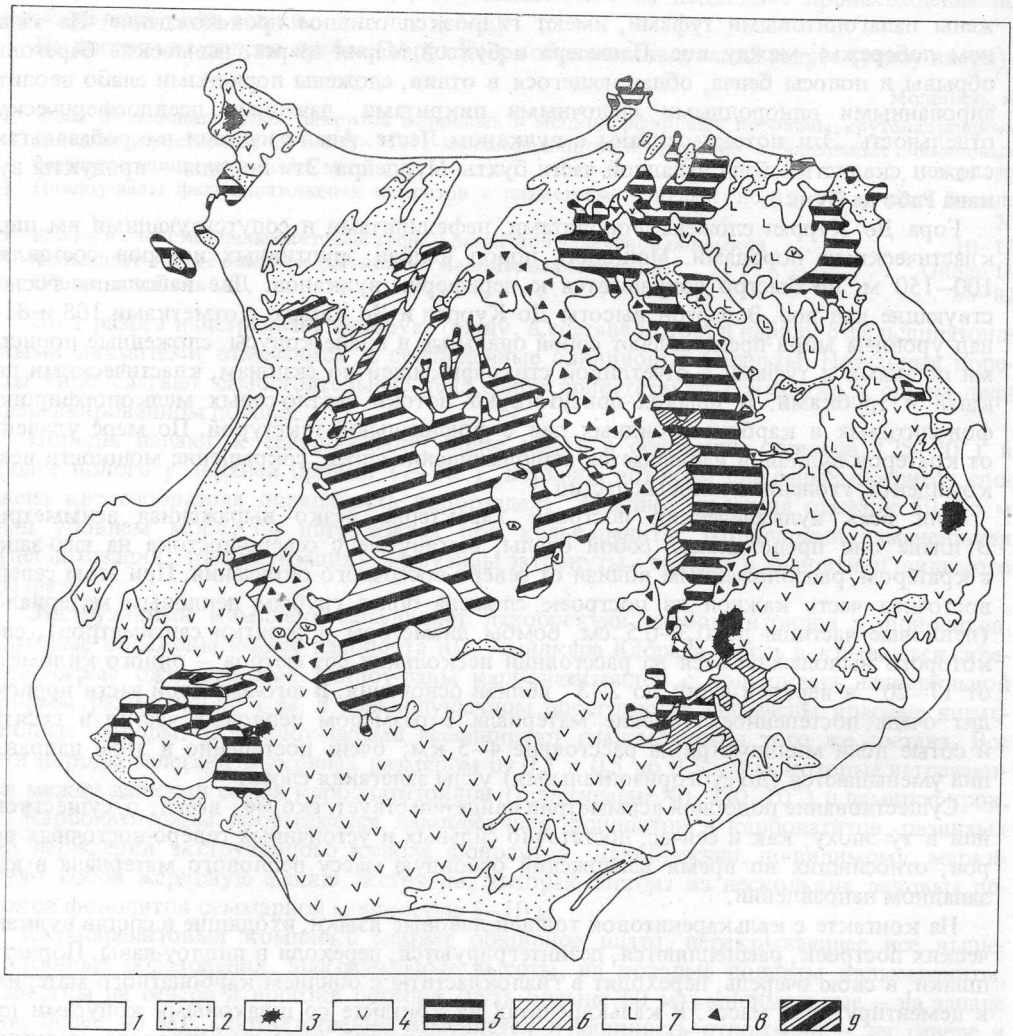


Рис. 23. Геологическая схема о-ва Боавишта [Serralheiro et al., 1974]

1 — аллювиально-пролювиальные и эоловые отложения; *2* — калькарениты высоких морских террас; *3* — пирокластические конусы; *4–9* — комплексы: *4* — Шао де Кальета, *5* — Пико Форкадо, *6* — Касадор, *7* — Фундо де Фитейрос, *8* — Монте Пассарао, *9* — древний эруптивный

двумя островами отмечаются различия в максимумах и минимумах аномалий Буге в 36 и 23 мГал [Mitchell-Thomé, 1976], и здесь же, в проливе, сосредоточены максимумы остаточного гравитационного поля, минимумы региональных аномалий Буге и в свободном воздухе.

Остров Санту-Антан вытянут в северо-восточном направлении, и в его рельефе, судя по опубликованным картам [Teixeira, Barbosa, 1958], отчетливо выделяются два крупных горных массива — горы Короа (1979 м) и гор Ковоада Фунда (1509 м) — Консейсао (1474 м), разделенных седловиной с высотой чуть больше 1000 м. Массивы во многих местах ограничены эскарпами, их высота в седловине достигает 500 м. Седловина представляет собой широкую (до 4 км) сложно построенную зону понижений рельефа северо-западного простирания, вдоль оси которой расположен узкий (500–600 м) и протяженный (4500 м) блок, ограниченный крутыми обрывами с высотой до 500 м. Общий вид этого района позволяет сделать предположение, что

его структура представляет собой грабен с центральным горстом, который находится на простирании разломов Мадейрал (о-в Сан-Висенти). Два вышеупомянутых массива соответствуют полифазным вулканическим аппаратам с множеством паразитических кратеров, некков, экструзий.

Остров Боавишта является третьим по площади в архипелаге (см. табл. 1). Бо́льшая его часть представляет собой пенепленизированную поверхность с высотами до 120 м, над которой возвышаются отдельные изолированные останцы с высотами 85–378 м. В восточной части острова расположена цепь невысоких гор с максимальными отметками до 390 м (гора Эштансия). Остров обрамлен широкими террасами с высотами до 130 м. Гравиметрические исследования [Mitchell-Thomé, 1976] показывают, что для района характерен большой дефицит масс (рис. 23).

По данным предыдущих исследований [Serralheiro et al., 1974], наиболее древними породами, занимающими центральную часть острова, являются конгломераты, агломераты фонолитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов древнего эруптивного комплекса. Стратиграфически выше помещается комплекс Монте Пассаррао, сложенный фонолитовыми брекчиями и игнимбритами. Во время нашей поездки мы осмотрели этот комплекс в районе горы Святого Антонио, где он залегает моноклинально (СВ 50° ∠ 45°) и представлен лавами, туфами, брекчиями фонолитов, окрашенных в разнообразные оттенки желтого и белого, реже темно-серого цвета. В нижних частях разреза породы образуют переслаивания, в верхах доминируют брекчии, перекрытые потоком стекловатых фонолитов. В туфах присутствуют крупные (до 7 см) ожелезненные бомбы.

Здесь же, у юго-западного склона горы, обнаружен выход (5 × 5 м) кристаллических пород – маленитов с обломками уртитов, которые прорываются порфировидным оливиновым субщелочным базальтом. В этих же породах есть ксенолиты щелочного габбро. В пролювии, кроме того, обнаружены плохо окатанные валуны фойяитов, пироксенитов и амфиболизированных габбро. По всей видимости, в этом районе обнажены породы, аналогичные плутоническим ассоциациям островов Маю, Сан-Висенти и Сал.

На востоке острова расположены субаэральные и субаквальные базитовые и пикробазальтовые лавы комплекса Фундо де Фигейрос. Они перекрыты брекчиями и игнимбритами фонолитов формации Касадор, а затем комплексом Пико Форкадо, который объединяет пики, дайки, туфы, игнимбриты фонолитов. В районе горы Роша Эштансия комплекс слагается экструзией фонолитов. Она представлена автобрекчиями, потоками лав со столбчатой отдельностью или флюидальностью, в которых иногда обнаруживаются ксенолиты сиенитов и существенно оливиновых пород.

По периферии острова широко развиты оливиновые щелочные базальтовые лавы комплекса Шао де Кальета. Магматическая деятельность на о-ве Боавишта завершилась формированием четырех пирокластических конусов базальтов. В четвертичное время происходило накопление калькаренитов и морских конгломератов, формирование дюн, аллювиальных и пролювиальных отложений.

В заключение отметим две особенности тектонического строения о-ва Боавишта. На его западе расположена зона крупных разломов северо-восточного простирания с общей шириной до 2 км. Судя по калькаренитовым горизонтам, эта часть острова испытывала опускания, которые в новейшее время сменились неравномерным подъемом, в результате которого калькарениты были подняты на высоты 40–130 м над уровнем океана.

Отдельные наблюдения показывают, что породы комплексов Монте Пассарао и Пико Форкадо падают к центру острова, что, вероятно, может свидетельствовать о его крупной просадке, связанной с формированием системы концентрических разломов.

Остров Фогу представляет собой вулканическую постройку площадью 576 км^2. В центральной–северо-западной части острова располагается огромная кальдера диаметром около 8 км. Атрио кальдеры находится на высоте 1600 м. На восточном

обрамлении кальдеры имеется вулканический конус с высотой 2829 м над уровнем моря (самая высокая отметка архипелага), с кратером диаметром около 500 м. Современный конус сложен рядом лавовых потоков. Пирокластический материал встречается в отдельных периферических вулканических конусах. Молодые лавовые потоки в основном относятся к типу а–а, однако изредка мы встречали потоки со структурой пахое-хое, в особенности внутри кальдеры.

Со времени первых португальских поселений (1500 г.) до середины XVIII в. вулкан Фогу был постоянно действующим, однако впоследствии активность Фогу прекратилась и позже отмечались непродолжительные извержения лавовых потоков из центрального кратера в восточном направлении. Отдельные извержения зафиксированы в 1785, 1799, 1847, 1852, 1857 и 1951 (июнь–август) годах [De Assuncaõ, 1955]. После извержений обычно отмечалась фумарольная активность. Согласно Ф. Пастору [Pastor, 1954], температура фумарол варьировала от 556 до 100°С, преобладали два типа активности: 1) более высокотемпературные кислые фумаролы, выделяющие HCl и SO_2; 2) низкотемпературные сольфатары, содержащие H_2S.

В долине р. Рибейра де Кабальеро выходят наиболее древние породы о-ва Фогу. Они представлены массивом интрузивного карбонатита, разбитым серией более позднего дайкового комплекса, представленного нефелинитами, анкарамитами, сильно карбонатизированными базанитами и фонолитами. Эти породы несогласно перекрыты докальдерными щелочными базальтами, среди которых развиты в основном базаниты.

Наиболее древние стратифицированные образования представлены эффузивно-агломератовой толщей авгитит-анкарамит-нефелинитового состава. Потоки мощностью до 5–10 м, содержащие обломки пироксенитов, якупирагитов, чередуются в разрезе с потоками туфов и брекчий. Толща прорвана гипабиссальным телом карбонатитов средне- и крупнозернистого строения. Массив формировался по крайней мере в две фазы внедрения; в нем проявлена приконтактовая флюидальность. Кроме карбоната, здесь отмечаются пироксен, калиевый полевой шпат, апатит, флогопит. Последний образует линейные сегрегации. Массив прорван более молодыми дайками нефелинитов, анкарамитов, лампрофиров, фонолитов. По данным Ф. Машадо [Machado et al., 1967], кроме карбонатитов, здесь отмечаются и тела нефелиновых сиенитов.

Эффузивно-агломератовая толща и прорывающие ее тела перекрыты докальдерными образованиями, представленными базанитами, их туфами, агломератами. Они слагают склоны вулкана–острова. Щелочные породы представлены нефелинитами, пикритами, базанитами, меланефелинитами.

Четвертичные посткальдерные щелочные породы представлены нефелинитами, пикритами, базанитами и анкарамитами. Редко отмечаются продукты дифференциации высокомагнезиальных первичных магм, среди которых встречены тефриты и фонолиты.

Остров Брава (см. табл. 1) является самым западным и, пожалуй, наименее исследованным из группы Подветренных островов архипелага островов Зеленого Мыса. В середине 60-х годов португальские геологи составили геологическую карту-схему [Machado et al., 1967], согласно которой о-в Брава представляет собой крупную вулканическую постройку. Она слагается фонолитовыми туфами, туфобрекчиями, пемзой, пеплами с радиометрическим возрастом (K-Ar метод) 5,9 ± 0,1 млн лет [Bernard-Griffiths et al., 1975]. На востоке известны интрузии нефелиновых сиенитов, ийолитов и карбонатитов, на западе присутствуют палагонитизированные пиллоу-лавы нефелинитового состава, занимающие наиболее низкий стратиграфический уровень. Вместе с тем в районе мыса Падре радиометрический возраст по нефелинитам определен как более молодой – 2,40 ± 0,2 млн лет [Bernard-Griffiths et al., 1975].

Наиболее древними породами исследованного района являются глыбы оливиновых меланефелинитов, встречающиеся в агломератах и туфах фонолитового состава.

Оливиновый меланефелинит обладает ярко выраженной порфировидной структурой. Порода среднезернистая. Вкрапленники представлены оливином (частично замещенным вторичными минералами), клинопироксеном и титаномагнетитом. Клинопирок-

сен составляет около 90% всех вкрапленников, он отличается зональностью и голубовато-серыми цветами двупреломления. В тонкозернистой основной массе присутствуют главным образом клинопироксены, иногда обладающие закалочной структурой (спинифекс), титаномагнетит и нефелин (не более 5—6%).

Другими древними породами являются ийолиты и якупирангиты, слагающие полнокристаллические массивы. Эти породы также найдены в виде глыб в агломератах и фонолитовых туфах.

Ийолит представляет собой среднезернистую панидиоморфную породу, сложенную в основном нефелином и клинопироксеном. В качестве акцессорных присутствуют биотит, сфен, апатит и калиевый полевой шпат. Нефелин и пироксен образуют довольно хорошо оформленные зерна, причем пироксен, так же как и в ийолитах многих щелочных континентальных комплексов, несколько ксеноморфен по отношению к нефелину, выполняет промежутки между кристаллами нефелина. Биотит, титаномагнетит и сфен хорошо оформлены и образуют агрегаты. Иногда биотит корродирует пироксен. Клинопироксен ярко-зеленого цвета и характеризуется невысокими углами погасания, что говорит о его щелочном характере. В породах довольно много апатита, который выделяется в виде хорошо оформленных мелких призматических удлиненных кристаллов. В очень небольших количествах в породе выделяется калиевый полевой шпат с характерной микроклиновой решеткой.

Анальцимовый якупирангит — среднезернистая гипидиоморфнозернистая порода, состоящая в основном из клинопироксена, который образует хорошо оформленные зерна. В качестве акцессорных присутствуют сфен, апатит, титаномагнетит. По пироксену активно развивается зеленовато-синий амфибол. В интерстициях присутствует анальцим, изотропный с очень низким рельефом.

По-видимому, к этому древнему комплексу относятся и найденные в глыбах в 2,5 км к востоку от аэропорта полнокристаллические карбонатиты.

Среднезернистый карбонатит сложен кальцитом, биотитом, калиевым полевым шпатом и апатитом. Структура гипидиоморфнозернистая, калиевый полевой шпат образует крупные (до 5 мм) хорошо оформленные выделения. Кальцит и биотит кристаллизовались в виде более мелких выделений, ксеноморфных по отношению к калиевому полевому шпату. Апатита много, и он образует цепочки и агрегаты хорошо оформленных бочонковидных кристаллов, заполняющих промежутки между выделениями калиевого шпата. Карбонатиты о-ва Брава по своим петрографическим особенностям и парагенетическим ассоциациям сходны с континентальными карбонатитовыми массивами, связанными с нефелиновыми сиенитами (Сибирь, Присаянье и др.).

Авторы первой геологической карты [Machado et at al., 1967] высказали предположение, что ийолиты и карбонатиты о-ва Брава составляли совместно с аналогичными породами о-ва Фогу крупную кольцевую щелочную интрузию, в центре которой располагались карбонатиты, окруженные нефелиновыми сиенитами. Присутствие нефелиновых сиенитов и карбонатитов на небольших островах к северу от островов Брава, Гранди и Сима как будто подтверждает эту гипотезу. Однако расстояние между островами Фогу и Брава составляет около 20 км. Карбонатитовые комплексы такого размера в природе пока неизвестны.

На западе о-ва Брава, в районе залива Фажа, встречаются многочисленные дайки, секущие мощную туфогенно-осадочную толщу, которая представлена агломератами и туфами фонолитового состава.

Дайка оливинового меланефелинита сложена среднезернистой порфировидной породой, вкрапленники в которой представлены свежим оливином, зональным клинопироксеном и титаномагнетитом. Основная масса сложена клинопироксеном, титаномагнетитом и нефелином, который выделяется в мезостазисе. Количество нефелина более 10%. Пироксен основной массы игольчатый незональный. По всей вероятности, в основной массе присутствует также анальцим.

Дайка нефелинита сложена мелкозернистой порфировидной породой, вкраплен-

ники в которой представлены нефелином, клинопироксеном, апатитом и гранатом. Нефелин образует хорошо оформленные размером 2–3 мм вкрапленники в основном квадратной формы. Клинопироксен выделяется в виде более крупных (3–5 мм) таблитчатых и удлиненных кристаллов ярко-зеленого цвета. Углы погасания невысокие – это говорит о подщелочном характере клинопироксенов. Большой интерес представляет присутствие крупных (3–5 мм) вкрапленников апатита и более мелких гексагональной формы выделений ярко-красного граната. В мезостазисе основной массы калиевый полевой шпат кристаллизовался в очень небольших количествах.

К более молодым породам, по-видимому четвертичного возраста, относятся потоки меланефелинитов и многочисленные дайки, штоки и потоки фонолитов.

Оливиновый меланефелинит представляет собой среднезернистую порфировидную породу. В виде вкрапленников в ней присутствуют оливин (в небольших количествах), клинопироксен и титаномагнетит. Пироксен вкрапленников обладает необычной зональностью – ядра пироксена серо-зеленого цвета, а каймы розовые. Как правило, такие зеленоватые окраски характерны для геденбергитовых пироксенов, а розовые цвета – для высокотитанистых разностей. В основной массе много нераскристаллизованного стекла, клинопироксена, титаномагнетита. Очень редко встречаются нефелин и апатит, который образует выделения с пустотами, заполненными стеклом.

Оливиновый меланефелинит аналогичен описанному ранее из глыб в агломератах. Это свежая порфировидная, но более раскристаллизованная и лейкократовая порода. Пироксены во вкрапленниках обладают той же специфической зональностью. В основной массе присутствуют игольчатые пироксены, нефелин и в очень небольших количествах калиевый полевой шпат.

Гаюиновый фонолит представляет собой среднезернистую порфировидную породу. Вкрапленники весьма многочисленны и представлены голубым гаюином с гексагональными и кубическими формами кристаллов размером до 5–6 мм, щелочным клинопироксеном, сфеном, нефелином (очень редко), практически полностью резорбированным биотитом. Биотит реагирует с расплавом и замещается агрегатом, состоящим из титаномагнетита и пироксена. В основной массе присутствуют игольчатый клинопироксен, гаюин, калинатровый полевой шпат, образующий лейсты. Гаюиновый фонолит относится к ряду агпаитовых щелочных пород.

В среднезернистых порфировидных фонолитах в виде вкрапленников кристаллизовались нефелин, содалит (нозеан), щелочной клинопироксен, калинатровый полевой шпат. Основная тонкозернистая масса содержит нефелин, калиевый полевой шпат, клинопироксен. Эти фонолиты по петрографическим признакам относятся к семейству агпаитовых щелочных пород. В одном из образцов фонолитов присутствуют глобули, выполненные карбонатами. В краевых частях кристаллизуются апатит, титаномагнетит, полевые шпаты. Основываясь на экспериментальных данных И. Фристоуна и Д. Гамильтона [Freestone, Hamilton, 1980], можно предполагать, что генезис подобных глобулей связан с ликвационным отделением карбонатитовой магмы.

Проведенные геолого-петрографические исследования показывают, что собранная коллекция щелочных пород является весьма представительной и охватывает все возрастные эпохи развития щелочного магматизма на о-ве Брава; кроме того, она включает практически все разности щелочных пород: высокомагнезиальные оливиновые меланефелиниты, нефелиниты, ийолиты, карбонатиты, фонолиты нормальной щелочности и гаюиновые фонолиты, относящиеся к классу агпаитовых щелочных пород. Обращает на себя внимание отсутствие в породах о-ва Брава плагиоклазсодержащих разностей, что указывает на резко недосыщенные кремнеземом щелочные магмы. Обнаружение перенасыщенных щелочами пород на океанических островах (гаюиновых фонолитов) – исключительно редкое и интересное явление. Как правило, формации агпаитовых нефелиновых сиенитов связаны с эволюцией континентальной литосферы и появляются на этапах возникновения платформенных режимов.

Глубокая дифференциация щелочных пород о-ва Брава, несомненно, связана с наличием на глубине мощных промежуточных камер, в которых шли весьма длительные

процессы кристаллизации, приведшие к возникновению остаточных высокодифференцированных магм агпаитового характера.

Последовательность формирования пород о-ва Брава представляется следующей. История образования о-ва Брава началась с излияния щелочных базальтов, базанитов, сильно палагонитизированных, в которые произошло впоследствии внедрение интрузивных комплексов нефелиновых сиенитов, сиенитов, ийолитов, карбонатитов. Вслед за этим последовало поднятие острова на 4000—5000 м и разрушение более древних пород, которое сопровождалось метаморфизмом интрузивных комплексов. Развитие завершилось мощным фонолитовым вулканизмом уже в четвертичное время.

* * *

Как было показано в этой главе, архипелаг островов Зеленого Мыса представляется ареной интенсивной магматической и тектонической деятельности, в результате которых в основном и была сформирована его современная структура. Анализ этих процессов позволяет установить некоторые наиболее общие закономерности геологического строения островов Зеленого Мыса.

1. Наиболее древние, мезозойские комплексы пород основания выявлены в настоящее время на островах Маю и Сантьягу, однако их развитие можно предполагать также на островах Сал и Боавишта. Более молодые образования формировались однотипным путем. На начальных этапах происходило внедрение массивов щелочных пород, после которого формировались комплексы агломератов разной мощности и, видимо, разного возраста от острова к острову. Внедрение массивов совпало с началом интенсивного дайкового и/или силлового образования, которое постепенно затухало во времени. Как было установлено на о-ве Сан-Висенти, внедрение интрузивов осуществлялось как минимум в две стадии.

Следующий крупный этап развития любого острова совпадает с временем образования мощных эффузивных толщ — потоков лав, шлаков, туфов, формирующихся в пределах как одной крупной вулканической постройки центрального типа, так и нескольких. Геологические наблюдения показывают, что из близкорасположенных конусов могут поступать породы различного состава. На этом этапе постепенно затухает образование даек и силлов.

Следующий этап совпадает с интенсивными эрозионными процессами, вертикальными движениями в пределах архипелага. Например, на востоке были образованы плато калькаренитов, поднятые в настоящее время на разные уровни.

На современном этапе разрез надстраивается шлаковыми, шлаколавовыми и лавовыми конусами, которые работали одновременно на всех островах, однако общий их объем увеличивается в западном направлении.

2. В районе архипелага островов Зеленого Мыса установлено несколько генераций разрывных нарушений. Как правило, доминируют западно-северо-западная и северо-восточная ориентировки. При этом в ходе эволюции как одна, так и другая система неоднократно активизировалась. С западно-северо-западной системой разломов связано интенсивное внедрение даек (юг о-ва Сантьягу, острова Сан-Николау, Сан-Висенти), к ним приурочены цепи вулканов, некков, экструзий (острова Барлавенту, Сантьягу). С северо-восточной системой разломов, особенно на последних этапах, вулканические процессы обычно не связаны; с этой же системой, видимо, связано образование проливов между островами. На островах Сан-Висенти, Боавишта, Маю северо-восточные нарушения проявлены сколовыми зонами трещиноватости, иногда сдвиговыми деформациями. В ходе эволюции полей напряжения характеристики разломов могли изменяться. Например, на о-ве Сан-Висенти разлом Мадейрал был на первоначальных этапах зоной проницаемости, позже параллельный ему разлом Верде проявлял себя и как зона проницаемости, и как взброс. На о-ве Маю установлены надвиговые структуры и складчатые деформации, их формирование произошло до образования эффузивных комплексов, однако позже плоскости надвигов залечивались многочисленными силлами.

ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Осадочные образования (известняки, аргиллиты, песчаники, гравелиты и т.д.) на островах Зеленого Мыса имеют весьма ограниченное распространение и составляют, как это подчеркнул Р. Митчел-Томе [Mitchell-Tomé, 1976], немногие проценты. Вместе с тем здесь широко представлены отложения, являющиеся продуктами субаэральной и субаквальной дезинтеграции и дифференциации магматического материала, происходивших еще в ходе вулканической деятельности или непосредственно вслед за ней. Они рассматриваются в данной работе как вулканогенно-осадочные образования, включая разнообразные агломератовые и пепловые туфы, гиалокластиты, валунные и галечные конгломераты и т.д. В отдельных разрезах объемы этих разностей вполне сопоставимы с объемами магматических пород.

Изучение осадочных и вулканогенно-осадочных пород базировалось на методике литолого-фациального анализа [Тимофеев, 1969, 1979], в основе которого лежит детальное изучение первичных генетических признаков пород (текстуры, структуры, исходного вещественного состава, набора органических остатков, взаимоотношения слоев и т.д.) с целью выяснения фациальной природы осадков и ландшафтно-палеогеографических условий их накопления. Под фацией понимается "комплекс физико-географических условий определенной среды осадконакопления, а также осадок, накопившийся в этих условиях и характеризующийся определенным набором первичных генетических типов" [Тимофеев, 1969, с. 135]. Генетически тесно связанные фации объединяются в макрофации.

ВЕРХНЕЮРСКИЕ–МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Литология

Наиболее полно верхнеюрские–меловые отложения представлены на о-ве Маю и, как отмечалось в главе второй, включают снизу вверх следующие комплексы: Баталью, нижний осадочный с толщами Морро и Корквейжо, туфоконгломератовый (Коруджа).

Комплекс Баталью включает наряду с преобладающими толеитовыми базальтами гиалокластиты, яшмы и кремнисто-железистые известняки, которые образуют линзовидные прослои мощностью до 30–40 см. В верховьях р. Морро и на горе Есгровере обнажена верхняя часть комплекса общей мощностью 100–150 м. Яшмы приурочены к нижним горизонтам, кремнисто-железистые известняки – к верхним, а гиалокластиты имеют одинаково ограниченное распространение по всему изученному разрезу, тесно ассоциируя с пиллоу-базальтами (рис. 24).

Яшмы окрашены в вишнево-красный, кирпично-красный и розовый цвет; для известняков характерна розовая, желтая, серовато-бурая и буровато-серая окраска. Часто наблюдается неправильная тонкая субгоризонтальная слоистость (полосчатость), проявляющаяся в чередовании разностей, отличающихся одна от другой оттенками окраски. Мощность слойков варьирует от 1–2 см до нескольких миллиметров.

В соответствии с данными рентгеновского изучения тонкого порошка преобладающими минеральными фазами породы являются кварц и кальцит, в подчиненном количестве присутствует гематит, в виде небольшой примеси иногда фиксируются

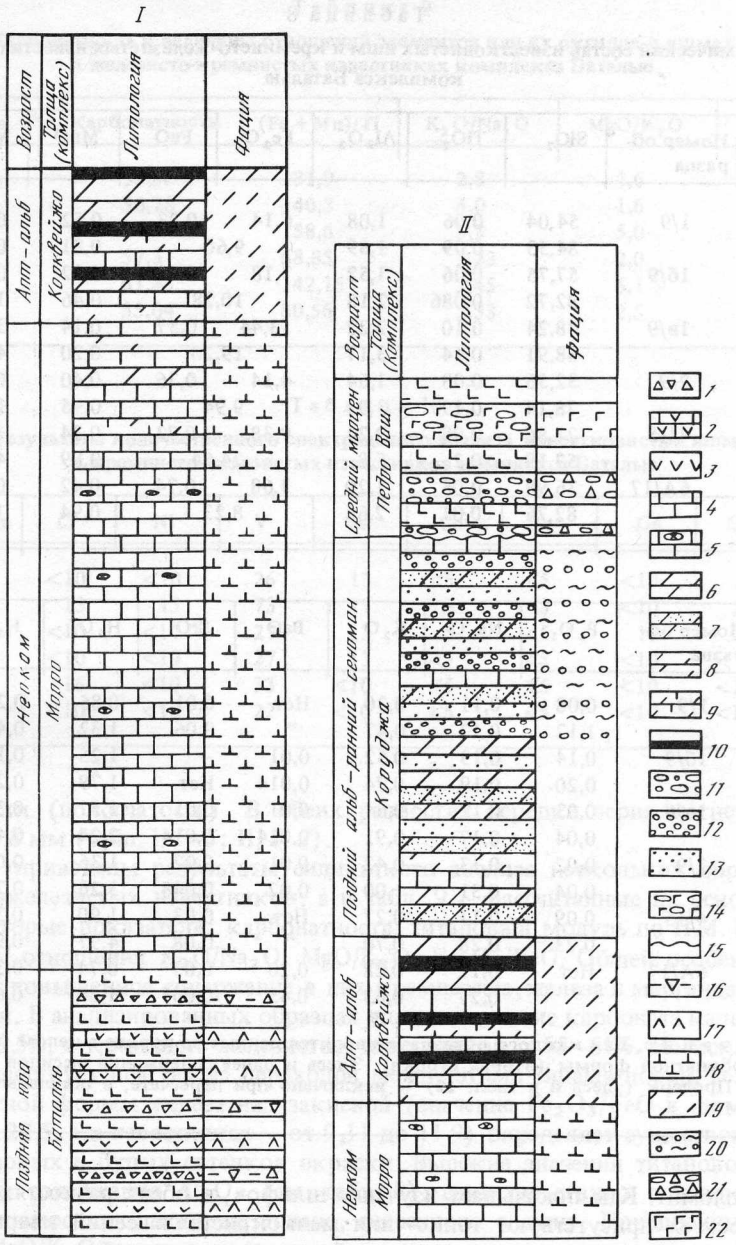


Рис. 24. Литологические колонки позднемезозойских и кайнозойских отложений о-ва Маю (*I* – долина р. Морро; *II* – гора Есгровере)

1–15 – литология: *1* – гиалокластиты, *2* – железисто-кремнистые известняки, *3* – известковистые яшмы, *4* – известняки, *5* – известняки со стяжениями кремней, *6, 7* – алевролиты (*6* – мелкозернистые, *7* – крупнозернистые), *8* – аргиллиты, *9* – мергели, *10* – прослои "черных сланцев" (вне масштаба), *11* – конгломераты, *12* – гравелиты, *13* – песчаники, *14* – агломератовые туфы, *15* – границы размыва; *16–20* – фации верхнеюрских–меловых отложений: *16* – гиалокластитовых осадков субаквальной десквамации базальтов в зоне относительного морского глубоководья, *17* – железистых кремнисто-карбонатных осадков, синхронных подводному вулканизму и эксгаляционной деятельности, *18* – карбонатных осадков относительно глубоководного моря, *19* – карбонатно-глинистых и глинистых осадков относительно глубоководного моря, *20* – макрофация мелководного моря в пределах островного шельфа; *21, 22* – фации кайнозойских отложений: *21* – валунно-галечных и гравийных осадков коллювия, *22* – субаэральных агломератово-туфовых и туфовых осадков наземных вулканических эксплозий

Таблица 8

Химический состав известковистых яшм и кремнисто-железистых известняков комплекса Баталью

Порода	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Яшма известковистая	1/9	54,04	0,06	1,08	6,14	0,23	0,52	0,48	20,01
		84,53	0,09	1,69	9,60		0,81	0,75	0,00
	1б/9	57,75	0,06	1,52	7,18	0,43	0,32	0,84	17,06
		82,72	0,086	2,18	10,28		0,46	1,20	–
	1в/9	48,24	0,10	2,22	13,44	0,57	0,14	3,20	15,50
		68,91	0,14	3,17	19,20		0,20	4,57	–
Известняк кремнистый	2/9	32,56	0,08	1,64	4,14	0,36	0,40	0,84	32,20
		78,14	0,19	3,93	9,94		0,95	2,01	–
	4/15	21,86	0,08	2,24	9,38	0,73	0,34	1,64	34,58
		57,19	0,2	5,8	24,54		0,89	4,29	–
	6А/17	36,98	0,06	1,20	3,68	0,74	0,42	0,70	30,86
		82,76	0,01	2,68	8,23		0,94	1,57	–

Порода	Номер образца	P_2O_5	Na_2O	K_2O	BaO	SrO	H_2O^+	H_2O^-	CO_2
Яшма известковистая	1/9	0,08	0,11	0,30	Нет	0,01	0,85	0,29	15,65
		1,12	0,17	0,47	”	0,06	1,32	0,45	–
	1б/9	0,14	0,13	0,52	0,01	–	1,25	0,14	13,05
		0,20	0,19	0,74	0,014	Нет	1,79	0,20	–
	1в/9	0,03	0,12	0,64	0,01	0,01	1,57	0,30	14,45
		0,04	0,17	0,91	0,014	0,014	2,24	0,47	–
Известняк кремнистый	2/9	0,02	0,13	0,42	0,01	0,02	1,36	0,09	26,00
		0,04	0,31	1,00	0,02	0,048	3,26	0,21	–
	4/15	0,09	0,11	0,27	Нет	0,03	1,90	0,36	27,35
		0,23	0,28	0,70	”	0,08	4,97	0,94	–
	6А/17	Нет	0,12	0,28	0,20	0,03	0,74	0,31	24,20
		”	0,27	0,63	0,45	0,067	1,65	0,696	–

Примечание. Для каждого образца приводятся данные по породе в целом (первая строка) и для бескарбонатной формы (вторая строка). Здесь и далее содержания оксидов – в %, элементов – в г/т. Прочерк (здесь и в табл. 12) – исключено при пересчете, в остальных случаях – не обнаружено.

хлорит и доломит. Как показывает изучение шлифов, в обеих разностях в варьирующих количествах присутствуют тонко- или мелкокристаллический кварц и кальцит, распределенные в массе породы довольно беспорядочно или образующие неправильные, овальные сгустки и стяжения, которые напоминают следы локального перемещения материала, нередки трещины, выполненные этими минералами. Часто встречаются остатки радиолярий, обычно замещенных кальцитом, иногда кварцем (в количестве до 5–10%), морских ежей и фрагментов раковин неопределенных моллюсков, а также обломков хлоритизированных базальтов, был найден единичный остаток аммонита.

В яшмах в большом количестве присутствует гематит, представленный тонкими пленками, линзообразными или овальными выделениями размером до 0,2–0,3 мм. В известняках содержание гематита незначительно. Неравномерное распределение в породах гематита, кремнистого и карбонатного материала определяет существова-

Таблица 9

Карбонатность и величины отношений элементов или их оксидов в яшмах и железисто-кремнистых известняках комплекса Баталью

Номер образца	Карбонатность	(Fe + Mn)/Ti	K_2O/Na_2O	MgO/K_2O	Fe_2O_3/FeO
1/9	36,55	131,9	2,8	1,6	2,0
1б/9	30,28	140,3	4,0	1,6	15,6
1в/9	27,5	158,6	5,3	5,0	22,5
2/9	57,3	68,85	3,23	2,0	10,4
4/15	61,43	142,15	2,45	6,1	11,9
6А/17	55,04	80,56	2,33	2,5	9,11

Таблица 10

Результаты количественного спектрального анализа известковистых яшм и кремнисто-железистых известняков комплекса Баталью

Номер образца	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Ga	Ge	Mo
1/9	<10	<10	26	13	<5	<5	<10	1,7	1,9
1б/9	13	15	73	17	8	<5	<10	2,0	1,7
1в/9	<10	<10	27	13	5	<5	10	2,5	2,2
2/9	<10	<10	27	13	<5	<5	<10	<1,5	<1,5
4/15	16	<10	33	<10	<5	<5	<10	<1,5	<1,5
6А/17	<10	<10	22	<10	<5	<5	<10	<1,5	<1,5

ние слоистости (полосчатости). В обеих разностях нередки зерна магнетита размером до 0,5–0,8 мм (табл. I, *1–5*; II, *1, 2*).

В табл. 8 приведены результаты силикатного анализа нескольких образцов яшм и кремнисто-железистых известняков, а в табл. 9 – рассчитанные на основании этих данных некоторые показатели: карбонатность, титановый модуль по Н.М. Страхову – (Fe + Mn)/Ti, отношения K_2O/Na_2O, MgO/K_2O, Fe_2O_3/FeO. Общей особенностью пород является повышенное содержание в них кремнезема, железа и марганца и пониженное алюминия. В анализированных образцах яшм содержание карбоната кальция составляет ~ 27–36,5%, а кремнисто-железистых известняков ~ 55–61%. Не исключено, что в разрезе существует вся гамма переходов между этими типами пород. Резкое преобладание окисной формы железа над закисной (значение Fe_2O_3/FeO в яшмах изменяется от 2 до 22,5, а в известняках – от 9,11 до 11,9) определяет существование в них красных, розовых и бурых оттенков окраски. Высокие значения титанового модуля, как и низкие содержания Al_2O_3 (см. табл. 8), свидетельствуют о невысокой роли в породах алюмосиликатного материала, снесенного с суши. Повышенные значения отношений MgO/K_2O хорошо коррелируют с наличием в составе пород фрагментов хлоритизированных базальтов. Результаты спектрального анализа пород (табл. 10) свидетельствуют об отсутствии в них повышенных концентраций редких элементов.

Гиалокластиты состоят из черных, обычно резко остроугольных обломков черного плотного тахилитового стекла с размерами частиц преобладающей фракции от 0,5–1 до 10–15 см, содержание более мелких частиц незначительное. Сортировка материала и слоистость отсутствуют.

Помимо маломощных линзовидных прослоев, разделяющих горизонты пиллоулав, подобный материал часто выполняет промежутки между отдельными подушками в пределах таких горизонтов. В обоих случаях в породе нередко наблюдаются неправильные ярко-красные выделения кремня, гематита и прожилки кварца, возник-

шие, по-видимому, на постседиментационном этапе в результате гидротермальной деятельности. Ограниченное распространение этих пород (не более нескольких процентов всего комплекса Баталью), довольно высокая дислоцированность комплекса, обилие в нем секущих и пластовых даек, так же как и низкая обнаженность района их распространения, исключили возможность более детальной характеристики этих образований.

Толща Морро сложена известняками, содержащими в верхней части прослои темно-серых и зеленовато-серых мергелей и известковистых аргиллитов. Последние сходны с аналогичными породами вышележащей толщи.

Известняки толщи Морро окрашены в светло-серый, почти белый, желтовато-серый или серый цвет. В базальных горизонтах разреза нередки розовые оттенки. Породы плотные, массивные, с плитчатой отдельностью (табл. II, *3*), полураковистым изломом. Они характеризуются слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью, проявляющейся благодаря послойным скоплениям радиолярий, аптихий, глинистого или органического материала, встречаются ритмически сортированные слойки мощностью до 10 см, текстуры оползания. В них часты овальные и линзовидные выделения черных кремней размером от нескольких до нескольких десятков сантиметров (табл. II, *4*).

В нижней и средней частях разреза обнаружены прослои брекчий, состоящих из угловатых обломков известняка, аналогичного вмещающей породе, размером до нескольких сантиметров (табл. IV, *4*). Светло-серые, почти белые разности известняков с крупноплитчатой отдельностью приурочены к нижней части разреза, а серые и желтовато-серые с мелкоплитчатой отдельностью – к верхней. По всему разрезу присутствуют многочисленные аптихии; отмечались также находки аммонитов [Stahlecker, 1935].

Как показывает изучение шлифов в оптическом и электронном микроскопах, известняки состоят главным образом из пелитоморфного кальцита, представляющего собой перекристаллизованный наннофоссилиевый ил. В породах нижней части комплекса такой материал нередко подвергается перекристаллизации, давая агрегат кристаллов размером до 0,1–0,5 мм. В тонкодисперсной карбонатной массе в варьирующих количествах (единицы процента – 5–10%) присутствуют фрагменты радиолярий, обычно замещенные карбонатным материалом, иногда двустворчатых моллюсков, кораллов, морских ежей, кальпионеллид, водорослей, кости рыб; их размеры не превышают нескольких десятых долей миллиметра, иногда достигают 2–3 мм. Нередки выделения пирита, в редких случаях – ромбоэдры доломита размером до 0,3–0,5 мм (табл. III–V). В нижних горизонтах комплекса, вблизи границы с пиллоу-базальтами комплекса Баталью, обнаружены послойные скопления буровато-красных гидроокислов железа (гематита), обусловливающих появление горизонтальной и волнистой микрослоистости (табл. I, *3*) и розовой окраски пород.

В массе карбонатного материала присутствует примесь алюмосиликатного терригенного материала с размером частиц не выше 0,05–0,1 мм; его содержание возрастает вверх по разрезу, к верхней границе толщи Морро.

Обработка образцов 10%-ной соляной кислотой показала присутствие нерастворимого остатка в количестве примерно от 15–20 до 30–50%. В его составе присутствуют частицы размером от нескольких миллиметров до 0,1 мм и мельче. Наибольшее значение имеет фракция $< 0{,}01$ мм, составляющая 35–98% нерастворимого остатка; доля алевролитовой фракции (0,1–0,01 мм) изменяется от 2–3 до ~ 20%; песчаной (0,1–1 мм) – от долей процента до 15–20%; гравийной (> 1 мм) – от долей процента до 5–10%, собственно глинистой ($< 0{,}001$ мм) – доли процента. Соответственно содержание в породах карбонатного материала варьирует от 75–77 до 97–98%.

Изучение минерального состава нерастворимого остатка показало высокое содержание в нем пирита и гематита. Последний в основном сформировался за счет первого, о чем свидетельствуют кубические очертания некоторых зерен гематита, а также разной интенсивности замещение выделений пирита этим минералом.

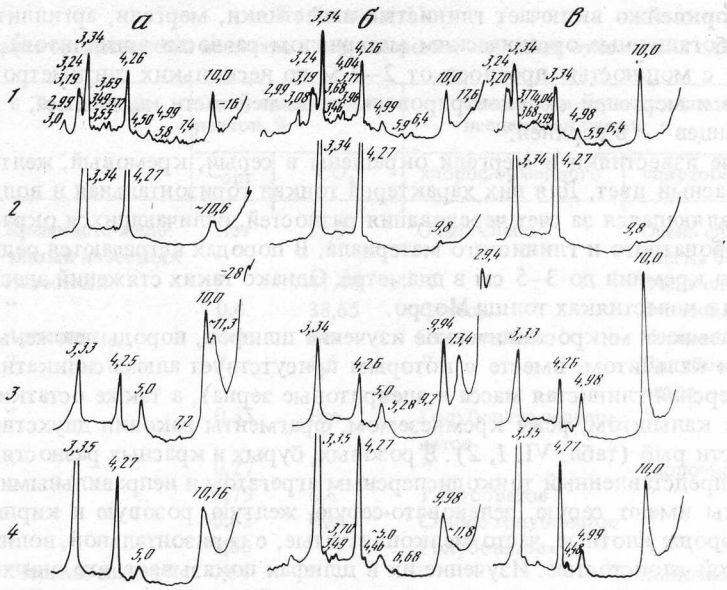


Рис. 25. Характерные дифрактограммы образцов фракции < 0,01 мм из нерастворимого остатка в известняках толщи Морро

Образцы: *а* — природные, *б* — насыщенные глицерином, *в* — нагретые до 55° С. Последовательность образцов от 1 к 4 отвечает переходу от основания к кровле толщи

Среди других минералов очень велика роль кварца, в подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты (включая кислые и средние плагиоклазы, микроклин), свежий или сильно измененный биотит, мусковит, пироксены, амфиболы, турмалин, циркон, эпидот, бесцветный гранат. В заметном количестве встречаются зерна неясного состава, замещенные агрегатом глинистых частиц. Обломки в большинстве своем имеют резко неправильную форму. Зерна кварца и полевых шпатов часто хорошо окатаны. Окатанная форма характерна также для глинизированных обломков неясного состава.

В некоторых образцах основным компонентом нерастворимого остатка является халцедон, отдельные выделения которого достигают в диаметре нескольких миллиметров. Именно они составляют зерна средне-крупнопесчаной и гравийной размерности, отсутствующие там, где халцедон не встречен или имеет ограниченное развитие. Обогащение пород халцедоном связано с перераспределением кремнезема, в результате которого в известняках толщи Морро сформировались и крупные выделения того же состава.

Рентгендифрактометрическое изучение фракции < 0,01 мм (выделить фракцию мельче 0,001 мм оказалось невозможным) показало постоянное присутствие в ней значительных количеств кварца (рефлексы с d = 4,27 и 3,35 Å), иногда также полевых шпатов (рис. 25). Среди глинистых минералов наиболее обычна гидрослюда, содержащая до 20% разбухающих слоев (сильные рефлексы с $d_{0,01}$ = 10,16–10,6 Å в природных образцах, обычно уменьшающиеся до 9,8–9,98 Å в насыщенных этиленгликолем и вновь возрастающие до 10 Å после прокаливания при 550° С). В некоторых случаях фиксируется также небольшая примесь смектита (слабый рефлекс с d = 17,6 Å в насыщенных этиленгликолем образцах). В одном из образцов из средней части толщи наряду с гидрослюдой установлена примесь смешанослойного слюда-смектита, обнаруживающего тенденцию к упорядоченному чередованию обеих минеральных фаз (серия рефлексов, примерно кратных 28 Å в природном состоянии и 29,4 Å в насыщенном).

Толща Корквейжо включает глинистые известняки, мергели, аргиллиты и "черные сланцы" (обогащенные органическим материалом разности аргиллитов), образующие чередование с мощностью прослоев от 2–3 м до нескольких сантиметров. Горизонты известняков и мергелей сконцентрированы в нижней части комплекса, а аргиллитов и "черных сланцев" – в верхней.

Глинистые известняки и мергели окрашены в серый, кремовый, желтый, розовый, бурый и красный цвет. Для них характерна тонкая горизонтальная и волнистая слоистость, проявляющаяся за счет чередования разностей, отличающихся окраской, соотношением карбонатного и глинистого материала. В породах встречаются редкие стяжения темно-серого кремния до 3–5 см в диаметре. Однако таких стяжений здесь значительно меньше, чем в известняках толщи Морро.

Как показывает микроскопическое изучение шлифов, породы сложены микрокристаллическим кальцитом, вместе с которым присутствует алюмосиликатный материал (тонкодисперсная глинистая масса и алевритовые зерна), а также остатки радиолярий, замещенные кальцитом, реже кремнеземом, фрагменты раковин двухстворчатых моллюсков, кости рыб (табл. VI, *1, 2*). В розовых, бурых и красных разностях присутствует гематит, представленный тонкодисперсным агрегатом и неправильными стяжениями.

Аргиллиты имеют серую, зеленовато-серую, желтую, розовую и кирпично-красную окраску. Породы плотные, часто мелкоплитчатые, с горизонтальной, волнистой, иногда мелкой косой слоистостью. Изучение их в шлифах показывает, что они хорошо сортированы и сложены тонкодисперсным глинистым материалом с однообразной ориентировкой частиц вдоль напластования. В глинистой массе присутствуют многочисленные обломки кварца и чешуйки бесцветной гидрослюды размером до 0,1 мм, а также редкие кальцитизированные остатки радиолярий. Серые и зеленовато-серые породы содержат выделения пирита, а бурые, розовые и красные – гематита (табл. VI, *3–4*).

"Черные сланцы" – серые, буровато-серые, темно-серые до черных породы, легко выветривающиеся и приобретающие белесовато-серую окраску. Они обладают отчетливой или слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, при разрушении обычно образуют тонкую плоскопараллельную щебенку. Иногда в горизонтах "черных сланцев" присутствуют прослои крупнозернистых алевролитов мощностью от долей сантиметра до одного-двух сантиметров, отделенные границами размыва от остальной породы. В алевролитах основным минералом является кварц.

Представленные в табл. 11 данные свидетельствуют о том, что содержание органического вещества в породах повышено по сравнению с известняками и аргиллитами, варьируя в диапазоне от 0,64 до 2,38%. Не исключено, однако, что эти цифры занижены по сравнению с исходными значениями в связи с процессами современного субаэрального выветривания и окисления части органического вещества. Характер свечения хлороформенного и спиртобензольного экстрактов пород в свете люминесцентной лампы указывает на преобладание органического вещества нефтяного ряда.

Изучение шлифов в оптическом микроскопе свидетельствует о том, что породы, как и вышеописанные аргиллиты, сложены в основном тонкодисперсным глинистым материалом, в котором заключены мелкоалевритовые зерна кварца, чешуйки бесцветной гидрослюды, редкие остатки радиолярий. Присутствующее в них органическое вещество образует тонкодисперсный хлопьевидный агрегат, который либо пропитывает глинистую массу, либо образует тонкие прослои и линзы мощностью до нескольких десятых долей миллиметра. С органическим веществом всегда связаны выделения пирита (бесформенные или кубических очертаний) размером до 1–2 мм. Нередко пирит выполняет стенки или внутренние полости радиолярий. Присутствуют остатки рыб, обрывки тканей высших растений (табл. VII), фукоиды, часто замещенные пиритом.

Рентгендифрактометрическое изучение фракции $< 0{,}001$ мм (рис. 26) названных типов пород показывает присутствие в ней кварца и гидрослюды, содержащей до 5% разбухающих компонентов; в составе такой фракции из мергелей и известняков фиксируется также значительная примесь кальцита.

Результаты полного силикатного анализа пород (табл. 12) указывают на высокое

Таблица 11

Содержание органического вещества в верхнеюрских–меловых отложениях о-ва Маю

Толща (комплекс)	Тип породы	Содержание компонентов, %		Свечение экстракта в свете люминесцентной лампы	
		$C_{орг}$	CO_2	хлороформенного	спиртобензольного
Баталью	Кремнисто-железистый известняк	Нет	25,9	Очень слабое	Очень слабое, слегка белесоватое
Морро	Известняк	”	41,40	”	Очень слабое
Корквейжо	”	0,4	38,65	Слабое	Белесовато-голубое
	Аргиллит	Нет	Нет	Очень слабое	Молочно-голубоватое
	”	”	0,5	”	Голубовато-зеленоватое
	”	0,35	Нет	Голубовато-зеленоватое	”
	”	0,27	”	”	Молочно-голубоватое
	”	0,79	0,6	Голубоватое	”
	”	0,62	Нет	Слабое голубоватое	”
	”	0,85	”	Голубоватое	”
	”Черный сланец”	0,64	”	”	Молочно-голубое
	”	2,38	”	Голубовато-зеленоватое	”
	Аргиллит	0,08	”	Очень слабое	Очень слабое, слегка голубоватое
	Мергель	0,26	28,7	”	Очень слабое, слегка белесоватое

Таблица 12

Химический состав пород толщи Корквейжо

Тип породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O
Аргиллит	73,40	0,50	7,45	3,71	0,41	2,45	2,65	0,01	0,44
	73,65	0,49	8,83	3,98	0,41	1,39	2,57	0,01	0,44
Мергель	39,30	0,49	4,82	5,70	0,41	21,82	2,04	0,58	0,78
Мергель в бескарбонатной форме	63,39	0,79	7,74	9,19	0,64	–	3,29	0,93	1,26
”Черный сланец”	68,79	0,48	9,55	5,57	0,41	2,51	1,40	0,04	0,67

Тип породы	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	$C_{орг}$	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
Аргиллит	2,44	3,24	0,03	Нет	0,85	0,18	2,80	100,56
	2,91	2,28	1,22	”	0,40	0,15	1,64	100,66
Мергель	2,24	2,56	1,09	16,50	0,52	0,11	1,54	100,50
Мергель в бескарбонатной форме	3,61	4,13	1,76	–	0,84	0,18	2,48	100,23
”Черный сланец”	2,91	2,77	1,46	Нет	1,02	0,19	2,20	99,97

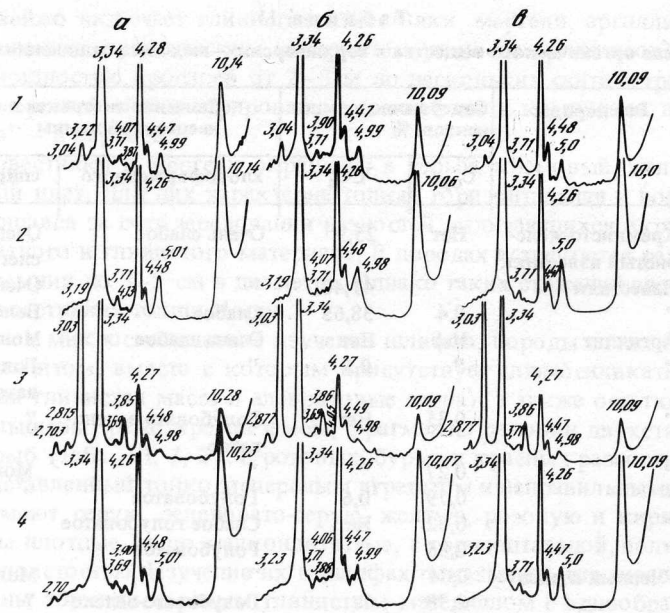


Рис. 26. Характерные дифрактограммы фракции < 0,001 мм из пород толщи Корквейжо
Пояснение образцов *а–в* см. на рис. 25
1, 2 – мергели: *1* – зеленовато-серый, *2* – розовато-серый; *3* – светло-серый аргиллит; *4* – "черный сланец" (фракция обработана перекисью водорода)

содержание в ней SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Fe_2O_3 (при сравнительно небольшом количестве FeO), что хорошо согласуется с отмеченными особенностями их минерального состава. В образце мергеля, где на долю $CaCO_3$ приходится около 38%, соотношение компонентов при переходе на бескарбонатный состав близко к аргиллитам.

Толща Коруджа состоит из известняков, мергелей, аргиллитов, алевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов, образующих переслаивание в разрезе с мощностью слоев от нескольких десятков сантиметров до 1,5–2 м. Известняки, мергели и аргиллиты характерны в основном для нижней части толщи; алевролиты, песчаники и гравелиты – для средней и верхней. Их общая мощность достигает 150–200 м, породы прорваны многочисленными силлами и дайками щелочных базальтоидов.

Отложения связаны постепенным переходом с нижележащей толщей Корквейжо, который выражается в исчезновении (в направлении снизу вверх) горизонтов "черных сланцев", затем и аргиллитов, в появлении прослоев алевролитов, туфопесчаников, а позже туфогравелитов, в возрастании их мощности и значения в разрезе. Верхняя граница толщи Коруджа, отделяющая его от третичных осадков толщи Педро Ваш, резкая, с четким размывом и угловым несогласием.

К сожалению, авторы имели возможность лишь очень бегло ознакомиться с этими осадками и отобрать сравнительно небольшое количество образцов, поэтому многие важные особенности литологии и минерального состава остались невыясненными.

Известняки, мергели и аргиллиты окрашены в светло-серый, серый и темно-серый цвет, они обладают слабо выраженной горизонтальной и волнистой слоистостью; известняки и мергели нередко содержат включения темно-серого и черного кремня размером до 3–5 см. Микроскопическое изучение известняка из средней части комплекса показало присутствие значительного количества остатков фораминифер, а также фрагментов вулканического стекла и окатанных обломков базальта.

Алевролитам присуща горизонтальная или волнистая слоистость, а туфопесчаникам и туфогравелитам также мелкая и крупная косая разнонаправленная. Микроскопическое изучение нескольких образцов этих пород из средней части разреза свидетельст-

вует о широком распространении среди них непрозрачных частиц базальтового стекла, слабо раскристаллизованных базальтоидов, пироксенов, иногда также неопределимых остатков известковых водорослей. Вулканическое стекло представлено остроугольными или заметно окатанными зернами; обломки базальтов, пироксенов и амфиболов — угловато-окатанными, иногда хорошо окатанными. Цементом пород служит крупнокристаллический кальцит, сильно корродирующий все обломочные зерна, иногда полностью замещающий их. В ряде случаев фиксируется сохранившийся от замещения карбонатом тонкодисперсный смектитовый цемент.

Макрофации и фации

Выделенные в толще верхнемезозойских отложений макрофации и фации, а также их краткая характеристика приведены в табл. 13. В разрезе они приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам.

Таблица 13

Макрофации и фации верхнеюрских–меловых отложений о-ва Маю

Макрофация	Фация	
	наименование	краткая характеристика
1	2	3
Относительно глубоководного моря с интенсивным проявлением базальтового вулканизма	Гиалокластитовых осадков субаквальной десквамации базальтов в зоне относительного морского глубоководья	Гиалокластиты, сложенные угловатыми фрагментами тахилитового стекла размером от нескольких миллиметров до 10–15 см, с низким содержанием более тонкодисперсной цементирующей массы того же состава, неслоистые, несортированные
	Железистых кремнисто-карбонатных осадков, синхронных подводному вулканизму и эксгаляционной деятельности	Известковистые яшмы и железисто-кремнистые известняки, розовые, красные, красновато-бурые, неслоистые, с отчетливой или слабо выраженной неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, с редкими остатками радиолярий
Относительно глубоководного моря с накоплением карбонатных и терригенных осадков	Карбонатных осадков относительно глубоководного моря	Пелитоморфные известняки желтовато-серые, серые, темно- или буровато-серые, со слабо выраженной тонкой горизонтальной, волнистой, иногда градационной слоистостью, послойными скоплениями остатков радиолярий, кальпионеллид, аптихий, чешуи и костей рыб, криноидей, а также двухстворчатых моллюсков, кораллов, известковых водорослей
	Карбонатно-глинистых и глинистых осадков относительно глубоководного моря	Аргиллиты, мергели, "черные сланцы", глинистые известняки с повышенным содержанием органического углерода нефтяного и гумусового ряда, окрашенные в светло-серый, темно-серый, почти черный,

Таблица 13 (окончание)

1	2	3
Относительно глубоководного моря с накоплением карбонатных и терригенных осадков		желтовато-серый, розовый и красный цвет, со слабо выраженной и отчетливой горизонтальной, волнистой, косоволнистой и мелкой косой слоистостью, текстурами взмучивания и оползания, градационной слоистостью. Редкие радиолярии, чешуя и кости рыб, фрагменты двухстворчатых моллюсков
Мелководного моря в пределах островного шельфа	Не выделены	Переслаивание буровато-серых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, несортированных конгломератов и отдельных горизонтов светло-серых известняков. Породы неслоисты или обладают различными типами слоистости (алевролиты и туфы – горизонтальной и волнистой; песчаники и гравелиты – также крупной и мелкой косой или косоволнистой), содержат окатанные фрагменты известковых водорослей. Известняки содержат стяжения черных кремней и многочисленные остатки фораминифер, а также окатанные частицы вулканического стекла и базальтов

Макрофация относительно глубоководного моря с интенсивным проявлением базальтового вулканизма

Фация гиалокластитовых осадков субаквальной десквамации базальтов в зоне относительного морского глубоководья представлена гиалокластитами Баталью. Имеющиеся материалы позволяют лишь с известной долей условности судить об условиях их формирования. Их тесная связь с пиллоу-базальтами, сходство состава гиалокластитов с последними, резко неправильная форма фрагментов однозначно указывают на формирование этого типа образований в результате десквамации поверхности подушек при остывании на контакте с морской водой.

И.В. Хворова, рассматривая происхождение выделенного ею сфероидного типа гиалокластитов, с одной из разновидностей которых сходны образования, присутствующие в комплексе Баталью, отмечает возможность их формирования как в глубоководных, так и в мелководных условиях в спрединговых зонах океанов и краевых морей, в пределах островодужных систем, вблизи подводных гор [Хворова, 1980, 1984]. Поскольку пиллоу-базальты комплекса Баталью залегают непосредственно ниже известняков толщи Морро, накопление которых происходило, как будет показано ниже, в условиях относительно глубоководного моря, можно предположить, что излияния базальтов и соответственно накопление гиалокластитовых осадков происходили в сходных условиях.

Фация железистых кремнисто-карбонатных осадков, синхронных подводному вулканизму и эксгалятивной деятельности, представлена известковистыми яшмами и кремнисто-железистыми известняками комплекса Баталью. Их возникновение связы-

вается, с одной стороны, с отложением собственно осадочного материала (главным образом остатков наннофоссилий, в меньшей степени фрагментов раковин моллюсков, обломков базальтов), а с другой – с аккумуляцией продуктов подводной гидротермальной деятельности (кремнезем, гидроокислы железа и марганца). Влияние подобной деятельности на процессы осадконакопления в морях и океанах, как и механизмы обогащения осадков этими компонентами, рассмотрено в ряде работ советских и зарубежных исследователей [Хворова, 1968, 1979; Хворова и др., 1972; Бутузова, 1969, 1984; Григорьев, Золотарев, 1979; Емельянов, 1982; Boström et al., 1969; Corlis et al., 1979; Bultuck, 1982].

Накопление подобных осадков происходило в достаточно кратковременные моменты ослабления или прекращения подводного базальтового вулканизма, и в этом плане преобладающее развитие кремнисто-железистых известняков в верхних горизонтах комплекса Баталью, а известковистых яшм – в нижних связано, по-видимому, с известным ослаблением вулканического процесса и соответственно с нарастанием аккумуляции карбонатных осадков.

Существующие наблюдения показывают, что накопление яшм в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах прошлого происходило как в относительно глубоководных, так и в мелководных зонах морей и океанов, включая их шельфовые зоны [Херасков, 1951; Хворова, 1979]. Важное значение, видимо, имели особенности рельефа дна в бассейне седиментации, в частности существование депрессий сравнительно небольшой площади со специфической гидрохимической обстановкой, где и могло происходить химическое осаждение кремнезема, железа и марганца, поступивших сюда с поствулканическими гидротермами [Григорьев, Золотарев, 1979].

Наши наблюдения не позволяют дать однозначное решение вопроса о глубине бассейна, где происходило накопление яшм и железисто-кремнистых известняков. Высокое содержание в этих породах остатков наннопланктона при весьма ограниченном распространении фрагментов бентосной скелетной микрофауны свидетельствует о накоплении их за пределами шельфа. В то же время высокий уровень карбонатности этих пород является несомненным указанием на глубины значительно выше уровня карбонатной компенсации.

Макрофация относительно глубоководного моря с накоплением карбонатных и терригенных осадков

Фация карбонатных осадков относительно глубоководного моря включает известняки толщи Морро. Резкое преобладание в их составе пелитоморфного кальцита, представляющего собой остатки измененных наннофоссилий, присутствие довольно многочисленных радиолярий, аптихий, костей рыб, аммонитов свидетельствуют об их формировании за счет планктонных организмов. Однообразие известняков, слабое развитие или отсутствие в них слоистости говорят о спокойной гидродинамической обстановке седиментации, известной стабильности условий на протяжении всего неокома. Наличие ритмичного строения, а также угловатых обломков известняка, тождественного вмещающей толще, которые в одних случаях представлены единичными включениями, а в других образуют маломощные горизонты брекчий, является свидетельством неровности дна, где происходила седиментация. Это приводило к периодическим оползаниям слабо литифицированных карбонатных илов вниз по склону.

Присутствующие в составе нерастворимой фракции осадков фрагменты среднего и основного вулканического стекла, пироксены и амфиболы указывают на поступление продуктов разрушения базальтов, подводные излияния которых, по-видимому, продолжались в смежных районах. В то же время имел место привнос материала из областей мелководья, а также с суши, обладавшей корой континентального типа. В пользу первого говорят встречающиеся в известняках фрагменты раковин двухстворчатых моллюсков, кораллов, гальки калькаренитов с остатками фауны сублиторальной зоны моря, в пользу второго – обнаруженные в нерастворимой фракции зерна кварца, калие-

вых полевых шпатов, кислых плагиоклазов (нередко с признаками значительной окатанности), кислого вулканического стекла, циркона, турмалина, чешуйки биотита, мусковита. Поступление такого материала осуществлялось, по-видимому, турбидными потоками или подводными течениями; тонкодисперсные глинистые и мелкоалевритовые частицы могли проникать непосредственно из взвеси. Важно подчеркнуть, что роль материала, поступавшего с суши, и в первую очередь алеврито-глинистого, заметно возрастала во второй половине этапа накопления этой толщи.

Существуют определенные расхождения в представлениях о глубине накопления описываемых известняков. Ряд исследователей считают, что они отлагались при глубине бассейна около 4000 м [Jansa et al., 1978]. Другие снижают значения этой глубины до 2000–3000 м [Robertson, Bernoulli, 1982] или до 1500–2000 м [Thiede, 1979]. П.П. Тимофеев и В.В. Еремеев [1982], не называя цифр. возможной глубины накопления известняков раннего мела в скв. 367 DSDP, относят их к фациям органогенных осадков с прослоями глин зоны спокойной седиментации (макрофация морского мелководья) и алеврито-глинистых осадков зоны крутого склона (макрофация осадков относительно мелководной морской зоны).

Указанные расхождения свидетельствуют в первую очередь об отсутствии надежных критериев для оценки глубины накопления подобных осадков. Не претендуя на окончательное решение вопроса, авторы считают более правомерной точку зрения на накопление известняков толщи Морро в морском бассейне на глубине порядка 1500–2000 м, т.е. в нижней части континентального склона или в его основании. На это указывает, с одной стороны, частое присутствие в породах материала, поступившего с литоральных зон или с суши, а с другой – относительно высокая скорость седиментации. Действительно, при мощности известняков 350–370 м и длительности накопления 40–41 млн лет скорость их седиментации составит 8–9 мм/1000 лет.

Фация карбонатно-глинистых и глинистых осадков относительно глубоководного моря включает глинистые известняки, мергели, аргиллиты и "черные сланцы" толщи Корквейжо. Присутствующий в породах тонкодисперсный карбонатный материал, как и в известняках толщи Морро, представляет собой остатки наннофоссилий, выпавших на дно из толщи морской воды. Аналогичное происхождение имели остатки радиолярий, зубы и кости рыб. Появление алеврито-глинистого материала определялось поступлением его с суши, в пределах которой были широко развиты породы, богатые кварцем, кислыми плагиоклазами и слюдами. Участки мелководий, окружавшие сушу, поставляли фрагменты раковин двухстворчатых моллюсков. Принос такого материала мог осуществляться как турбидными потоками (на это указывает присутствие в составе толщи ритмически построенных серий), так и подводными течениями (прослои с мелкой косой слоистостью). Не исключено, что эти осадки находились в зоне слабого воздействия волновых процессов, на что указывает фиксируемая иногда волнистая слоистость. Не совсем ясно происхождение углеродистого органического вещества, повышенные концентрации которого характерны для большинства пород описанной толщи, но максимальные содержания обнаруживаются в "черных сланцах". Остатки высших растений были снесены с суши, например, теми же турбидными потоками. Появление органического вещества нефтяного ряда могло быть связано с оседанием на дно остатков планктонных микроорганизмов, обитавших в верхних горизонтах водной толщи, или с поступлением из зон мелководья при перемещении вниз по склону масс терригенного материала в виде турбидных потоков. Последнее объясняет присутствие в некоторых горизонтах "черных сланцев" тонких прослоев крупнозернистых алевролитов с высоким содержанием обломочного кварца.

В целом не вызывает сомнения, что описываемые отложения накапливались в условиях более высокой гидродинамической активности, чем известняки толщи Морро. Это позволяет предполагать несколько более мелководные условия их седиментации по сравнению с нижележащими известняками. Не исключено, однако, что отмеченные литологические особенности отложений определялись возрастающей тектонической активностью региона и сопутствовавшей ей перестройкой системы подводных течений.

Имеющиеся данные не позволяют восстановить во всей полноте фациальную природу и условия накопления отложений толщи Коруджа. Наиболее вероятно, что они полифациальны, а различные типы пород, входящие в комплекс, относятся к разным фациям.

Отложения средней и верхней частей комплекса, сложенные чередующимися слоями туфогравелитов, туфопесчаников, алевролитов и фораминиферовых известняков, относятся к фации (или фациям) волноприбойной зоны островного шельфа. Фиксируемая в туфопесчаниках и туфогравелитах крупная и мелкая косая мульдообразная слоистость, частые границы размыва между слоями свидетельствуют об их накоплении в обстановке высокой волновой активности. Небольшие мощности слоев таких осадков отражают фациальную пестроту этой зоны седиментации, быструю смену фациальных обстановок во времени и в пространстве. Все это позволяет говорить о накоплении указанных отложений в пределах шельфовой зоны. Свидетельством мелководности осадков являются находки в них фрагментов известковых водорослей.

Вещественный состав пород этих частей толщи Коруджа, широкое развитие в них частиц базальтового стекла, слабо раскристаллизованных базальтоидов, значительного количества обломков амфиболов и пироксенов свидетельствуют о том, что формирование отложений происходило на фоне интенсивного базальтового вулканизма, в том числе и субаэрального, т.е. уже после возникновения здесь острова.

Не ясна природа осадков нижней части толщи (алевролиты, известняки, мелкозернистые песчаники), где наблюдается достаточно постепенный переход к отложениям толщи Корквейжо. Наиболее вероятно, что здесь присутствуют относительно глубоководные осадки, выходящие за пределы шельфовой зоны.

Сопоставление верхнеюрских–меловых отложений о-ва Маю, Западного Средиземноморья и Центральной Атлантики

В ряде районов Западного Средиземноморья и Центральной Атлантики установлены комплексы юрских и меловых отложений, сходные с близкими по возрасту осадками о-ва Маю. В западной части Средиземноморья (Северные Апеннины, южная окраина Западных Альп, восточное побережье Адриатики, Северная Африка и др.) они носят названия фаций: Аммонитико Россо, Россо ад Аптичи, Майолика, Марне а Фукоиди. Их обобщенная характеристика была дана Д. Бернулли и др. [Bernoulli, 1972], Л. Янсой и др. [Jansa et al., 1978].

К фации Аммонитико Россо и близкой к ней Россо ад Аптичи отнесены красные, иногда зеленовато-серые глинистые известняки с прослоями мергелей и известковистых глин, перекрывающие в одних случаях мелководные известняки, а в других – толеитовые базальты. В породах присутствуют остатки наннопланктона, радиолярий, иглокожих, двухстворчатых моллюсков, аммонитов и/или аптихий, редких бентосных фораминифер, следы деятельности илоедов. В них наблюдаются горизонтальная и волнистая слоистость, горизонты турбидитов и текстуры оползания. Минеральный состав глинистой фракции характеризуется высоким содержанием иллита, гематита, примесью каолинита; в алевритовой фракции фиксируются кварц, полевые шпаты, слюда, гематит. Скорость накопления осадков достигает 3–6 мм/1000 лет. Мощность этой пачки составляет обычно несколько десятков метров, время накопления охватывает различные интервалы юры.

Фация Майолика представлена белыми, светло-серыми или желтоватыми известняками с многочисленными стяжениями кремней. Они залегают на мелководных известняках, базальтах молодой океанической коры или фаций Аммонитико Россо и Россо ад Аптичи. Слагающий их карбонатный материал состоит из остатков наннопланктона, в нем заключены замещенные кальцитом радиолярии, кальпионеллиды, аптихии. Породы обладают слабо выраженной горизонтальной слоистостью, иногда обнаруживают градационную слоистость, в них присутствуют горизонты оползневых галечников, состоя-

щих из обломков пелагических осадков. Общая мощность этих осадков 250–350, иногда 500 м. Их нижняя граница совпадает с поздним титоном, а верхняя – с барремом и аптом. Вблизи кровли присутствуют маломощные прослои темно-серых и черных мергелей. Скорости накопления варьируют от 10 до 15 мм/1000 лет.

Фация Марне а Фукоиди состоит из чередования лиловых, палево-красных, зеленовато-серых и серых мергелей, глинистых известняков и аргиллитов, последние часто обогащены органическим материалом ("черные сланцы"). Чередование обладает отчетливой горизонтальной слоистостью, отмечаются ходы илоедов, текстуры оползания, ритмиты. В породах описаны остатки замещенных кальцитом радиолярий, костей рыб, иногда аптихий и фораминифер. Осадки фации накапливались со скоростью около 8 мм/1000 лет. Суммарная мощность достигает нескольких десятков или сот метров, а время накопления охватывает конец баррема – ранний сеноман.

В Центральной Атлантике верхнеюрские–меловые осадки вскрыты в ряде скважин глубоководного бурения: 99, 101, 105, 367, 386, 387, 391. В них базальные горизонты оксфорд-кимериджского возраста часто представлены красными и розовыми глинистыми известняками, мергелями и известковистыми глинами, содержащими остатки наннофоссилий, радиолярий, аптихий, иногда аммонитов, а также фрагменты пелеципод, иглокожих, следы деятельности илоедов. В некоторых случаях в них фиксируется слабо выраженное постседиментационное окремнение. Их мощность не превышает нескольких десятков метров, а скорость накопления варьирует от 3–5 до 10–14 мм/1000 лет. В скв. 100 DSDP этот комплекс отделен от базальтов основания пачкой зеленовато-серых глинистых известняков, содержащих остатки листьев, стеблей, ветвей. Сходные породы, но не содержащие остатков наземных растений, обнаружены также в основании скв. 367. Литологические особенности верхнеюрских красных известняков и мергелей в скважинах глубоководного бурения Центральной Атлантики дают основание многим исследователям рассматривать их в качестве аналогов фации Аммонитико Россо или Россо ад Аптичи Западного Средиземноморья [Кузнецов, Мурдмаа, 1987; Bernoulli, 1972; Lancelot et al., 1972; Lancelot, Winterer, 1980; Jansa et al., 1978].

Выше по разрезу (а в скв. 387 непосредственно на базальтах основания) залегают серые наннофоссилиевые известняки, содержащие включения кремня, и прослои темно-серых мергелей. В них описаны остатки радиолярий, кальпионеллид, редких фораминифер, фрагменты перемещенной мелководной фауны, многочисленные биотурбации, а также текстуры оползания. Мощность толщи 100–320 м, а возраст отвечает титону–неокому, иногда также апту. Некоторые исследователи подчеркивали, что эти осадки очень близки к таковым фации Майолика [Bernoulli, 1972; Lancelot et al., 1972].

В тех же скважинах альб–сеноман представлен темно-серыми или черными глинами, содержащими прослои с повышенной концентрацией углеродистого материала – обычно 1–4%, а в ряде случаев до 12–15% ("черные сланцы"). В них присутствуют кероген, возникший за счет морского планктона, и витринитовое вещество терригенного происхождения. Мощность этой пачки варьирует примерно от 100 (скв. 99, 101, 105, 367, 387) до 240 (скв. 386) или 350 м (скв. 391). В скв. 386 такие глины залегают непосредственно на базальтах основания. В скв. 367, расположенной в 500 км к юго-востоку от островов Зеленого Мыса, и в скв. 391 (западная окраина Центральной Атлантики) в составе толщи присутствуют горизонты мергелей, окрашенных в розовый, буровато-красный или зеленовато-серый цвет, мощностью около 10–12 м. Литологически эти отложения, особенно те их разности, где в основании присутствуют пестроцветные мергели и глины, сопоставляются с фацией Марне а Фукоиди Западного Средиземноморья [Bernoulli, 1972; Lancelot et al., 1972].

По западной окраине Атлантического океана, в Карибском море (западнее эскарпмента Блэйка), вскрытый рядом скважин (глубоководного бурения или разведочных на нефть) мощный нижнемеловой комплекс представлен мелководными (рифовыми, лагунными) карбонатными осадками, нередко содержащими горизонты ангидритов и доломитов. Он фиксирует существование здесь в раннем мелу, как и, по-видимому, в более раннюю эпоху, древнего шельфа [Paulus, 1972].

Изучение минерального состава алюмосиликатных компонентов в позднеюрских, раннемеловых и сеноманских отложениях Центральной Атлантики показывает преобладание в их глинистой фракции смектита и гидрослюды при резко подчиненном содержании каолинита и хлорита, а в алевритовой – кварца, иногда также полевых шпатов. В розовых известняках, мергелях и известковистых глинах фиксируется значительная примесь гематита. В скв. 367 при резком преобладании смектита (до 80–90%) глинистой фракции почти по всему разрезу отмечено его снижение (до 20%) в позднем альбе – раннем сеномане и увеличение (до 60–70%) гидрослюды [Chamley et al., 1988].

Нетрудно видеть значительное сходство позднеюрских–сеноманских отложений о-ва Маю с одновозрастными осадками других районов Центральной Атлантики и Западного Средиземноморья. Так, горизонты позднеюрских красных кремнистых известняков комплекса Баталью и нижней части толщи Морро обнаруживают известное сходство с фацией Аммонитико Россо (или Россо ад Аптичи), с красными известняками и мергелями, залегающими в основании осадочного чехла Атлантического океана. Сходство выражается не только в их стратиграфической позиции (поздняя юра) и положении в разрезе (основание осадочного чехла непосредственно выше базальтов основания, а в Западном Средиземноморье – иногда выше мелководных платформенных известняков), но и такими литологическими особенностями, как разная интенсивность красной окраски, отсутствие слоистости или слабо выраженная горизонтальная, волнистая слоистость или тонкая полосчатость, наличие ритмитов, текстур переотложения, присутствие ходов илоедов. Сходен набор установленных в этих осадках органических остатков: наннофоссилий, часто (как в породах о-ва Маю) подвергшихся перекристаллизации; аммонитов и/или аптихий, иглокожих, двухстворчатых моллюсков. Своеобразие красноцветных известняков комплекса Баталью на о-ве Маю по сравнению с породами других районов выражается в их низкой мощности и проявлении интенсивного окремнения.

Известняки толщи Морро на о-ве Маю очень близки к отложениям фации Майолика Западного Средиземноморья и к одновозрастным известнякам Центральной Атлантики, вскрытым скважинами глубоководного бурения. Сходство проявляется, помимо близкого стратиграфического положения, в достаточно низком содержании терригенной примеси (хотя ее роль заметно возрастает вверх по разрезу), в высокой концентрации среди карбонатного материала остатков наннофоссилий (или продуктов их перекристаллизации), в светлой окраске, в присутствии стяжений новообразованного кремня, включений угловатых обломков известняков, аналогичных по составу вмещающей породе, в слабо выраженной тонкой горизонтальной, волнистой и градационной (ритмиты) слоистости, в сравнительно высокой мощности и скорости (до 10–15 мм/1000 лет) осадконакопления. Для пород характерны многочисленные остатки радиолярий, аптихий, иногда аммонитов, костей рыб, кальпионеллид, а также перемещенных из зон мелководья фрагментов двухстворчатых моллюсков, кораллов, мшанок, известковых водорослей и т.д.

Толща Корквейжо на о-ве Маю по многим особенностям близка к фации Марне а Фукоиди Средиземноморской зоны и к алеврито-глинистым отложениям верхней части нижнего мела – сеномана в скважинах глубоководного бурения западной и восточной окраин Центральной Атлантики. В названных районах, как и на о-ве Маю, это преимущественно глинистые осадки, темно-серые, зеленовато-серые, иногда красные или розовые, с прослоями светло-серых известняков (или наннофоссилиевых илов) и "черных сланцев" – глин или аргиллитов, обогащенных органическим углеродом гумусового и нефтяного ряда. В породах описаны многочисленные остатки радиолярий, иногда фораминифер, а также чешуя и кости рыб, кальпионеллиды; часты ходы илоедов (фукоиды), текстуры оползания, горизонтальная и волнистая слоистость.

В отношении условий накопления описанных осадков Центральной Атлантики и Западного Средиземноморья существуют достаточно разноречивые представления, хотя их пелагическая природа не вызывает сомнения.

Так, для Западного Средиземноморья признается, что накопление осадков происхо-

дило в условиях рифтогенеза, раздробления и дифференцированного погружения существовавшей здесь карбонатной платформы, сопровождавшихся интенсивным базальтовым вулканизмом и образованием молодой океанической коры. При этом формировался расчлененный подводный рельеф с чередованием впадин и поднятий. Подобная топография затрудняла или почти полностью исключала поступление материала с суши и определяла, с одной стороны, преобладание пелагической седиментации, а с другой – развитие локальных перемещений осадков по склонам. Со временем подводный рельеф существенно выравнивался, а глубина бассейнов седиментации возрастала. В частности, принимается, что накопление фации Аммонитико Россо происходило на глубине до 1000 м, а фации Майолика – глубже 1000 м, но выше уровня карбонатной компенсации. Смена карбонатных осадков фации Майолика глинистыми осадками фации Марне а Фукоиди не обязательно определялась возрастанием глубины бассейна седиментации [Bernoulli, 1972].

В Центральной Атлантике накопление позднеюрских–раннемеловых осадков происходило в условиях медленного дрейфа материков. Еще в середине лейаса вместе с его началом здесь формируется первая океаническая кора; предполагается, что одновременно морские воды впервые проникли в котловину с севера; в средней юре, по-видимому, имело место ее осушение, а в поздней юре – окончательное заполнение морской водой [Lancelot, Winterer, 1980].

Расширение океанической впадины в интервале 180–81 млн. лет, по имеющимся оценкам [Pittman, Talvani, 1972], происходило со скоростью 4 см/год. Соответственно к началу поздней юры ширина Атлантического океана приближалась к 1000 км, а в конце раннего мела могла достигнуть 3000 км.

Формировавшийся океан был разделен подводным хребтом (или хребтами) на ряд самостоятельных впадин [Pflauman, Krasheninnikov, 1978]. Дно последних характеризовалось неровным рельефом. Система возвышенностей, часто увенчанных рифовыми постройками, была развита на границе с шельфами, окружавшими континентальные блоки [Paulus, 1972; Sheridan et al., 1978; Lancelot, Winterer, 1980; Jansa et al., 1978]. Последнее определяло локализацию основной массы терригенного материала, приносимого с суши, на шельфе. Соответственно за его пределами широкое развитие получала пелагическая карбонатная седиментация.

Глубина бассейна, по мнению некоторых исследователей, не выходила за рамки батиали (т.е. изменялась в интервале от нескольких сот до 2000 м). Наименьшие глубины седиментации, отвечавшие верхней батиали, приписываются красным и розовым известнякам и мергелям поздней юры, которые, как предполагают, формировались на флангах Срединно-Атлантического хребта [Luterbacher, 1972; Oertli, 1972; Lancelot et al., 1972]. Красная окраска этих осадков является результатом гидротермальной деятельности, синхронной осадконакоплению и продолжавшейся после накопления осадков [Lancelot et al., 1972]. Во время накопления неокомских известняков и вышележащих осадков, вплоть до раннего сеномана ("черные сланцы"), глубины бассейна отвечали нижней батиали, а в конце этого этапа даже верхней части абиссали [Luterbacher, 1972; Lancelot et al., 1972].

Другие исследователи [Кузнецов, Мурдмаа, 1987; Murdmaa, 1978; Jansa et al., 1978; Robertson, 1984] предполагают существенно бóльшую глубину накопления позднеюрских–раннемеловых осадков в пределах Центральной Атлантики, выше уровня критической глубины карбонатонакопления для наннофоссилий, но ниже таковой для фораминифер, т.е. на глубине около 4000–5000 м. Красные глинистые известняки и мергели, залегающие в основании разреза, рассматриваются как аналоги красных глубоководных глин [Кузнецов, Мурдмаа, 1987]. Красная окраска этих отложений связана с приуроченностью к нижней зоне кислородного максимума; ее возникновению благоприятствовало также поступление с суши значительных масс продуктов латеритного выветривания. Гидротермальная деятельность, имевшая локальное проявление, не оказывала в целом существенного влияния на позднеюрские осадки, в частности на обогащение их железом и марганцем.

С глубинами ниже уровня карбонатной компенсации связывается накопление пачки глин, содержащей прослои "черных сланцев"; при этом принимается, что присутствующие в ней красные горизонты также отвечают зоне нижнего кислородного максимума.

Осадконакопление в формировавшемся океане происходило на фоне чередовавшихся фаз трансгрессии и регрессии, которые захватывали не только котловину между материками, но также и прилежащие участки последних. Крупная трансгрессия приходится на келловей – ранний кимеридж; конец юры – ранний мел характеризовались некоторой стабилизацией режима в регионе, хотя в это время проявились слабые трансгрессии и регрессии при общей тенденции к опусканию, достигшему максимума в альбе [Хаин, 1971]. В конце альба – сеномане имела место крупная регрессия, а поздний сеноман и турон явились свидетелями новой крупной трансгрессии [Хаин, 1971; Lancelot, Winterer, 1980; Chamley et al., 1988].

Существует известная синхронность в изменении характера осадков, накапливавшихся по периферии формировавшегося Атлантического океана и прилежащих участков континентов. Для островов Зеленого Мыса это проявляется особенно сильно при сравнении с Северо-Западной Африкой. Так, в Сенегальском бассейне, расположенном на западной окраине континента, поздней юре – неокому отвечает комплекс мелководных известняков мощностью 2000–2500 м. В апт-альбе и раннем сеномане здесь накопилась толща преимущественно терригенных мелководных осадков примерно той же мощности [Chamley et al., 1988]. В Атлантическом океане у северо-западной окраины континента, как показали материалы сейсмопрофилирования [Veil et al., 1977], мелководные осадки шельфа сместились на запад на расстояние до 200 км и проникли в область внешнего шельфа. В расположенных восточнее районах Западной Африки ранний мел явился временем накопления континентальных терригенных толщ [Хаин, 1971; Wissmann, 1982].

Изучение силикатных и алюмосиликатных минералов в отложениях этого возраста скв. 367 и Сенегальского бассейна [Chamley et al., 1988] показывает высокое содержание кварца при подчиненном полевых шпатов, т.е. ассоциацию, сходную с отложениями о-ва Маю. В скв. 367 DSDP среди глинистых минералов в верхней юре, неокоме и апте преобладает смектит, а в качестве примеси присутствуют гидрослюда, хлорит, смешаннослойные слюда-смектит, каолинит; в альбе и сеномане содержание гидрослюды возрастает до 40%, а каолинита – до 15–20%.

В одновозрастных отложениях Сенегальского бассейна основное значение среди глинистых минералов принадлежит гидрослюде, сравнительно велика роль хлорита, в виде примеси присутствуют смешаннослойные смектит-вермикулит и каолинит. Высокое содержание здесь гидрослюды и хлорита связывается с постседиментационными преобразованиями в результате погружения пород в стратисфере, вызвавшего исчезновение смектита. Аналогичные преобразования смектита, приведшие к его полному исчезновению из глинистой фракции, имели место, по-видимому, также и в осадках о-ва Маю. Их проявление здесь было связано с прогреванием толщи отложений в ходе интрузивного магматизма, а также с воздействием тектонических напряжений, сопровождавших подъем осадочных образований выше уровня океана.

Приведенные данные о синхронности изменений условий позднеюрского и раннемелового осадконакопления в районах островов Зеленого Мыса, скв. 367 и Сенегальского бассейна, сходство состава алюмосиликатных компонентов из осадков этого возраста (с учетом постседиментационных изменений глинистых минералов) свидетельствуют о том, что именно Западная Африка служила главным источником сноса терригенного материала в прилежащие впадины формирующегося океана. Значительное увеличение роли гидрослюды в альбских и сеноманских отложениях скв. 367 по сравнению с предшествующими осадками было вызвано усилением эрозионных процессов на прилежащих участках Африканского континента в ходе начавшейся регрессии. Возрастание количества растительного материала в отложениях определялось значительным увлажнением климата в это время и пышным расцветом растительности на континентальной суше [Lancelot, Winterer, 1980; Chamley et al., 1988].

Литология

В кайнозойское время на фоне интенсивной вулканической деятельности накапливался широкий спектр различных вулканогенно-осадочных (агломератовые или пепловые туфы) и осадочных (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, калькаренитыы) образований. Каждый из названных типов обнаруживает ряд специфических особенностей литологического состава и строения, сохраняющихся более или менее стабильно на разных стратиграфических уровнях кайнозоя в пределах всех изученных островов.

Агломератовые туфы состоят из фрагментов вулканитов неправильных угловатых очертаний, среди которых часты вулканические бомбы характерной для них формы, нередко с растрескавшейся поверхностью (типа "хлебной корки"). Размер таких фрагментов варьирует от нескольких сантиметров до 1–2 м. Сортировка материала отсутствует; наряду с фрагментами размером более 1 см в большом количестве (до 25–30%) присутствует более тонкий пепловый материал. Состав обломков обычно достаточно однообразен и отвечает эффузивам соответствующего вулкана с небольшой примесью материала другого состава.

Пепловые туфы состоят из частиц вулканического стекла размером от нескольких сантиметров до долей миллиметра. В грубых разностях нередки вулканические бомбы и лапилли. Окраска туфов в зависимости от состава и степени выветрелости варьирует от темно-серой до желтовато-серой или светло-серой. Породы обнаруживают слабо выраженную или отчетливую субгоризонтальную слоистость, проявляющуюся в чередовании слойков пеплового материала различной размерности.

Как показывает микроскопическое изучение литифицированных разностей, породы сложены в основном частицами нераскристаллизованного вулканического стекла резко остроугольных очертаний. Крупнозернистые разности содержат в подчиненном количестве обломки слабо раскристаллизованных базальтов, угловатые зерна основных и средних плагиоклазов, пироксенов и амфиболов. За счет вторичных изменений формируется агрегат глинистых минералов, иногда также цеолитов (анальцима) (табл. VIII, *1, 2*). Рентгенодифрактометрическое изучение фракции $< 0{,}001$ мм показывает присутствие в ней смектита, иногда также цеолита (рис. 27, *1, 2*).

Конгломераты представлены крупно-, средне- и мелкогалечными разностями. Они отличаются низкой сортированностью и значительными вариациями размера обломков, а также высоким содержанием песчано-гравийного материала, играющего роль цемента. Слоистость отсутствует или выражена очень слабо благодаря ориентировке удлиненных галек. Форма обломков угловатая и угловато-окатанная, но присутствуют горизонты, содержащие гальку хорошо окатанной формы. Состав галек коррелирует с составом магматических пород, развитых в непосредственной близости. Среди них преобладают базальтоиды, иногда встречаются кремни, известняки.

Микститам отвечают плохо сортированные обломочные разности, в составе которых присутствуют обломки размером от нескольких десятков сантиметров до нескольких миллиметров или даже десятых долей миллиметра. Выделить преобладающую фракцию пород при визуальном изучении практически невозможно. Обломки валунной и галечной размерности по составу, окатанности и другим особенностям тождественны таковым в конгломератах; зерна песчано-гравийной и алеврито-глинистой размерности – в гравелитах, песчаниках и алевролитах. Слоистость отсутствует, но в ряде случаев наблюдается ориентировка удлиненных галек и валунов в одном направлении. Хотя породы не сортированы и в них одновременно присутствуют как валунно-галечный, песчано-гравийный, так и алеврито-глинистый материал, иногда наблюдается преимущественное обогащение наиболее грубыми фрагментами валунно-галечной размерности одних участков разреза, а более мелким материалом – гравийно-песчаным и алеврито-глинистым – других.

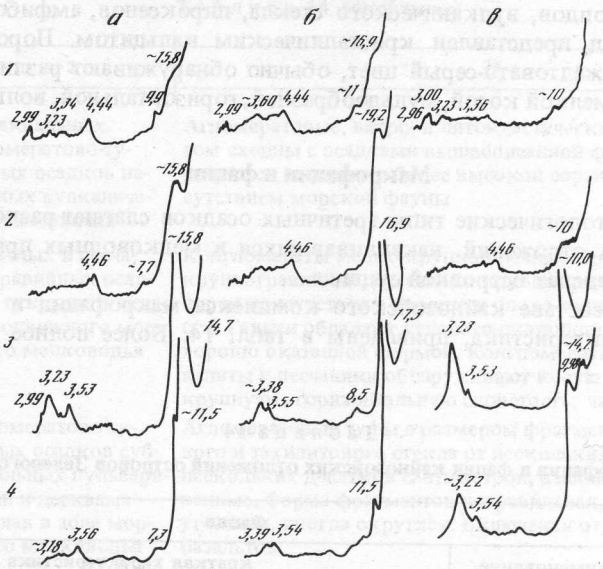


Рис. 27. Характерные дифрактограммы фракции < 0,001 мм кайнозойских отложений

Пояснение образцов *а*–*в* см. на рис. 25

1, 2 – **витрокластические туфы, о-в Сан-Николау;** *3* – **песчаник разнозернистый, гравийный, район Таррафал, о-в Сантьягу;** *4* – **алевролит крупнозернистый, район Таррафал, о-в Сантьягу**

Гравелиты и песчаники окрашены в темно-серый, зеленовато-серый или желтовато-серый цвет. Они обычно плохо сортированы, часто содержат включения галек разного размера. В разрезах как по вертикали, так и по горизонтали наблюдается быстрый переход от крупно-среднезернистых гравелитов к средне-мелкозернистым песчаникам. Нередко отнесение пород к той или иной литологической разности оказывается достаточно условным. Среди пород присутствуют неслоистые разновидности и разности с крупной и мелкой косой, косоволнистой, горизонтальной и волнистой слоистостью, проявляющейся благодаря вариациям размерности материала. В отложениях морского генезиса присутствуют остатки раковин толстостенных двухстворчатых моллюсков.

Породы состоят в основном из плохо окатанных обломков слабо раскристаллизованных базальтоидов и вулканического стекла (до 90–95% всех обломков) при резко подчиненном развитии зерен основных и средних плагиоклазов, пироксенов, амфиболов и магнетита (суммарно до 5–10%). Соответственно они могут рассматриваться как вулканомиктовые граувакки [Шутов, 1972]. Цементом пород в большинстве случаев является кристаллический карбонат, сложно корродирующий обломочные зерна и глинистый (смектитовый или цеолитовый) цемент более ранней генерации. В редких случаях удается наблюдать подобный глинистый цемент, не затронутый замещением (табл. VIII, *3*).

Алевролиты встречаются довольно редко. Они окрашены в темно-серый и черный цвет и имеют как слоистые (горизонтальная, волнистая, мелкая косая слоистость), так и неслоистые текстуры. В них наряду с преобладающим алеврито-глинистым материалом содержится заметная примесь песчаных или даже гравийных зерен. Породы состоят в основном из частиц вулканического стекла, часто со шлаковой структурой, подвергшейся разной интенсивности замещению глинистым материалом, иногда также цеолитом (табл. VIII, *4*). Рентгенодифрактометрическое изучение фракции < 0,001 мм показывает, что она сложена в основном смектитом, иногда с заметной примесью хлорита, реже цеолита (см. рис. 27, *3*, *4*).

Калькарениты сложены остатками фауны (морские ежи, мшанки, гастроподы, двухстворчатые моллюски, а также фораминиферы) разной степени сохранности с примесью

обломков базальтоидов, вулканического стекла, пироксенов, амфиболов, магнетита и т.д. Цемент пород представлен кристаллическим кальцитом. Породы окрашены в светло-серый или желтовато-серый цвет, обычно обнаруживают различные типы слоистости: крупной и мелкой косой, мульдообразной, горизонтальной, волнистой (табл. IX).

Макрофации и фации

Перечисленные литологические типы третичных осадков слагают разнообразный спектр фациальных типов отложений, накапливавшихся в мелководных прибрежно-морских условиях или в пределах островной суши.

Выделенные в составе кайнозойского комплекса макрофации и фации, как и их самая общая характеристика, приведены в табл. 14. Более полное их описание приводится ниже.

Таблица 14

Макрофации и фации кайнозойских отложений островов Зеленого Мыса

Макрофация	Фация	
	наименование	краткая характеристика
1	2	3
Временных водотоков предгорий	Валунно-галечных и песчано-гравийных осадков руслового аллювия горных рек	Конгломераты, гравелиты, песчаники (или их нелитифицированные аналоги), слабо сортированные, с субгоризонтальной неправильной слоистостью, проявляющейся по чередованию прослоев и линз, различающихся соотношением песчано-гравийного и галечного материала. Гальки имеют полуокатанную, полууглова тую и окатанную форму. Органические остатки не обнаружены
	Несортированных валунно-галечных и песчано-гравийных осадков грязевых потоков	Микститы, конгломераты, гравелиты, песчаники несортированные с высокой примесью алеврито-глинистого материала, включениями валунов, неслоистые, иногда со слабо выраженной субгоризонтальной слоистостью благодаря ориентированному расположению удлиненных галек; форма последних изменяется от угловато-окатанной до полуокатанной. В разрезе присутствуют отдельные пачки мощностью 1,5–6 м; в них наиболее грубый материал обычно сосредоточен в средних частях таких пачек. Встречены лимонитизированные остатки растений
Субаэральных осыпей и обвалов на склонах и у подножий вулканов	Валунно-галечных и гравийных осадков коллювия	Конгломераты разногалечные (от мелко- до крупногалечных), валунные, с примесью гравийно-песчаного и алеврито-глинистого материала, несортированные, неслоистые. Гальки угловато-окатанной формы, слоистость и сортировка отсутствуют. Иногда разделяются на пачки мощностью до 4–5 м, с более тонким материалом в основании и кровле
	Агломератово-туфовых осадков субаэральной деструкции и обрушения лавовых потоков	Агломератовые туфы с размером фрагментов от мелких галек до валунов, не сортированы, с беспорядочным расположением крупных и мелких обломков, неслоистые, часто спекшиеся. Подстилают лавовые потоки, состав фрагментов в основном отвечает таким потокам
Наземных вулканических эксплозий	Субаэральных агломератово-туфовых и туфовых осадков наземных вулканических эксплозий	Агломератовые, витро- и литокластические туфы. Первые не сортированы, с размером фрагментов от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров, присутствуют вулканические бомбы, слоистость отсутствует. Собственно туфы состоят из частиц размером от долей миллиметра до нескольких миллиметров, обнаруживают отчетливую субгоризонтальную слоистость благодаря чередованию слойков с различным размером частиц. Органические остатки не обнаружены

Таблица 14 (окончание)

1	2	3
	Субаквальных агломератово-туфовых осадков наземных вулканических эксплозий	Агломератовые, витро- и литокластические туфы, во многом сходны с осадками вышеописанной фации, но характеризуются несколько более высокой сортированностью и присутствием морской фауны
Открытого подвижного морского мелководья	Галечных и песчано-гравийных осадков открытого сильно подвижного морского мелководья	Конгломераты мелко-крупногалечные, гравелиты мелко-крупногравийные, песчаники крупно-среднезернистые. Среди пород присутствуют хорошо и плохо сортированные разности. Гальки обладают угловато-окатанной, полуокатанной и хорошо окатанной формой. Конгломераты неслоистые, гравелиты и песчаники обнаруживают косую (мелкую или крупную), горизонтальную слоистость; часты остатки острей
	Агломератово-туфовых осадков субаквальных пульверизации и десквамации лав в зоне морского мелководья	Агломератовые туфы с размером фрагментов сидеромеланового и тахилитового стекла от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров, неслоистые, несортированные. Форма фрагментов неправильная, часто резко остроугольная, иногда округлая. Включения отдельных подушек базальтов
	Органогенно-детритовых осадков открытого подвижного морского мелководья	Калькарениты, известняки, состоящие из остатков мелководной фауны, подвергшихся заметной механической обработке, размером от долей миллиметра до нескольких миллиметров, с примесью зерен пироксенов, амфиболов, магнетита, гематита, изверженных пород. Породы хорошо сортированы, хотя нередки включения окатанных мелких и крупных галек, валунов обычно с отчетливой крупной и мелкой косой, горизонтальной и волнистой слоистостью
Полуизолированных заливов и лагун	Песчано-алевритовых осадков полуизолированных заливов моря	Песчаники мелко-среднезернистые, алевролиты мелко- и крупнозернистые, слабо сортированные, со слабо выраженной или отчетливой горизонтальной, волнистой, косоволнистой и мелкой косой слоистостью, присутствуют фрагменты тонкостенных раковин

Макрофация временных водотоков предгорий

Фация валунно-галечных и песчано-гравийных осадков руслового аллювия горных рек (рис. 28) представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками (или их нелитифицированными аналогами – галечниками, гравийниками, песками). Породы отличаются низкой сортированностью. В конгломератах, наряду с преобладающими обломками мелкогалечной и/или среднегалечной размерности часто присутствуют крупные гальки, мелкие, иногда средние валуны, а также значительная (до 20–40%) примесь песчано-гравийного материала. Песчаники и гравелиты обычно содержат значительную примесь мелких и средних, реже крупных галек. Форма галек полуокатанная, полууглова тая, окатанная. Степень окатанности в целом более высокая у обломков более низкой размерности.

Породы неслоисты, в редких случаях с неправильной субпараллельной линзовидной слоистостью, проявляющейся благодаря чередованию прослоев и линз галечного и песчано-гравийного материала. Отложения фации образуют в разрезе пачки мощностью 5–10 м с преобладанием наиболее грубого материала в основании и заметным его утонением в верхней части. Остатки растений и фауны не обнаружены. Контакт с нижележащими комплексами отчетливый, часто с явными следами размыва и карманообразными углублениями в породах субстрата.

Отложения фации установлены в составе древних комплексов, так же как и в долинах современных рек. Они накапливались в руслах быстрых, периодически пересы-

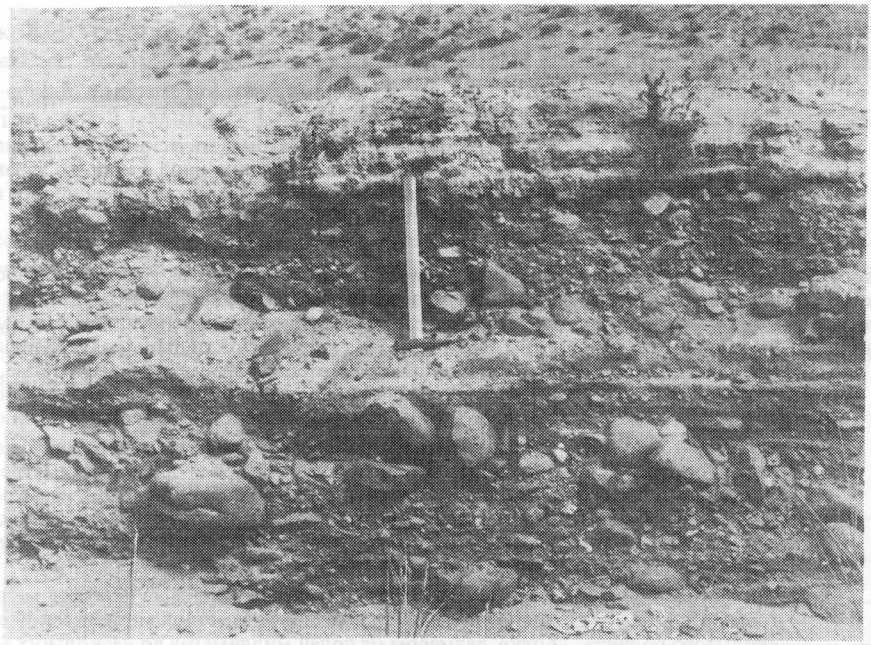


Рис. 28. Обнажение пород фации валунно-галечных и песчано-гравийных осадков руслового аллювия горных рек

Древнечетвертичные (?) отложения о-ва Сантьягу, район г. Прая

хавших рек. Грубый характер материала, слагающего осадки, его слабая сортировка, плохая окатанность обломков свидетельствуют о том, что это были сравнительно короткие горные или предгорные реки.

Фация несортированных валунно-галечных и песчано-гравийных осадков грязевых потоков (рис. 29, 30) включает микститы, конгломераты, гравелиты, песчаники, характеризующиеся очень слабой сортировкой. В микститах и конгломератах присутствуют обломки размером от мелких галек до средних и крупных валунов, заключенных среди песчано-гравийной массы, которая составляет, по визуальной оценке, не менее 30—50% породы. Низкая сортировка материала характерна также и для песчано-гравийных разностей пород, содержащих обычно обломки мелко-крупнопесчаной и мелко-крупногравийной размерности, а также мелкие и крупные гальки, иногда мелкие валуны. Суммарное содержание галечного и валунного материала, по визуальной оценке, достигает 25—30%, примесь алеврито-глинистого материала 15%. Наиболее грубый материал (валуны, крупные гальки) сконцентрирован часто в средней части пачек, сложенных осадками фаций, реже — в их основании. Среди галек преобладают обломки вулканических пород, нередки вулканические бомбы, был встречен валун алевролита, содержавший остатки балянусов. Во всех разностях пород крупные гальки и валуны имеют угловато-окатанную форму, средние и мелкие полуокатаны.

Отложения неслоисты, хотя в некоторых участках наблюдается ориентированное расположение удлиненных галек и мелких валунов, имитирующее субгоризонтальную слоистость. Однако благодаря чередованию отмечавшихся горизонтов, сложенных более грубым и мелким материалом, в разрезе намечается слабо выраженная субгоризонтальная слоеватость. Органические остатки очень редки, представлены стеблями растений размером в несколько сантиметров по длинной оси и до 3—4 мм в попечнике, в которых органический материал замещен лимонитом. Мощность отложений этой фации, встреченной вблизи г. Брава на о-ве Сан-Николау, достигает 70 м.

Отложения описываемой фации формировались, как и вышеописанной, в резуль-

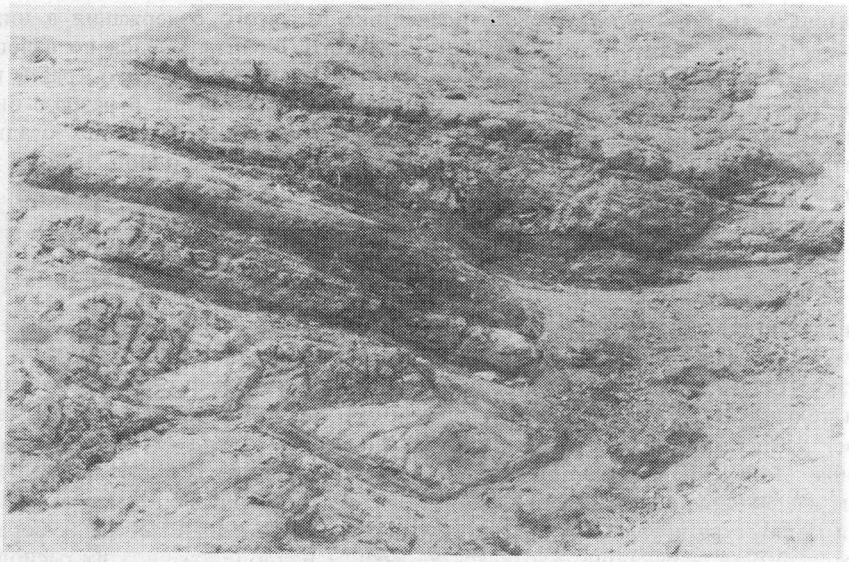


Рис. 29. Обнажение пород фации грязевых потоков варьирующей мощности, сложенных микститом
Чередование потоков определяет присутствие субгоризонтальной слоеватости. Мощность осадков 20 м. О-в Сан-Николау, район пос. Брава

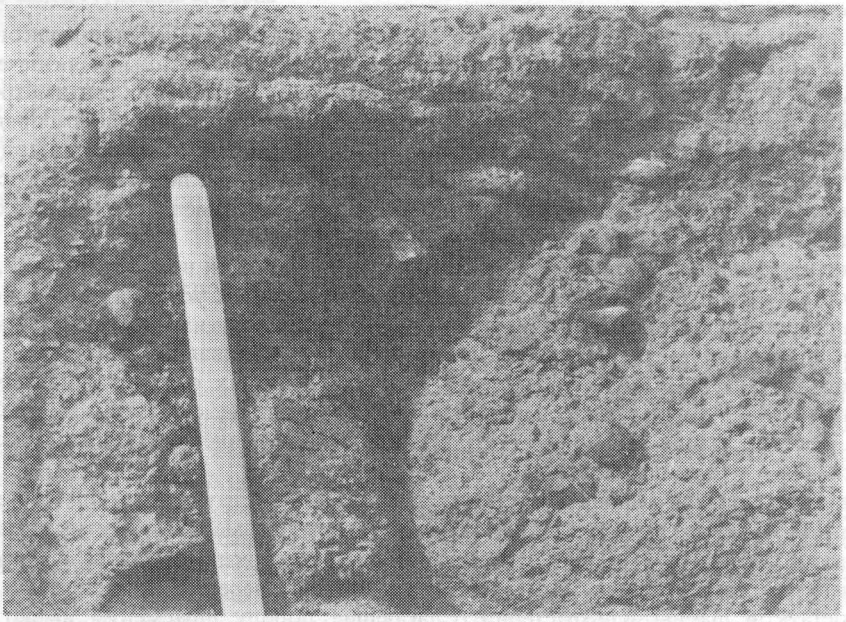


Рис. 30. Средняя часть одного из грязевых потоков, сложенная несортированным грубозернистым микститом
Видна резко угловатая форма крупных обломков. О-в Сан-Николау, район пос. Брава

тате деятельности водотоков. Однако вследствие высокого содержания в них обломочного материала, в том числе алеврито-глинистого, он переносился во взвешенном состоянии в виде грязекаменных потоков. Именно это определило его крайне низкую сортированность и гранулометрическую разнородность материала. В разрезе они генетически тесно связаны с фацией валунно-галечных и песчано-гравийных осадков аллювия горных рек, а изменение свойств осадков при переходе одной фации в другую осуществляется достаточно постепенно.

Макрофация субаэральных осыпей и обвалов на склонах и у подножий вулканов

Фация валунно-галечных и гравийных осадков коллювия (рис. 31) представлена глыбовыми, валунными и галечными конгломератами и гравелитами.

Конгломераты разногалечные, с размером обломков от мелко- до крупногалечных, со значительной примесью валунов (размером 0,1—1 м), нередко также глыб (более 1 м). Присутствуют разности с преобладанием мелко-среднегалечного материала и редкими включениями валунов и глыб, а также разности, где преобладают крупногалечные и валунные обломки при наличии многочисленных глыб размером до 1,5—3 м. Всегда в количестве до 25—30% присутствует гравийно-песчаный материал. Сортировка галек отсутствует, характерно хаотическое, крайне неупорядоченное их расположение в пределах породы. Форма большинства обломков угловато-окатанная, угловатая, полуокатанная, в небольшом количестве присутствуют вулканические бомбы изометрического или удлиненного габитуса. Слоистость отсутствует, но нередко фиксируются самостоятельные серии (мощностью 3—4 м), сложенные в нижней части наиболее грубым и слабо сортированным, а в верхней части более мелким и однородным материалом.

Гравелиты разнозернистые, состоящие из обломочных зерен крупно-мелкогравийной, а также песчаной и алевритовой размерности, с многочисленными включениями угловатых и угловато-окатанных обломков размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Такие обломки либо беспорядочно распределены в массе породы, либо образуют неправильные прослои и линзы, залегающие под углом наклона к горизонтали, что отвечает, по-видимому, углу наклона древнего склона. Органические остатки отсутствуют, мощность отложений изменяется от нескольких метров до нескольких десятков или 100 м.

Отложения фации накапливались на склонах и у подножий возвышенностей, в том числе вулканов, при перемещении материала в субаэральных условиях под действием сил гравитации. На склонах они локализовались в одних случаях в крупных ложбинах, которые прорезали возвышенность, в них процессы развивались длительное время, а мощности осадков были наибольшими. В других случаях они выполняли мелкие понижения древнего рельефа, их мощность не превышала нескольких метров. Формирование осадков фации могло происходить как при проявлении вулканической деятельности, так и в периоды ее затухания.

Фация агломератово-туфовых осадков субаэральной деструкции и обрушения лавовых потоков включает агломератовые туфы, в которых размер фрагментов изменяется от валунов до мелких галек. Они подстилают лавовые потоки. Породы не сортированы, с хаотическим расположением фрагментов, неслоистые, нередко спекшиеся, не содержащие остатков фауны или растений. Слагающие породу фрагменты имеют резко угловатые очертания, удлиненный или изометричный габитус, между ними часты полости и крупные поры размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, не заполненные тонким материалом. Состав фрагментов однообразен: подавляющее большинство их отвечает вышележащему лавовому потоку, в небольшом количестве присутствует материал подстилающего субстрата. Мощность отложений варьирует от нескольких десятков сантиметров до 5—7 м.

Формирование осадков этой фации связано с разрушением поверхностного слоя

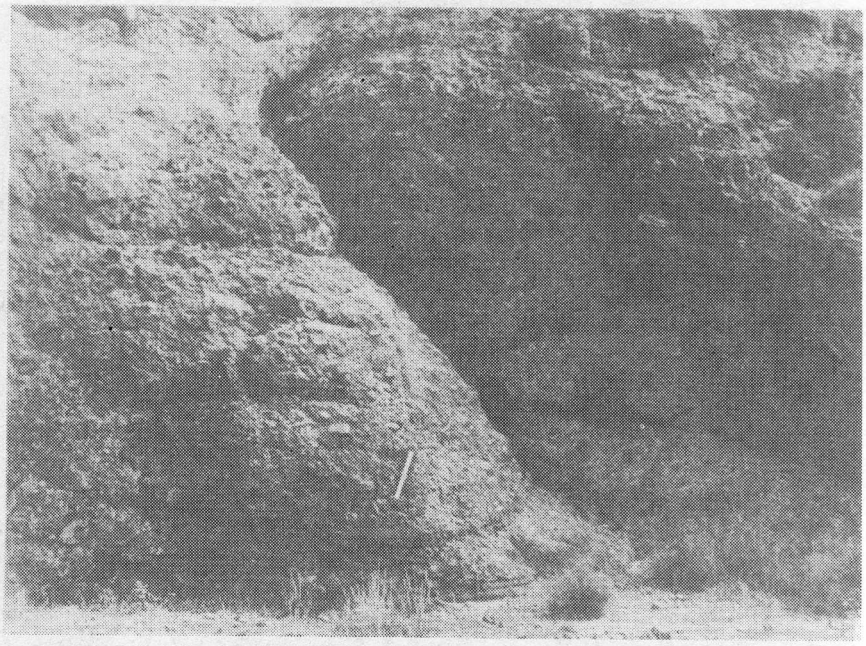


Рис. 31. Обнажение пород фации валунно-галечных и гравийных осадков коллювия
Отчетливо видно отсутствие слоистости, сортировки материала, резко угловатая форма обломков. О-в Сантьягу, долина р. Фурна

остывающих лавовых потоков в субаэральных условиях при их движении вниз по склону. Фрагменты лав обрушивались к основанию потока и выполняли неровности древнего рельефа, на эти осадки ложился уже сам поток. Тот факт, что подобные фрагменты имели высокую температуру, а затем перекрывались раскаленным потоком лавы, определил их частое сваривание.

Макрофация наземных вулканических эксплозий

Фация субаэральных агломератово-туфовых и туфовых осадков наземных вулканических эксплозий (рис. 32, 33) сложена комплексами агломератовых, витро- и литокластических туфов, сформировавшихся в ходе наземных извержений, которые сопровождались интенсивными взрывами. Вулканогенный материал, испытавший воздушный перенос, был отложен в наземных условиях в виде относительно маломощных слоев либо в виде пачек мощностью в десятки и первые сотни метров.

Агломератовые туфы состоят из фрагментов размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, они не сортированы, характеризуются беспорядочным распределением самых крупных и самых мелких фрагментов. Содержание более тонкого пирокластического материала (с размером частиц от нескольких миллиметров до долей миллиметра) изменяется от 10–15 до 40–50%. Такой материал часто подвергался интенсивному замещению глинистыми минералами. Окраска породы в зависимости от состава вулканогенного материала варьирует от темно-серой, почти черной до светло- или желтовато-серой, розовой и буровато-красной. Встречаются как рыхлые, так и плотные сваренные разности. Большинство крупных фрагментов, входящих в состав пород, имеет неправильную остроугольную форму, многие обнаруживают характерные для вулканических бомб и лапиллей очертания: сильно удлиненные, закрученные, с ребристой поверхностью или изометричные, с поверхностью типа растрес-

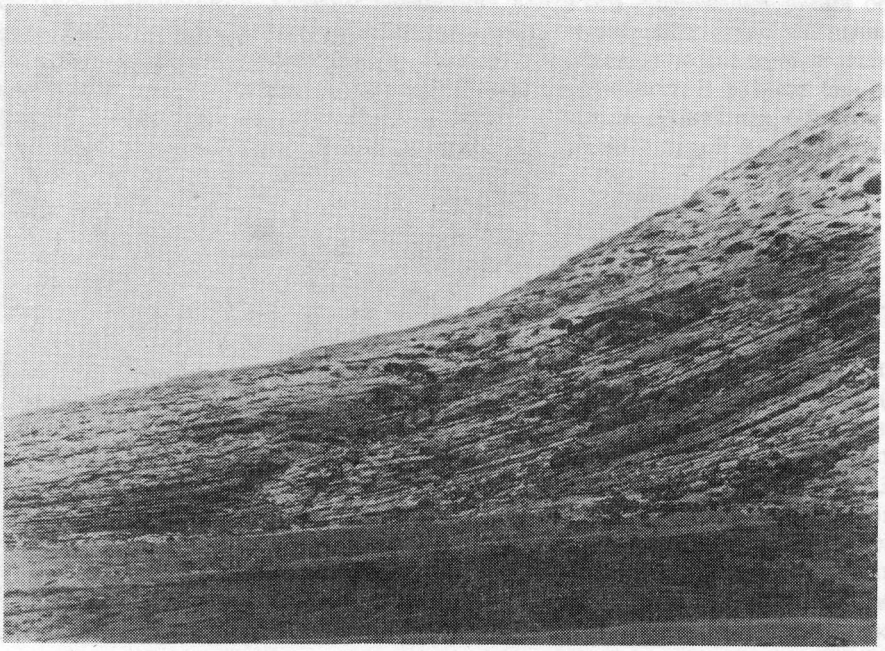


Рис. 32. Склон вулкана Лесте, сложенный фацией субаэральных агломератово-туфовых и туфовых осадков наземных вулканических эксплозий

Видны субпараллельная слоеватость и выполаживание слоев к основанию склона. Обнажение, о-в Сал

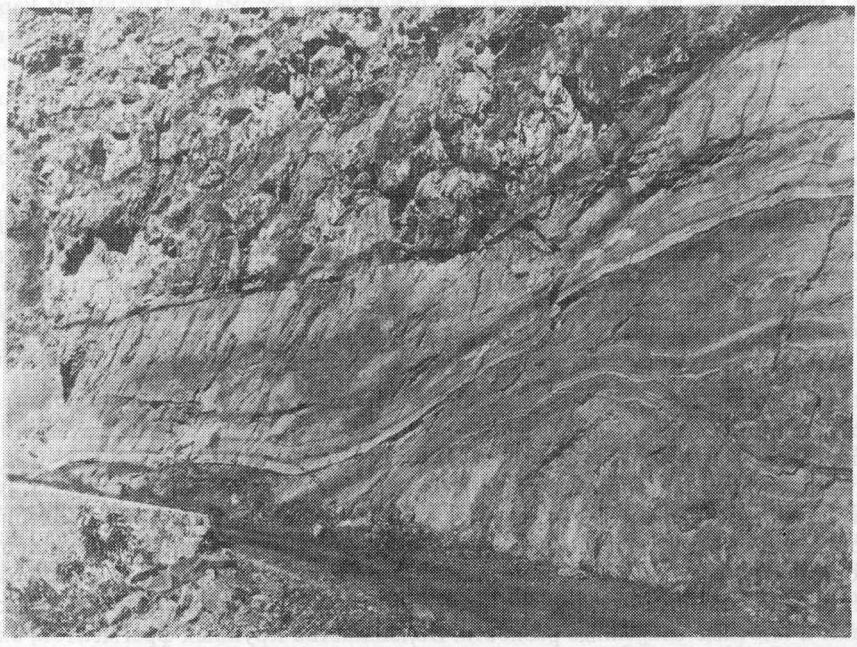


Рис. 33. Обнажение пород фации субаэральных агломератово-туфовых и туфовых осадков наземных вулканическх эксплозий

Видно облекание вулканокластическими туфами с субпараллельной слоистостью неслоистых агломератовых туфов. О-в Сан-Висенти, гора Верде

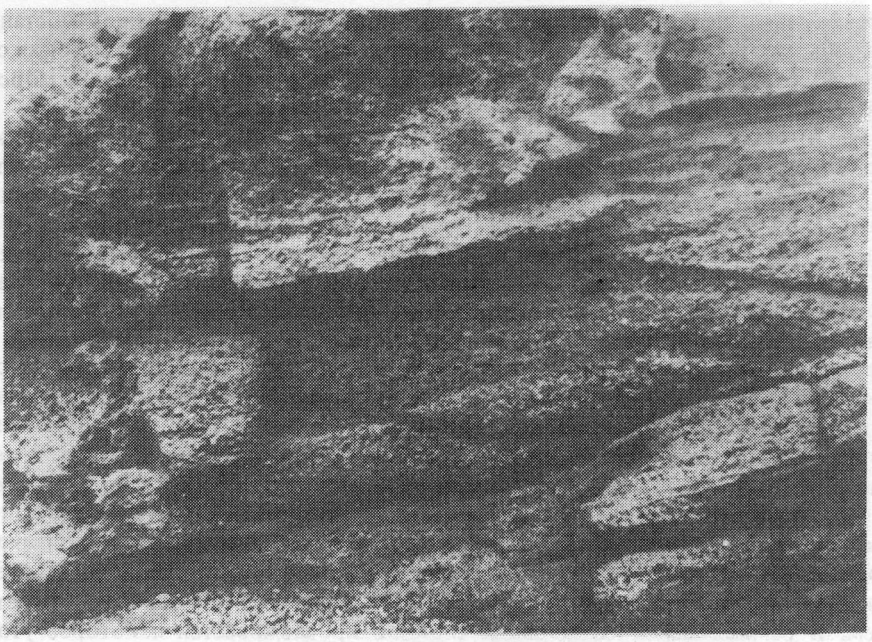


Рис. 34. Обнажение пород фации субаквальных агломератово-туфовых осадков наземных вулканических эксплозий

Видны слабо выраженные субгоризортальная и крупная косая слоистости. О-в Сантьягу, район пос. Таррафал

кавшейся "хлебной корки". Среди них в одних случаях преобладают афанитовые, а в других шлаковидные разности.

Отложения, как правило, неслоистые, но иногда прослеживается слабо выраженное чередование прослоев и линз материала различной размерности, их мощность достигает нескольких метров.

Относящиеся к данной фации туфы представлены как витро-, так и литокластическими разностями. Размер большинства пепловых частиц варьирует от долей миллиметра до нескольких миллиметров, они относительно хорошо сортированы, с редкими включениями угловатых фрагментов размером от 1–2 до 20–30 см. Самые крупные имеют характерные для вулканических бомб очертания. Породы окрашены в темно-серый, зеленовато-серый или светло-серый цвет в основном в зависимости от степени постседиментационного изменения вулканического стекла: темно-серая окраска характерна для пород, где пепловой материал слабо затронут постседиментационными изменениями, а светло-серая – для пород, где такие изменения (глинизация, цеолитизация) проявились очень сильно.

Отложениям свойственна отчетливая и очень правильная слоистость: горизонтальная или полого наклоненная, субпараллельная, проявляющаяся благодаря чередованию слойков пепла разной размерности, мощность таких слойков изменяется от долей миллиметра до единиц миллиметра. Органические остатки не установлены.

Мощность горизонтов агломератовых туфов изменяется от нескольких метров до первых десятков метров, такая же мощность характерна для горизонтов витро- и литокластических туфов. В одних разрезах эти разности переслаиваются или взаимно сменяют друг друга по латерали, но нередко витро- и литокластические туфы образуют прослои или пачки вне связи с горизонтами агломератовых туфов.

Фация субаквальных агломератово-туфовых осадков наземных вулканических эксплозий (рис. 34) по набору литологических типов (агломератовые туфы, лито- и витрокластические туфы) близка к вышеописанной фации. Однако присутствие

морской фауны с несомненностью указывает на их накопление в иной обстановке. Имеется ряд других особенностей, отличающих ее от предыдущей: более высокая сортировка пеплового материала, более высокая его литификация, парагенез с морскими фациями, более высокая степень замещения пепловых частиц смектитом.

Агломератовые туфы характеризуются преобладанием фрагментов галечниковой и валунной размерности (60–80% всей породы) и подчиненным содержанием пепловых частиц песчано-гравийной и алевритовой размерности (20–40%). Они окрашены в темно-серый или зеленовато-серый цвет, слабо сортированы, неслоистые или со слабо выраженной неправильной или полого наклоненной слоистостью, проявляющейся благодаря присутствию неправильных прослоев и линз материала различной размерности. Форма фрагментов угловатая, угловато-окатанная, изометричная, реже сильно удлиненная. Сортировка материала обычно отсутствует, более крупные и мелкие фрагменты распределены беспорядочно, но в некоторых случаях намечается слабо выраженное чередование разностей с неодинаковым содержанием валунно-галечного и гравийно-песчаного материала, что обусловливает появление слабо выраженной субгоризонтальной слоистости. Мощность варьирует от нескольких метров до первых десятков метров.

Туфы лито- и витрокластические, состоят из частиц размером от нескольких миллиметров до долей миллиметра. Они окрашены в темно-серый, зеленовато-серый цвет, обладают отчетливой, тонкой, горизонтальной или полого наклоненной, субпараллельной слоистостью, проявляющейся благодаря чередованию слойков пеплового материала различной размерности. Мощность таких слойков изменяется от долей миллиметра до 1,5–3 см. В рамках наиболее мощных слойков прослеживается некоторое утонение материала снизу вверх. Мощность горизонтов туфов изменяется от нескольких метров до 10–15 м.

Как в агломератовых туфах, так и в витро- и литокластических туфах растительные остатки не обнаружены, но довольно часто присутствуют единичные раковины острей или их скопления.

Макрофация открытого подвижного морского мелководья

Фация галечных и песчано-гравийных осадков открытого сильно подвижного морского мелководья (рис. 35) накапливалась в зоне активной волновой деятельности и представлена гранулометрически разнородными осадками – от крупно- и среднегалечных конгломератов до крупно- и среднезернистых песчаников. Конгломераты в основном средне-мелкогалечные, реже крупногалечные, иногда с примесью мелких валунов. Сортировка материала варьирует от плохой (резко разнородные по размеру гальки при высоком, до 30–40%, содержании песчано-гравийной фракции) до хорошей (преобладают гальки близкой размерности, содержание частиц песчано-гравийной размерности не превышает 15–20%). Породы окрашены в темно-серый или зеленовато-серый цвет. Гальки имеют угловато-окатанную, полуокатанную, иногда хорошо окатанную форму. Слоистость в породах обычно отсутствует, в некоторых случаях наблюдается неправильная горизонтальная или крупная косая, проявляющаяся в чередовании прослоев и линз, различающихся размером присутствующего в них галечного материала. Часты остатки крупных острей, размером до 5–7 см. Отложения залегают с размывом на нижележащих породах; мощность варьирует от нескольких метров до двух-трех десятков метров.

Относящиеся к фации крупно-мелкозернистые гравелиты и крупно-среднезернистые песчаники отличаются низкой сортированностью, часто содержат мелкие, реже средние гальки, рассеянные более или менее беспорядочно или образующие линзовидные прослои. Гальки обладают полуокатанной, реже окатанной формой. Окраска пород серая, зеленовато-серая или желтовато-серая. В ней часто фиксируется отчетливая или слабо выраженная крупная и мелкая косая мульдообразная, горизонтальная и волнистая слоистость, проявляющаяся в чередовании слойков материала различного гранулометрического состава. Обычно можно наблюдать несколько косых серий мощностью

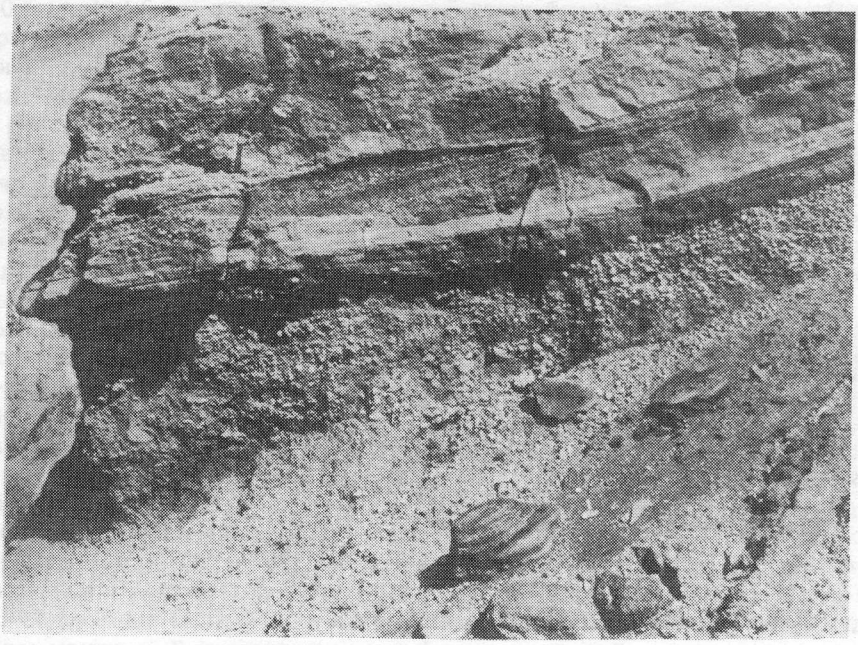


Рис. 35. Обнажение пород фации галечных и песчано-гравийных осадков открытого сильно подвижного морского мелководья

Видно чередование гравийно-галечниковых и песчано-гравийных горизонтов, неслоистых, с крупной косой и субгоризонтальной слоистостью. О-ов Сантьягу, район пос. Таррафал

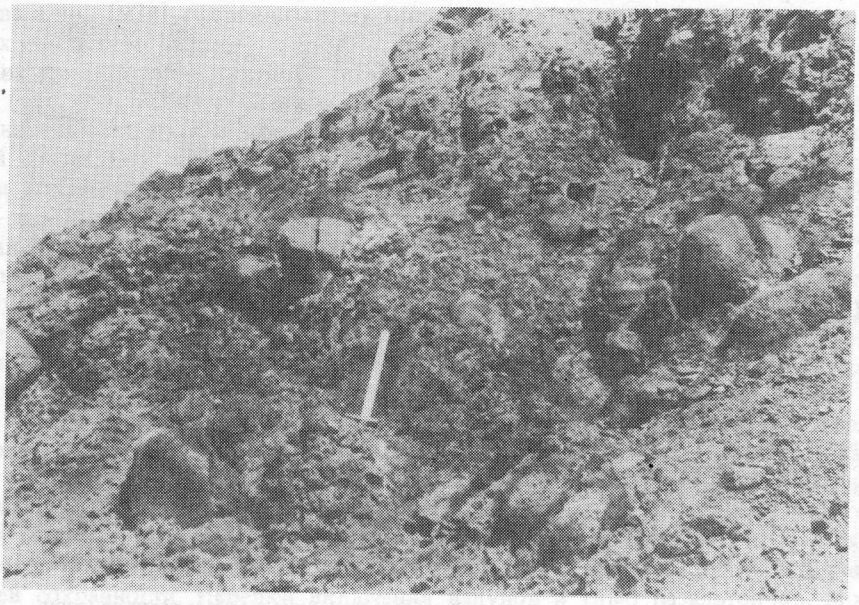


Рис. 36. Обнажение гиалокластитов фации агломератово-туфовых осадков субаквальных пульверизации и десквамации лав в зоне морского мелководья

Видны округлые подушки базальта, заключенные в массе фрагментов стекла. О-в Сал

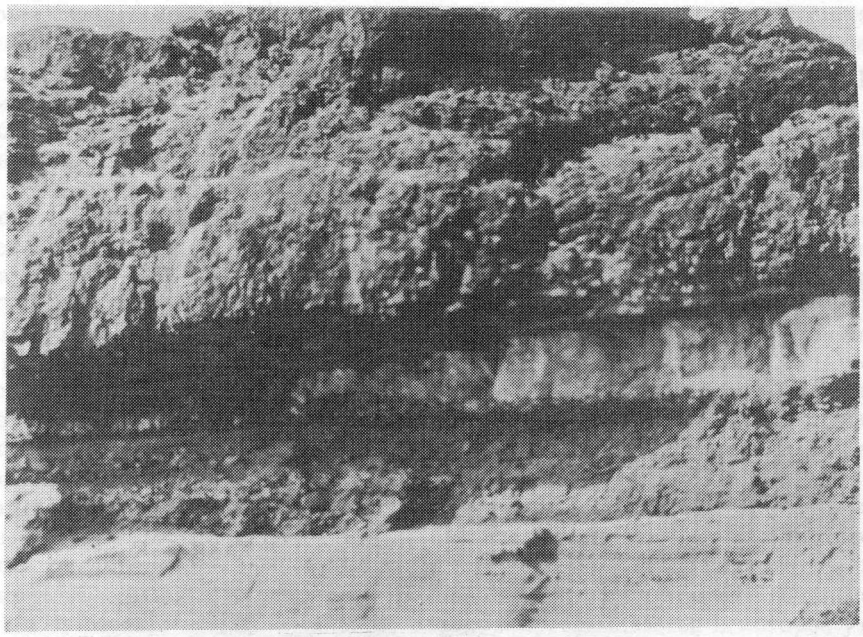


Рис. 37. Обнажение калькаренитов фации органогенно-детритовых осадков открытого подвижного морского мелководья (светлое) среди агломератовых туфов

В калькаренитах видна слабо выраженная субгоризонтальная слоистость. О-в Сантьягу, район пос. Таррафал

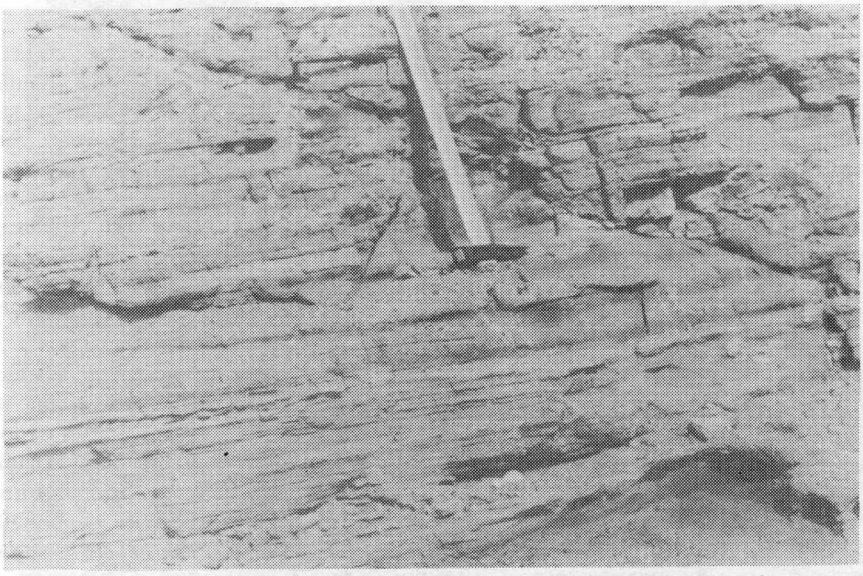


Рис. 38. Обнажение фации песчано-алевритовых осадков полуизолированных заливов моря

Чередование песчаных и алевритовых разностей определяет присутствие горизонтальной и слабоволнистой слоистости. О-в Сантьягу, район пос. Таррафал

от 0,4–0,6 до 1–1,5 м, сложенных в нижней части более грубозернистым (крупно-среднегравийным), а в верхней – крупно-среднепесчаным материалом. На плоскостях наслоения нередки скопления слюды, часты фрагменты раковин иглокожих, острей. В разрезе они обычно ассоциируют с вышеописанными конгломератами, залегающими ниже, и связаны с ними постепенным переходом. Мощность варьирует от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров.

Фация агломератово-туфовых осадков субаквальных пульверизации и десквамации лав в зоне морского мелководья (рис. 36) охватывает своеобразный тип вулканогенно-осадочных образований, формировавшихся в условиях морского мелководья в результате подводного разрушения горячих лавовых потоков, а также при разбрызгивании лавы [Хворова и др., 1974; Хворова, 1980; Гептнер, 1980].

Отложения фации представлены агломератовыми туфами с размерами фрагментов от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Породы окрашены в темно-зеленый, зеленовато-серый или желтовато-серый цвет. Фрагменты сложены сидоромелановым и тахилитовым стеклом, плотными афанитовыми или везикулярными базальтами. Большинство их имеет резко остроугольную, удлиненную или изометричную форму, присутствуют черепкообразные куски. Крупные фрагменты (размером до 10–15 см) часто имеют округлые или овальные очертания, представляя, по-существу, изолированные подушки пиллоу-лавы. На поверхности они часто обнаруживают концентрическое строение и сеть радиальных трещин. Сортировка материала отсутствует, крупные и мелкие компоненты распределены в пределах слоя или пачки беспорядочно. Содержание мелких обломков (мельче 1 см) часто соизмеримо с содержанием более крупных. В некоторых из них фиксируется слабо выраженная слоистость, проявляющаяся благодаря наличию неправильных прослоев и линз, которые различаются размерностью слагающего их материала. Такие прослои и линзы облекают крупные фрагменты пиллоу-лав или их скопления. Органические остатки не обнаружены. Мощность отложений фации изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров. По своему облику они очень близки к выделенному И.В. Хворовой [1980; Хворова и др., 1974] сфероидальному типу гиалокластитов, формирующихся в мелководных участках моря.

Фация органогенно-детритовых осадков открытого подвижного морского мелководья (рис. 37) включает группу карбонатных отложений (калькаренитов, известняков), накапливавшихся в мелководных прибрежных условиях с высокой динамикой водной среды. Они сложены в основном остатками карбонатных организмов разной степени сохранности и являются главными носителями доступной для определения микро- и макрофауны. Наиболее вероятно, что такие осадки в прошлом, как и в современную эпоху, формировали прибрежные пляжи и отмели.

Калькарениты, как и известняки, содержат остатки организмов, размер которых варьирует от среднепесчаной до крупнопесчаной размерности. Среди них присутствуют фрагменты известковых водорослей, криноидей, двустворчатых моллюсков, кораллов, фораминифер. Калькарениты окрашены в желтовато-серый цвет, довольно рыхлые, пористые. Известняки, подвергшиеся более высокой литификации, имеют светло-серую, почти белую окраску, плотные, с фарфоровидным или полураковистым изломом. В породах обычно присутствует примесь вулканического стекла, обломков базальтоидов, а также темноцветных минералов. Характерна отчетливая (в калькаренитах) или слабо выраженная (в известняках) крупная и мелкая косая мульдообразная, горизонтальная и волнистая слоистость. Часты косые серии мощностью до 1–1,5 м, разделенные субгоризонтальными границами размыва. Присутствуют многочисленные раковины хорошей сохранности. Нередки включения валунов и глыб базальтоидов. Мощность отложений фации от нескольких метров до 20–25 м.

Фация песчано-алевритовых осадков полуизолированных заливов моря (рис. 38) представлена набором сравнительно мелкообломочных осадков – алевритовых, мелко- и среднепесчаных, что указывает на спокойные гидродинамические условия седиментации. Их частая ассоциация с фациями галечных и песчано-гравийных осадков открытого сильно подвижного морского мелководья вместе с небольшой мощностью свидетельствует о мелководной обстановке прибрежной зоны моря. Наиболее вероятно, что они отвечают осадкам небольших по размерам заливов, которые существовали на былом побережье.

Мелко-среднезернистые песчаники, отнесенные к данной фации, характеризуются слабой сортировкой и высоким содержанием алеврито-глинистого и гравийного материала, нередко включением мелких и средних галек. Они окрашены в зеленовато-серый или темно-серый цвет. Обладают слабо выраженной, реже отчетливой горизонтальной, волнистой, косоволнистой и мелкой косой слоистостью благодаря чередованию слойков материала различного гранулометрического состава, послойных скоплений слюды, иногда фрагментов тонкостенных раковин. Их мощность варьирует от нескольких десятков сантиметров до 1,5–2 м.

Алевролиты представлены как мелко-, так и крупнозернистыми разностями, нередко обе они образуют тонкое или мелкое чередование с мощностью слоев от долей до нескольких миллиметров или даже сантиметров. Породы окрашены в темно-серый или зеленовато-серый цвет. Наиболее часто обнаруживается отчетливая тонкая горизонтальная или волнистая слоистость, но нередки и неслоистые разности с неправильным щебенчатым изломом. Часты мелкие остатки тонкостенных раковин. Мощность изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3–4 м. В разрезе они связаны обычно с вышеописанными мелко- и среднезернистыми песчаниками и залегают выше их.

О кайнозойской истории островов Зеленого Мыса

Перечисленные фациальные типы осадочных и вулканогенно-осадочных образований образуют на территории островов разной мощности горизонты и пачки среди покровов вулканитов. Поскольку во многих случаях они лишены органических остатков, их сколько-нибудь уверенная корреляция и восстановление на этой основе палеогеографической обстановки для разных отрезков кайнозойской истории не представляются возможными. Однако уже сейчас можно высказать ряд общих замечаний о такой обстановке для некоторых островов, основываясь на данных о фациальной природе развитых здесь отложений.

Остров Сантьягу отличается большой пестротой кайнозойских образований. Наиболее детально они были изучены в двух районах – на севере, в округе Таррафал и на юге, в районе г. Прая. В обоих районах в их составе установлены фации валунно-галечных и гравийных осадков коллювия, галечных и песчано-гравийных – сильно подвижного морского мелководья, песчано-алевритовых – полуизолированных заливов моря, органогенно-детритовых – подвижного морского мелководья, субаквальных и субаэральных агломератово-туфовых – наземных вулканических эксплозий, агломератово-туфовых – субаквальных пульверизации и десквамации лав в зоне морского мелководья, агломератово-туфовых – субаэральной деструкции и обрушения лавовых потоков. Для обоих районов характерно резкое преобладание в разрезе фаций прибрежно-морских осадков при подчиненном наземных. Привлекает внимание резкая фациальная изменчивость этих отложений, быстрое изменение их литологического и фациального состава на коротком расстоянии.

В районе пос. Таррафал отложения прибрежного морского мелководья широко представлены по всему разрезу кайнозойского комплекса. Наиболее полную литолого-фациальную характеристику осадочной толщи осадочно-вулканогенного комплекса досреднемиоценового возраста дает разрез в береговом обрыве у мыса Прета в 2–3 км

к северо-западу от поселка (рис. 39, *I*). Здесь в основании залегают агломератовые туфы и несортированные гравелиты фации коллювия видимой мощностью 35 м. Выше их, после интервала, где коренные породы недоступны для изучения (мощностью около 20 м), залегает пачка агломератовых и витрокластических туфов фации субаквальных осадков наземных эксплозий мощностью около 80 м. Они, в свою очередь, вверх по разрезу сменяются конгломератами, песчаниками и алевритами, а в верхней части и калькаренитами, относящимися к фациям терригенных и органогенно-детритовых осадков сильно подвижного и подвижного морского мелководья и полуизолированных заливов моря. Их суммарная мощность достигает 55 м.

Среди агломератовых и витрокластических туфов более молодой пирокластической толщи этого комплекса установлены фации как субаквальных, так и субаэральных осадков наземных эксплозий.

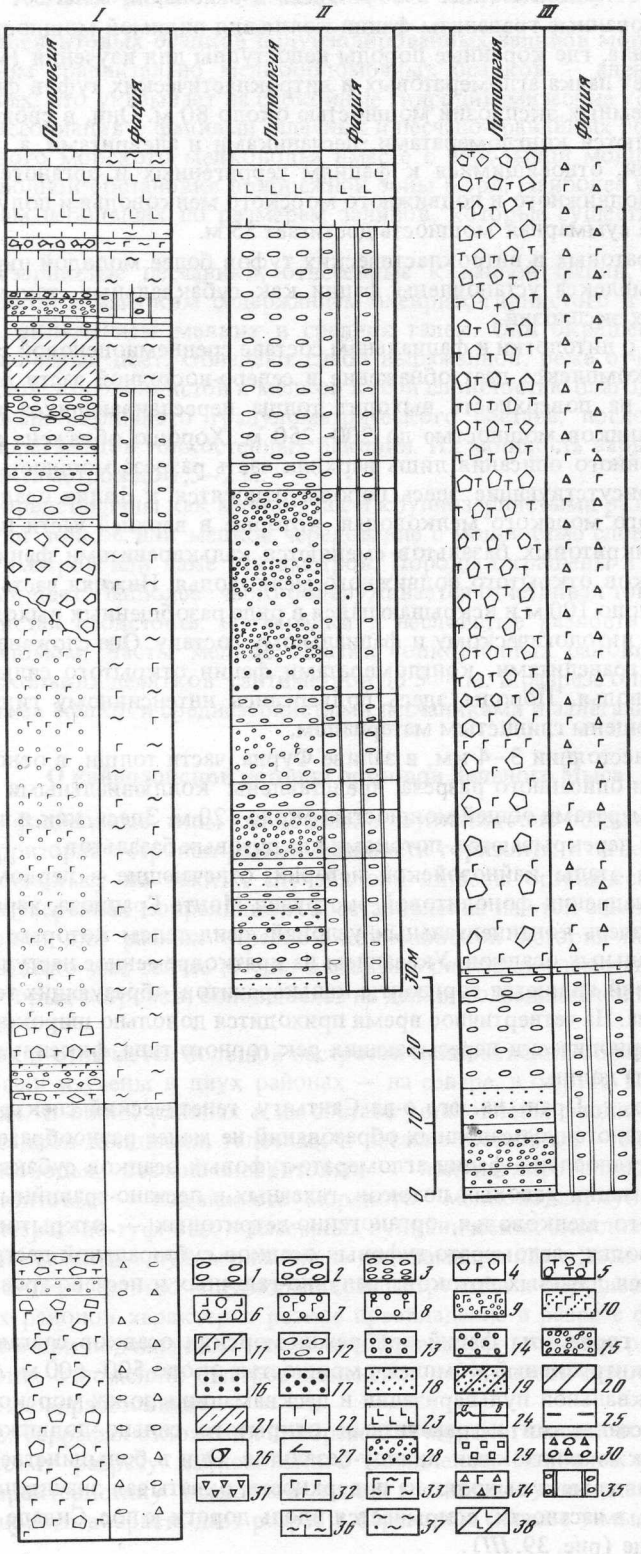
Представление о литологии и фациальном составе среднемиоценовой толщи осадочно-вулканогенного комплекса дает обнажение в северо-восточной части района в долине р. Фурна. Здесь на поверхность выходит толща переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников мощностью до 200–250 м. Хорошо обнажена и доступна для детального послойного описания лишь верхняя часть разреза мощностью около 100 м (рис. 39, *II*). Присутствующие здесь породы относятся к фации осадков открытого сильно подвижного морского мелководья, которые в верхней части непосредственно ниже покрова пикритовых базальтов сменяются калькаренитами фации органогенно-детритовых осадков открытого подвижного мелководья. Нижняя часть разреза, имеющая мощность около 100 м и вскрывающаяся в ряде разобщенных выходов, аналогична вышележащей по литологическому и фациальному составу. Она сложена чередующимися песчаниками, гравелитами, конгломератами фации открытого сильно подвижного морского мелководья. Породы здесь подверглись интенсивному гидротермальному изменению и замещены глинистым материалом.

Севернее, на расстоянии 3–4 км, в заливе Фурна, части толщи, в основном синхронные верхней части описанного разреза, представлены коллювиальными плохо сортированными конгломератами общей мощностью около 120 м. Здесь, как и в долине р. Фурна, эти отложения перекрываются потоками пикритовых базальтов.

Более поздние этапы кайнозойской истории, отвечающие в первом приближении времени после внедрения фонолитовой экструзии Монте Грациоза, характеризовались существованием здесь континентальных условий, свидетелем которых являются комплексы коллювиальных осадков. Указанием на кратковременное наступление прибрежно-морских условий являются горизонты калькаренитов, образующих террасы на склонах горы Грациоза. На четвертичное время приходится довольно широкое распространение отложений периодически пересыхающих рек горного типа, фиксируемых в приморских участках ряда долин.

В окрестностях г. Прая, на юге о-ва Сантьягу, генетический спектр кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований не менее разнообразен, чем в северной. Среди них установлены фации агломерато-туфовых осадков субаквальной пульверизации и десквамации лавовых потоков, галечных и песчано-гравийных – открытого сильно подвижного мелководья, органогенно-детритовых – открытого подвижного морского мелководья; агломерато-туфовых осадков субаэральной деструкции и обрушения движущихся лавовых потоков; валунно-галечных и песчано-гравийных – аллювия горных рек.

Чередующиеся горизонты фаций прибрежно-морских осадков слагают выделенный здесь эффузивно-интрузивный комплекс мощностью около 500–600 м. Агломератовые туфы фации субаквальной пульверизации и десквамации в зонах морского мелководья чередуются с песчаниками и гравелитами открытого сильно подвижного морского мелководья, а также с потоками пиллоу-базальтов. Они в большинстве случаев плохо обнажены, но в ряде мест выходят на поверхность, охватывая значительную часть толщи. Такой разрез, в частности, вскрывается вдоль дороги к пос. Сидаде Велья в долине р. Мартиньо Гранде (рис. 39, *III*).


I
II
III
Литология
Фация
Литология
Фация
Литология
Фация
30 м
20
10
0

В его основании залегает пачка переслаивающихся песчаников и гравелитов с остатками брахиопод, гастропод, иглокожих суммарной мощностью около 15 м, перекрываемых пачкой средне-крупногалечных конгломератов мощностью 15–17 м. Эти отложения относятся к фации валунно-галечных и гравийных осадков открытого сильно подвижного морского мелководья. Непосредственно выше залегают агломератовые туфы фации субаквальной пульверизации и десквамации базальтовых потоков. Многие из фрагментов, слагающих породу, обнаруживают несомненные признаки механической обработки, последнее особенно характерно для верхних горизонтов толщи. Среди гиалокластитов присутствуют отдельные потоки пиллоу-базальтов. Мощность видимой части этой толщи составляет 110 м.

Гиалокластиты с признаками переотложения слагающих породу фрагментов сидеромеланового и тахилитового стекла или без них развиты также вдоль берегового обрыва к западу от г. Прая. Мощность гиалокластитов в целом не превышает 10–15 м; здесь они, как и в вышерассмотренном случае, ассоциируют с потоками пиллоу-базальтов мощностью от нескольких метров до 7–10 м.

Калькаренитыфации органогенно-детритовых осадков открытого подвижного морского мелководья образуют горизонты мощностью от нескольких десятков сантиметров до 3–5 м, установлены в прибрежных обрывах у западной окраины г. Прая. Они залегают на высоте 5–10 м над уровнем моря и проникают в глубь острова на расстояние от нескольких сот метров до 1,5–2 км, а также слагают осадочную пачку верхнего эффузивного комплекса. В составе последнего в ряде мест (северо-восточная окраина г. Прая, окрестности пос. Санта-Мария) установлены горизонты валунных галечников, гравийников и песков фации аллювия горных рек, залегающих с резким размывом на более древних образованиях на высоте в несколько десятков метров над уровнем моря. Их мощность не превышает 5–7 м, а состав характеризуется преобладанием обломков пикритовых базальтов, что свидетельствует о формировании после проявления фазы пикритового вулканизма.

К числу континентальных субаэральных образований, формировавшихся в это время, относятся многочисленные горизонты агломератовых туфов фации субаэральной деструкции и обрушения движущихся лавовых потоков, подстилающие в окрестностях г. Прая практически все потоки лав.

Остров Сан-Висенти является местом, где кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные образования представлены в основном континентальными фациями: суб-

←

Рис. 39. Литолого-фациальные колонки по обнажениям кайнозойских отложений на о-ве Сантьягу

Местоположение обнажений: *I* – район к северо-западу от пос. Таррафал; *II* – долина р. Фурна, *III* – долина р. Мартиньо Гранде

Условные обозначения к рис. 39, 40

1–3 – конгломераты: *1* – крупногалечные, разногалечные с примесью валунов и глыб, *2* – среднегалечные, разногалечные, с примесью мелких и крупных галек, *3* – мелкогалечные; *4–6* – агломератовые туфы: *4* – крупногалечные с включениями фрагментов валунной и глыбовой размерности, *5* – среднегалечные с включениями фрагментов крупногалечной и валунной размерности, *6* – мелкогалечные с включениями фрагментов средне- и крупногалечной размерности; *7–11* – литовитрокластические туфы с преобладанием фракций: *7* – крупногравийной, *8* – среднегравийной, *9* – мелкогравийной, *10* – песчаной, *11* – алевритовой; *12* – микститы; *13–15* – гравелиты: *13* – крупнозернистые, *14* – среднезернистые, *15* – мелкозернистые; *16–18* – песчаники: *16* – крупнозернистые, *17* – среднезернистые, *18* – мелкозернистые; *19, 20* – алевролиты: *19* – крупнозернистые, *20* – мелкозернистые; *21* – тонкое чередование алевролитов крупно- и мелкозернистых, песчаника мелкозернистого; *22* – калькаренит; *23* – лавовые потоки; *24, 25* – контакты слоев: *24а* – размыв, *24б* – отчетливый, *25* – постепенный переход; *26* – фауна; *27* – растительные остатки; *28–37* – фации: *28* – валунно-галечных и песчано-гравийных осадков руслового аллювия горных рек, *29* – несортированных валунно-галечных и песчано-гравийных осадков грязевых потоков, *30* – валунно-галечных и гравийных осадков коллювия, *31* – агломератово-туфовых осадков субаэральной деструкции и обрушения лавовых потоков, *32* – субаэральных агломератово-туфовых и туфовых осадков наземных вулканических эксплозий, *33* – субаквальных агломератово-туфовых осадков наземных вулканических эксплозий, *34* – агломератово-туфовых осадков субаквальных пульверизации и десквамации лав в зоне морского мелководья, *35* – галечных и песчано-гравийных осадков открытого сильно подвижного морского мелководья, *36* – органогенно-детритовых осадков открытого подвижного морского мелководья, *37* – песчано-алевритовых осадков полуизолированных заливов моря; *38* – дайки диабазов

аэральными, агломерато-туфовыми и туфовыми осадками вулканических эксплозий, валунно-галечными и гравийными — фации коллювия, агломерато-туфовыми — субаэральной деструкции и обрушения лавовых потоков. Так, эксплозивную природу имеет большинство агломератов в нижней части интрузивно-эффузивного комплекса у основания горы Топо де Кайша. Эти породы сильно литифицированы, изменены, прорваны многочисленными дайками и утратили многие первичные генетические признаки, однако остроугольные очертания фрагментов фиксируются очень часто.

Субаэральные эксплозивные агломератовые и витрокластические туфы хорошо диагностируются в верхней части интрузивно-эффузивного комплекса в разрезе горы Верде (рис. 40, *I*, см. вкл.). Здесь, вдоль дороги к вершине, в серии искусственных выработок установлено 10–12 горизонтов таких туфов мощностью от 1–2 до 10 м, чередующихся с горизонтами лав. Они прослеживаются вдоль склона на расстояние от нескольких сот метров до 1,5–2 км, образуя волнисто изгибающиеся тела, которые подчеркивают неровности древнего рельефа. Нередко можно наблюдать выклинивание этих пород между потоками, а для тонких туфов также расщепление на два или три менее мощных горизонта.

На эксплозивный генезис комплекса Шао де Мадейрал, как отмечалось в главе второй, указывает не только очень пестрый состав присутствующих в нем обломков (включая габбро, сиениты, пироксениты), но также и их угловатые очертания, отсутствие сортировки, присутствие тонкого пеплового материала.

Фация валунно-галечных и гравийных осадков коллювия присутствует на разных стратиграфических уровнях. Именно она, в частности, играет важную роль в верхней части эффузивно-агломератового комплекса, образующего кольцеобразное обрамление габброидных пород в центре острова. Среди конгломератов здесь часто встречаются обломки габбро и сиенитов со следами окатанности, свидетельствующие о том, что габбровый массив в это время формировал положительные формы древнего рельефа и подвергался разрушению с перемещением его продуктов вниз по склонам.

Пачки коллювия, состоящие из несортированных средне-крупногалечных конгломератов с заметно окатанными гальками, установлены в нижней части интрузивно-эффузивного комплекса вдоль дороги от г. Минделу к пос. Мадейрал (рис. 40, *II*) и в средней части этого комплекса вблизи от вершины горы Топо де Кайша. В первом случае мощность отложений достигает 80–100 м, во втором – 15–20 м.

Аналогичный генезис имеют валунные конгломераты, спускающиеся с юга к пос. Мадейрал. Они обладают мощностью до 60–80 м и выполняют здесь корытообразную в поперечном сечении ложбину, прослеживаемую в направлении на юго-восток вплоть до вершины гряды субширотного простирания. Конгломераты ложатся по неровной границе на горизонты лав, эксплозивных агломератовых туфов комплекса Сан-Висенти, иногда с признаками заметного выветривания, а также на агломераты комплекса Шао де Мадейрал, что свидетельствует об образовании этих отложений после возникновения гигантской кальдеры острова.

Агломератовые туфы, относящиеся к фации осадков субаэральной деструкции и обрушения движущихся лавовых потоков, хотя они вследствие своей относительно малой мощности не имеют существенного значения, распространены очень широко и подстилают большинство лавовых потоков. Это хорошо видно во всех разрезах верхней части третичного комплекса, и в частности в приведенном на рис. 40, *I* разрезе верхней части горы Верде.

Остров Сан-Николау характеризуется преобладанием среди третичных вулканогенно-осадочных и осадочных образований острова континентальных фаций при подчиненном морских. Среди первых установлены фации субаэральных агломератово-туфовых осадков вулканических эксплозий; валунно-галечных и гравийных – коллювия; несортированных валунно-галечных и песчано-гравийных – грязевых потоков; валунно-галечных и песчано-гравийных – аллювия пересыхающих рек. Морские осадки представлены фациями галечных и песчано-гравийных осадков открытого сильно подвижного

прибрежно-морского мелководья и органогенно-детритовых – открытого подвижно-морского мелководья.

Каждый из указанных типов континентальных отложений присутствует практически во всех стратиграфических комплексах, однако их соотношение в эти комплексах существенно неодинаково. Так, в составе комплекса эффузивно-пирокластических образований (Рибейра Брава) очень велика роль фации агломерато-туфовых осадков вулканических эксплозий, особенно много их в нижней туфовой толще этого комплекса, и представлены они в основном тонкими туфами с размером пепловых частиц от долей миллиметра до нескольких миллиметров; в верхней части присутствует пачка валунно-галечных и песчано-гравийных осадков фаций грязевых потоков общей мощностью около 50 м (рис. 40, *III*), подстилаемых и перекрываемых песчаниками и гравелитами фации русла горных рек.

В верхней туфоагломератовой толще комплекса Рибейра Брава роль тонких и мелких туфов невелика, в то время как агломератовые туфы аналогичного генезиса развиты широко. Здесь присутствуют также горизонты конгломератов, относящихся к фации коллювия. В этой части разреза установлены отдельные маломощные прослои слабо литифицированных известняков. Наиболее вероятно, что именно в ней были локализованы туфопесчаники, содержащие морскую фауну (балянусы, фораминиферы), переотложенные фрагменты которых установлены среди отложений грязевых потоков (рис. 40, *IV*).

В вышележащих комплексах (Десерто, Вермелью, Гордо) эксплозивные туфы имеют значительно меньшее значение; в то же время агломератовые туфы того же происхождения, часто окрашенные в красные и розовые цвета, а также плохо сортированные конгломераты, относящиеся к фации коллювия и содержащие обычно заметную примесь тонкого и грубокого эксплозивного материала, встречаются часто и образуют прослои и линзы между лавовыми потоками.

В верхней части верхнего эксплозивно-пирокластического комплекса (Гордо) встречены валунно-галечные осадки фации руслового аллювия горных рек. Они образуют прослои и пачки мощностью до 5–7 м, протягивающиеся вверх по склону р. Брава и перекрываемые покровами базальтов.

Остров Сал содержит ограниченный спектр кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований, в большинстве своем подвершихся глубоким изменениям. Присутствие среди них гиалокластитов, ассоциированных с пиллоу-базальтами, слабо и сильно перекристаллизованных известняков, а также собственно калькаренитов свидетельствует о морском режиме накопления и позволяет выделить среди них по меньшей мере две фации: агломератовых туфовых осадков субаквальной пульверизации и десквамации лав в зонах морского мелководья и органогенно-детритовых – в зонах открытого подвижного морского мелководья. В ряде мест установлены также агломератовые туфы, интерпретация фациальной природы которых невозможна.

Отложения фаций субаквальной десквамации лавовых потоков и органогенно-детритовых осадков открытого подвижного морского мелководья установлены в нижнем эффузивном комплексе Мурдейра. Эти породы сильно перекристаллизованы; особенно глубокая перекристаллизация захватила карбонатные породы, вследствие чего присутствующие в них остатки микроорганизмов, главным образом фораминифер, полностью замещены кристаллическим карбонатом.

Агломератовые туфы агломератово-эффузивно-интрузивного комплекса, заключенные между потоками лав, дайковыми и дайково-силловыми роями, также сильно изменены контактовыми процессами. Их мощность, условия залегания и генезис не ясны.

Гиалокластиты верхнего эффузивного и экструзивного комплексов, относящиеся к фации агломератово-туфовых осадков субаквальных пульверизации и десквамации лав в зоне морского мелководья, изменены гораздо слабее. В них основные особенности состава и строения фиксируются вполне отчетливо. В частности, хорошо видны резко угловатые очертания большинства обломков, тождество их состава с составом ассоциированных пиллоу-базальтов, отсутствие сортировки, беспорядочность в распо-

ложении частиц, присутствие в породе округлых фрагментов размером до нескольких десятков сантиметров, представляющих отдельные подушки.

Принадлежность верхней калькаренитовой толщи к фации органогенно-детритовых осадков открытого мелководья не вызывает сомнения: эти отложения обнаруживают отчетливую крупную и мелкую косую разнонаправленную слоистость, содержат многочисленные, часто хорошо окатанные остатки микро- и макрофауны.

Во время накопления неовулканического комплекса Гранде о-в Сал был поднят выше уровня океана. В субаэральных условиях, существующих вплоть до настоящей эпохи, накапливались агломератовые витрокластические туфы фации субаэральных осадков наземных эксплозий. Они слагают постройки вулканов Лесте, Гранде, Роха де Салина, Рабо да Хунко, Педро Лума, Роха де Пой, расположенных в северной части острова. Постройки вулканов Роха де Пой и Педро Лума уничтожены взрывами, сохранились лишь кольцевые кальдеры. Кальдера Педро Лума в настоящее время используется для выпаривания морской воды и получения соли.

Остров Маю в составе кайнозойского комплекса содержит как морские, так и континентальные осадки; слабая обнаженность затрудняет диагностику их фациальной природы.

Толща Педро Ваш, образующая основание эффузивно-агломератово-интрузивного комплекса, в обнажениях верхней части гор Ломба до Мейо, Космо и Пеноза представлена в основном сваренными агломератовыми туфами фации субаэральных осадков наземных эксплозий, чередующимися с потоками лав. В ее основании, непосредственно на толще Коруджа, залегают конгломераты фации коллювия.

Иной облик имеет эта толща северо-западнее, в долине р. Педро Ваш. В поселке того же названия и к западу от него в бортах долины выходят несортированные конгломераты фации коллювия, содержащие нередко угловатые валуны размером до нескольких метров в диаметре. В 1,5–2 км северо-восточнее поселка толща представлена чередованием зеленовато-серых косослоистых крупнозернистых песчаников и гравелитов с включением заметно окатанной гальки эффузивов или с прослоями конгломератов. Присутствуют отдельные прослои алевролитов мощностью до 0,5 м; именно к ним, по-видимому, приурочены находки микрофауны [Mitchel-Tomé, 1976]. Мощность этой толщи составляет 100–150 м. Она относится к фации открытого сильно подвижного морского мелководья.

Знакомство с рядом выходов эффузивно-осадочных и осадочных образований, развитых наряду с потоками лав в составе толщ Казас Вельяс, Пеноза и Мелада, показывает присутствие среди них как сваренных агломератов фации субаэральных осадков наземных эксплозий, так и гиалокластитов фации субаквальных пульверизации и десквамации лав в зоне мелкого моря. Последние обычно ассоциируют с горизонтами пиллоу-лав, а иногда и калькаренитов.

Калькарениты верхнего осадочного комплекса, горизонты которых мощностью до 5–7 м встречаются на высоте до 80–90 м выше уровня моря, относятся к фации органогенно-детритовых осадков подвижного морского мелководья. Они обнаруживают отчетливую крупную косую слоистость и содержат обильную фауну. Один из таких горизонтов встречен у подножия горы Бранко; возможно, в прошлом они покрывали большую часть острова.

* * *

Различия фациального состава кайнозойских образований перечисленных островов связаны с особенностями геологической истории их образования и развития. Как показывают материалы изучения северной и южной окраин о-ва Сантьягу, на начальных этапах кайнозоя значительные части острова находились ниже уровня океана и были заняты мелководной его зоной, где накапливались терригенные и органогенно-детритовые осадки, эксплозивные туфы и гиалокластиты. Грубый характер терригенных осадков свидетельствует не только о высокой динамике водной среды, но также и о существовании поблизости участков расчлененной островной суши, подвергавшейся

размыву. Собственно наземные образования как на севере, так и на юге развиты слабо или отсутствуют. Возможно, такие отложения развиты более широко в центральной части острова, оставшейся неизученной.

Более поздние этапы кайнозоя, отвечающие времени после образования экструзии горы Грациоза, были периодом поднятия значительной части о-ва Сантьягу над уровнем океана и накопления лишь наземных отложений. Среди них преобладающее развитие имели коллювиальные, а в конце также аллювиальные осадки; роль последних была ограниченной.

Присутствие в составе третичного комплекса о-ва Сал прибрежно-морских осадков (известняки, калькарениты), а также гиалокластитов и пиллоу-лав, приуроченных к нескольким стратиграфическим уровням, свидетельствует об устойчивом существовании мелководных морских условий, захватывавших значительную часть острова или даже весь современный остров. Наиболее вероятно, что в это время здесь располагалась вулканическая постройка, поверхность которой находилась ниже уровня океана значительную часть третичного времени. Не исключено, что в отдельные моменты она поднималась над уровнем моря, происходили размыв ранее сформировавшихся субаквальных образований и накопление субаэральных.

Остров Маю на протяжении кайнозоя, по-видимому, сравнительно слабо возвышался над уровнем океана. Стабильное положение выше такого уровня можно предполагать для его наиболее приподнятых частей. В то же время остальные и значительно большие по площади пространства острова неоднократно поднимались и опускались ниже уровня воды, однако глубина погружения едва ли была очень значительной.

Острова Сан-Висенти и Сан-Николау в третичную эпоху, наоборот, характеризовались устойчивыми наземными условиями. Как отмечалось, в составе третичного комплекса о-ва Сан-Висенти морские осадки не обнаружены совершенно, а на о-ве Сан-Николау они присутствуют в виде маломощных горизонтов на высоте в несколько сот метров над уровнем современного океана. Наиболее вероятно, что с самого начала эти острова представляли вулканические сооружения, сильно возвышавшиеся над поверхностью океана. На начальных этапах третичной истории о-ва Сан-Николау интенсивное проявление получила эксплозивная деятельность, приведшая к накоплению мощных комплексов субаэральных и агломератовых туфов. В последующем роль эксплозивного материала становится менее значительной по сравнению с собственно лавами.

Характерно, что на этом острове наиболее широкое развитие по сравнению со всеми другими островами имели осадки временных водотоков, сформировавшие пачку пород мощностью до 190 м в верхней части нижнего эксплозивно-вулканогенного комплекса. На о-ве Сан-Висенти проявления эксплозивной деятельности имели второстепенное значение, осадки временных рек и грязевых потоков отсутствуют, но коллювиальные отложения распространены широко.

Собранные материалы дают возможность высказать некоторые предварительные соображения о климатических условиях, существовавших в третичное время в этом регионе. В этом плане важны две особенности осадочных и вулканогенно-осадочных образований этого времени.

1. Полное или почти полное отсутствие растительных остатков среди прибрежно-морских обломочных отложений, так же как и среди наземных субаэральных и субаквальных образований. Реликты тонких ожелезненных стеблей растений установлены в осадках грязевых потоков на о-ве Сан-Николау, а окремненный ствол дерева найден среди конгломератов фации коллювия на о-ве Сан-Висенти, вблизи пос. Мадейрал.

2. Полное отсутствие или слабое развитие отложений текущих вод среди наземных образований. Уверенно диагностируемая толща осадков руслового аллювия и грязевых потоков установлена на о-ве Сан-Николау в рамках нижнего эффузивно-пирокластического комплекса и на о-ве Сантьягу в верхней части третичных образований.

Наиболее вероятно, что эти особенности третичных осадочных и вулканогенно-осадочных образований изученных островов обусловлены существованием в эту эпоху, как и в современную, достаточно засушливых условий.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Прежде чем перейти к петрографическому описанию важнейших типов магматических пород, остановимся на вопросах классификации и номенклатуры вулканических пород (особенно щелочных), которые до сих пор обсуждаются в литературе. Наметились два основных подхода к разработке этих вопросов. Один подход базируется исключительно на петрохимических характеристиках пород. Он в большей степени присущ западным исследователям. Его последним достижением является химическая классификация, предложенная М. Ле Ба и др. [Le Bas et al., 1986]. В разработках советских геологов наряду с петрохимическими данными учитываются модальный состав пород, закономерности сонахождения пород в природе. Его выражением является опубликованная классификационная таблица [Классификация..., 1981]. Эта классификация одобрена терминологической комиссией Петрографического комитета ОГГГГН АН СССР и рекомендована к использованию при любого рода геологических исследованиях.

Обе таблицы в принципе подобны, однако таблица советской классификации, использующая модальные характеристики, более дробна для ультраосновной и основной групп, т.е. для пород, превалирующих на островах Зеленого Мыса. Поэтому она и взята за основу при петрографическом описании пород. Отметим, что в группе "фоидитов" по М. Ле Ба и др. при использовании модальных характеристик [Классификация..., 1981] выявляются фельдшпатоидные пикриты, биотит-пироксеновые пикриты, мелилититы, оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты, нефелиниты, мелаанальцимиты. Пикробазальты по М. Ле Ба и др. – это плагиоклазсодержащие пикриты по О.А. Богатикову и др. [Классификация..., 1981]. Базанитам М. Ле Ба и др. соответствуют фельдшпатоидные пикриты с плагиоклазом и оливиновые тефриты О.А. Богатикова и др. [Классификация..., 1981]. Наконец, лампрофирами (отсутствующими в обеих классификациях) в настоящей работе в соответствии с М. Рокком [Rock, 1977, 1984] называются щелочные породы основного и ультраосновного состава, содержащие биотит или амфибол во вкрапленниках или основной массе и не содержащие вкрапленников плагиоклаза.

Вулканические породы

Вулканические породы слагают основную часть островов. Они представлены потоками, реже отмечаются экструзии и жерловые фации. Мощности потоков варьируют от 0,5–0,7 до 30–40 м при их протяженности до нескольких километров. Как правило, в потоках выделяются три зоны: прикровельная, центральная, основная. Нижняя и верхняя зоны отличаются повышенной пористостью, интенсивным развитием миндалин, относительно меньшей кристалличностью (вкрапленники – мелкие и малочисленные, в основной массе много стекла).

Мощные потоки, как правило, имеют более сложное строение, которое может быть определено как расслоенное. Поток в поперечном разрезе оказывается разделенным на ряд согласных линз – "слоев" мощностью 0,1–1 м. Эти "слои" либо имеют резкие

границы (но без закалки), либо контактируют через зоны агломератов. Сам поток оказывается неоднородным и по составу (например, в одном из потоков разреза горы Верде, о-в Сан-Висенти, сверху вниз располагаются тефриты, базальты, пикробазальты, пикриты). В мощном потоке на юге о-ва Сал сверху вниз различаются "слои" крупнопорфировых оливин-пироксеновых плагиоклазсодержащих пикритов, субщелочных оливиновых базальтов, афировых пикробазальтов. Здесь отчетливо видно, что границы между слоями резкие (но без закалки). Неоднородными оказываются, в свою очередь, и некоторые линзы – "слои" – ингредиенты подобных потоков, в них, например, прослеживаются "субслои" – зоны, обогащенные минадалинами.

Среди собственно вулканических пород выделяются щелочные пикриты, пикробазальты, щелочные оливиновые базальты, оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты, тефриты, фонолиты, трахиты.

Приповерхностные экструзии и жерловые тела, как правило, выглядят более монотонными, однако в них зачастую фиксируется флюидальность. При этом отдельные слои флюидальности оказываются сложенными породами, различающимися по уровню кристалличности и цветному числу.

Лейкобазальты измененные слагают пиллоу-потоки (пиллоу-обособления погружены в карбонатно-гиалокластитовом цементе) в мезозойской части разрезов и обособления некоторых силлов и даек лампрофиров на островах Сантьягу и Маю. В центральных частях обособлений структура породы порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (90%), оливином (5%), пироксеном (5%). Плагиоклаз образует относительно небольшие (до 1–1,5 мм) выделения удлиненной формы. У кристаллов ярко выражен расщепленный характер торцовых граней (табл. X, *1*). Отмечаются гломеропорфировые сростки, сложенные плагиоклазом, а также плагиоклазом и пироксеном, реже плагиоклазом и оливином. Плагиоклаз (андезин-лабрадор) часто изменен вторичными процессами (по нему развиваются карбонат, хлорит) и тогда имеет альбит-олигоклазовый состав. Пироксен (бледно-зеленоватый авгит) образует вкрапленники размером до 0,8 мм и обычно наблюдается в сростках с плагиоклазом. Оливин формирует кристаллы скелетообразной формы размером 0,2–0,6 мм. Он образует индивидуальные выделения, встречаются в ассоциации с плагиоклазом и нередко замещен вторичными минералами.

В основной массе пород отмечаются плагиоклаз, пироксен, стекло, рудный минерал. Плагиоклаз образует снопообразные, колосообразные серии удлиненных микролитов, зачастую расходящиеся от вкрапленников плагиоклаза.

Эндоконтакт шарообразных обособлений сложен стекловатой породой с вариолитовой текстурой. Густота вариолей увеличивается внутрь шаров от контакта, и постепенно они заполняют всю породу. Характер эндоконтакта зависит от состава среды, в которой они застывали. Если поток изливался в воду, то на поверхности пиллоу развивается тонкая (несколько миллиметров) корочка палагонитового состава, в которой остаются каплеобразные выделения базальтового стекла. Внутри этих выделений, в свою очередь, развиваются мелкие кристаллы плагиоклаза. При излиянии на карбонатный осадок происходит обогащение магматического материала карбонатным веществом. При этом стекловатая корочка наполнена тонкодисперсным карбонатом; в ней также развиваются кристаллы плагиоклаза.

Вариоли представляют собой относительно более кристаллическое вещество, чем вмещающая матрица. При этом степень кристалличности их возрастает от контакта в глубь шаров. Очевидно, в них зафиксированы различные стадии процесса раскристаллизации магмы in situ. Наиболее примитивные приконтактовые вариоли состоят из двух зон.

Внешняя зона представлена карбонатом, ядро сложено бурым веществом, в котором иногда расположены бурые радиально-лучистые кристаллиты пироксенового (?) состава с тончайшими интерстициями стекла (табл. X, *2*). В глубь породы строение вариолей усложняется (табл. X, *3*). В них обнаруживается плагиоклазовое вещество, которое слагает ядро и радиально расходящиеся от него тончайшие нити – микролиты. Само ядро

сложено либо скелетообразным (реже полным) монокристаллом плагиоклаза, либо агрегатом мелких зерен, образующих скелетообразную или округлую форму (табл. X, *4*).

Щелочные оливиновые базальты слагают лавовый разрез на севере о-ва Сан-Висенти, верхи разрезов островов Сан-Николау и Сантьягу (район г. Прая). Они имеют порфировую структуру, вкрапленники представлены клинопироксеном, оливином и плагиоклазом (последние проявлены не во всех потоках).

Клинопироксены образуют выделения различной величины, вплоть до гигантских (до 1 см в поперечнике). Они наблюдаются в сростках как с кристаллами того же состава, так и с кристаллами оливина. В них отмечаются включения плагиоклаза, слабо раскристаллизованного стекла либо, напротив, более кристалличного, чем основная масса, агрегата сходного с ней состава. Грани кристаллов, как правило, хорошо выражены, но внешние зоны обычно включают фазовые компоненты основной массы – рудного минерала и реже плагиоклаза. Отмечаются также и кристаллы, форма которых осложнена "заливами", выполненными основной массой. При этом "исток" залива зачастую более раскристаллизован. Клинопироксены обычно слабо окрашены в бурые тона (признак обогащенности титаном), окраска сгущается во внешних зонах кристаллов. Эта закономерность прослеживается как в гигантских, так и в более мелких вкрапленниках. В разных потоках интенсивность окраски пироксенов различна. Характерны аномальные окраски интерференции, мозаичная и концентрическая зональность.

Оливины играют по сравнению с пироксенами подчиненную роль. Единичные кристаллы достигают 2–3 мм, более обычны размеры 0,5–1 мм. Наряду с хорошо ограненными, обычно ромбоподобными кристаллами встречаются выделения с "заливчатыми" формами. Заливы выполнены основной массой. При одном николе минерал бесцветный. Отмечается мозаичное погасание.

Плагиоклаз, как правило, образует относительно небольшие (до 0,5–1 мм) порфировые выделения, которые отличаются удлиненным габитусом, зачастую расщепленным характером торцовых граней. Боковые грани обычно "занозистые", постепенно переходят в основную массу. Состав плагиоклаза анортит-битовнит.

Основная масса сложена пироксеном, плагиоклазом, стеклом, рудным минералом, оливином, редкими листочками биотита, интерстиционным калиевым полевым шпатом. Пироксен образует микролиты, идиоморфные зерна, помещенные в стекло, иногда сростки с микролитами плагиоклаза. Плагиоклаз формирует либо лейстообразные выделения, часто не имеющие четкой огранки, либо четкие микролиты. Иногда он выступает как пойкилитовый цемент, включающий зерна пироксена. В некоторых шлифах плагиоклаз приурочен к обособлениям анальцима. Стекло бурое, показатель преломления больше, чем у канадского бальзама.

В описываемой породе отмечаются обособления кристаллических агрегатов поли- и мономинерального состава, сростки мелких порфировых выделений пироксена, овоидные и линзовидные "пятна" плагиоклазового состава, а также совместно обоих минералов. Отмечены участки (до 1 см в поперечнике), по составу отвечающие всей породе, но имеющие более высокую степень кристалличности. В этих участках основная масса полностью раскристаллизована в плагиоклаз, пироксен и оливин.

Низкотемпературные минералы также формируют палагонитовые, палагонит-карбонатные, цеолитовые, анальцимовые обособления. Уже отмечалась приуроченность микролитов, а иногда и фенокристаллов плагиоклаза к обособлениям анальцима.

Описанные выше породы в конкретных разрезах связаны переходными разностями с другими видами. Так, эти породы преобладают в лавовых потоках о-ва Сан-Висенти. Вместе с тем здесь же отмечаются и близкие виды, имеющие тот же минералогический состав, но с иным количественным соотношением минералов. В частности, наблюдаются трахибазальты, у которых преобладает плагиоклаз, а среди темноцветных присутствует лишь пироксен.

Оливиновый меланефелинит представляет собой порфировую породу, вкрапленники в которой представлены оливином и пироксеном.

Оливин составляет до 25% объема породы и образует неправильные зерна (до 2 мм) с морфологическими признаками оплавления. Иногда в некоторых кристаллах наблюдается струйчатая структура, согласная с их конфигурацией. Зерна часто одеты в иддингситовую "рубашку", внутри которой отмечаются округлые включения различного состава размером до 0,5 мм. Одно из них, например, имеет зональное строение – внешняя зона сложена палагонитом, внутренняя – анальцимом. Другое включение сложено пироксеном (отличным от пироксена основной массы), палагонитом, биотитом.

Пироксен (5–7% породы) достигает размера 0,3–0,5 мм и представлен буроватым титан-авгитом с низкими интерференционными окрасками. Для него характерна грануляция внешних зон, приуроченность к ним микролитов основной массы. Наблюдаются включения рудного минерала.

Основная масса оливиновых меланефелинитов (табл. X, *5*) сложена пироксеном, нефелином, рудным минералом, палагонитом, анальцимом. Пироксен (75% породы) образует удлиненные призмочки (длина 0,05 мм), зачастую формирующие неправильные агрегаты, сопоставимые по размерам с порфировыми кристаллами. Здесь же заключены и отдельные зерна рудного минерала.

Нефелин (10%) пойкилитово включает кристаллики пироксена и рудного минерала. Он образует либо зерна (1–1,5 мм), либо обособления (до 1 см), включающие апатит, нередко замещенные цеолитом.

Анальцим, а иногда и палагонит (5%) выполняют интерстиции между зернышками пироксена, а также образуют обособления округлой или неправильной формы диаметром в несколько миллиметров, в которых палагонит слагает внешние зоны. Иногда в этих обособлениях наблюдаются и биотит и пироксен.

Рудный минерал (5%) образует неправильные выделения размером до 0,1–0,15 мм. Из акцессорных минералов отмечен апатит.

В описываемых породах отмечаются также мезократовые крупнозернистые (до 5–10 см) обособления, имеющие округлую или уплощенную линзообразную форму. В последних зачастую наблюдаются расщепленные окончания. Обособления сложены игольчатым титан-авгитом (внешние зоны – эгирин-авгит), нефелином, анальцимом, рудным минералом, апатитом. Размер зерен составляет 3–5 мм.

Меланефелинит отличается от вышеописанной породы преобладающим развитием высокотитанистого клинопироксена, размер вкрапленников которого в некоторых потоках достигает 0,5–1 см. В меланефелинитах увеличивается и содержание нефелина.

Мелаанальцимит, оливиновый мелаанальцимит отличаются от описанных пород развитием анальцима вместо нефелина. При этом анальцим слагает интерстиции между зернами пироксена и выполняет обособления, в которых он наблюдается во внешних зонах вместе с палагонитом. Эти породы содержат наибольшее количество пироксена и иногда могут быть идентифицированы как авгититы (табл. X, *6*).

Все названные породы в различной последовательности слагают средние и нижние части вулканического разреза на островах Сан-Висенти, Сантьягу, Сан-Николау и Маю.

Мелилитит представляет собой порфировую породу, вкрапленники которой сложены оливином, мелилитом и клинопироксеном.

Оливин (~25%) образует как крупные (до 2 мм), так и более мелкие (0,2–0,3 мм) зерна. Отмечаются правильные кристаллы и "заливчатые" (независимо от размера) формы. В оливинах (*Fa* № 14–16) наблюдаются неправильные включения рудного минерала. "Заливы" выполняются стекловатым веществом, несколько хуже раскристаллизованным, чем основная масса. "Вершины" некоторых заливов выполнены карбонатом. Карбонат, а также нефелин концентрируются и около кристаллов оливина.

Мелилит (30%) (табл. XI, *1*), встречается в виде удлиненных, зональных, частично замещенных кристаллов длиной до 2,2 мм, содержащих включения пироксена и/или карбоната. У некоторых кристаллов проявлены формы расщепления, многие из них не имеют четко выраженных граней. Как правило, в последнем случае в основной массе около кристаллов отмечается концентрация мелких выделений рудного минерала.

Пироксен (40%) образует порфировые выделения (0,1–1 мм), близкие по оптическим свойствам. Минерал характеризуется слабой буровато-зеленой окраской, синими цветами интерференции, гранями со щелями роста. Рудный минерал формирует выделения размером до 0,5 мм. Внешние зоны обычно включают силикатные минералы (табл. XI, *2*) основной массы. В основной массе отмечаются мелилит, пироксен, рудный минерал, а также нефелин. Мелилит образует лейстообразные, реже изометричные выделения без четких граней, пироксен – микролиты и изометричные кристаллики, нефелин – неправильные изометричные зерна, часто с мельчайшими включениями иголочек пироксена.

В породе отмечаются также моно- и полиминеральные кристаллические агрегаты, формирующие обособления с плавными очертаниями, сложенные изометричными зернами карбоната. Отмечаются также овальные скопления зерен нефелина. Такую же форму имеют и скопления зерен пироксена порфировой размерности. Однако контуры агрегатов неровные и определяются гранями слагающих кристаллов. Среди полиминеральных агрегатов, которые, как правило, асимметричны, различаются пироксен-оливиновые и карбонат-оливиновые разности. В пироксен-оливиновых обособлениях (табл. XI, *3*) пироксеновый агрегат ядра облекается с одной стороны агрегатом зерен оливина с подчиненным карбонатом и вновь поясом зерен пироксена.

Описанная порода в едином разрезе горы Верде (о-в Сан-Висенти) сменяет последовательные лавовые потоки мелилит-пироксеновых пикритов, оливиновых меланефелинитов, плагиоклазовых меланефелинитов и меланефелинитов, вновь оливиновых и фельдшпатоидных пикритов.

Иная последовательность проявлена на о-ве Маю. Здесь потоки оливиновых меланефелинитов, мелилит-оливиновых нефелинитов сменяются потоком мелилитита. Эти породы слагаются одними и теми же минеральными видами, находящимися, однако, в различных количественных соотношениях. Размер и состав минералов-вкрапленников также меняются от потока к потоку, что фиксируется уже и оптическими методами. Как правило, увеличение содержания в породе того или иного минерального вида сопровождается увеличением и размеров его в порфировых выделениях. Дополнительно следует отметить, что в оливинах наблюдаются включения карбоната, а также кристаллов пироксена. В то же время последние концентрируются около крупных вкрапленников оливина. В разностях, обогащенных нефелином, проявлены обособления, сложенные агрегатом зерен этого минерала: внутри зерен заключены тончайшие иголочки пироксена, апатита, иногда здесь же густо расположены зернышки рудного минерала. Кристаллы нефелинового состава (до 0,5 мм) включают зерна пироксена и рудного минерала.

Щелочной пикрит является одной из наиболее распространенных пород вулканического разреза о-ва Сантьягу, в которой вкрапленники высокомагнезиального оливина изменяются по размерам (0,2–0,5 см) как внутри одного потока, так и в последовательно излившихся потоках. Наряду с правильными кристаллами отмечаются выделения со сложной заливчатой поверхностью. В этих "заливах", а также внутри кристаллов фиксируются включения, либо отвечающие составу основной массы, либо отличающиеся от нее степенью кристалличности (как в большую, так и в меньшую сторону).

Авгит образует вкрапленники (до 0,5 мм), которые обычно через серию промежуточных по размеру генераций переходят в микролиты основной массы. Как правило, кристаллы вытянуты, образуют как самостоятельные выделения, так и гломеропорфировые сростки. Иногда пироксен образует как бы венок вокруг кристалла оливина. Цвет минерала при одном николе бледно-зеленоватый.Интерференционные окраски низкие, отмечается мозаичная и концентрическая зональность. Подобный пироксен развит и в основной массе в виде округлых зерен, реже микролитов. В шлифах можно проследить различные стадии агрегации зерен пироксена. В итоге формируются порфировые выделения пироксена.

Рудный минерал (титаномагнетит) в одних потоках представлен наравне с пироксеном и образует изометричные зернышки, в других, изохимичных с первыми и состав-

ляющих с ними единые разрезы, образует тончайшие редкие скелетные сегенитовые выделения.

Плагиоклаз встречается не во всех потоках и всегда занимает подчиненное положение. Он формирует либо лейсты анортита, либо мезостазис альбит-олигоклазового состава, в который погружены зерна и микролиты пироксена. В некоторых случаях наблюдается сегрегация вещества мезостазиса с формированием мономинеральных (иногда с примесью анальцима) агрегатов зерен плагиоклаза. Подобные сегрегации постепенно переходят в основную массу.

Мезостазис в породах слагается также темно-бурым скелетом с показателем преломления большими, чем у канадского бальзама, реже анальцимом.

В породах могут отмечаться разнообразные обособления линзовидной, округлой либо округлой с апофизами формы размером от 0,1 до 1–2 мм. Они слагаются анальцимом, карбонатом, палагонитом или имеют более сложное строение – карбонат в центре и альбит-олигоклаз по периферии.

Тефрит является одной из распространенных пород на островах, и в частности слагает молодые потоки на о-ве Сантьягу, в районе г. Прая, пос. Таррафала, встречается он и на о-ве Сан-Николау. Тефриты образуют также "слои" в мощных покровах о-ва Сан-Висенти. В единых вулканических разрезах тефриты обычно завершают серии, сложенные щелочными пикритами, плагиоклазсодержащими щелочными пикритами, фельдшпатоидными плагиоклазсодержащими пикритами, и представляют собой, по-видимому, относительно глубокий дифференциат. Среди них различают преобладающие оливиновые тефриты (базаниты), тефриты, анальцимовые тефриты.

Клинопироксен является преобладающим темноцветным минералом с невысоким содержанием титана. Пироксен образует вкрапленники и микролиты. Наряду с вкрапленниками монокристального характера отмечаются розетковидные сростки пироксена. В пироксене наблюдается зональное мозаичное угасание. Оливин (70, 65, 49, 41% *Fa*) встречен только во вкрапленниках, для которых характерны правильные формы.

Плагиоклаз (№ 72–71, 66, 56–53, 46, 36) развивается в основной массе, в которой образует лейсты андезин-лабрадора, погруженные вместе с рудным минералом и пироксеном в пойкокристаллы нефелина или анальцима. В других случаях отмечаются две генерации плагиоклаза: лейсты лабрадора цементируются кристаллами олигоклаз-андезина неправильной формы. Последние заключают также и микролиты пироксена и, в свою очередь, цементируются анальцимом. Наблюдалась также (особенно в разностях с малым количеством плагиоклаза) агрегация кристалликов плагиоклаза с формированием единой удлиненной лейсты кристалла. Как правило, в такой лейсте включены зернышки пироксена; составляющие ее кристаллики имеют одинаковую оптическую ориентировку.

Нефелин и анальцим (обычно либо тот, либо другой) образуют пойкокристаллы размером 2–3 мм. Они располагаются неравномерно в породе, создавая ее характерный "пятнистый блок".

В породе наблюдаются обособления светлоцветных минералов, сложенных либо анальцимом, либо нефелином, либо плагиоклазом. Иногда отмечаются сочетания каких-либо двух из этих минералов. В качестве примеси отмечаются биотит, палагонит, рудный минерал.

Анортоклазит слагает часть экструзивной постройки горы Грациоза на о-ве Сантьягу. Он имеет и порфировое и порфировидное строение. Порфировые выделения (до 0,5 мм) представлены обычно анортоклазом. Количество и размер выделений увеличиваются от эндоконтакта. Они сложены лейстовидными кристаллами с изрезанными гранями, которые иногда образуют срастания. Среди порфировых выделений отмечаются редкие кристаллы зеленоватого пироксена. В основной массе преобладают лейсты анортоклаза разного размера. В целом выделения анортоклаза составляют 85–90% породы.

В основной массе встречаются также удлиненные кристаллики зеленоватого пироксена, рудного минерала и анальцима. Вместе они составляют 10–15%. Среди акцессорных отмечены апатит, сфен и перовскит.

Наряду с массивной текстурой отмечается и вариолитовая. Вариоли обогащены гаюином и обеднены пироксеном. Переходы от них к матрице постепенные. В межвариолитовом пространстве микролиты пироксена и лейсты анортоклаза изогнуты в соответствии с флюидальностью.

Между нефелинитом и анортоклазом отмечаются и промежуточные разности, в которых нефелин и анортоклаз представлены примерно поровну (фонолиты). Нефелин в этих породах слагает преимущественно вкрапленники, реже встречается в основной массе. Анортоклаз, как правило, образует лейсты и приурочен к основной массе. В фонолитах шире, чем в описанных выше разностях, распространен и пироксен (до 15–20%). Он приурочен к основной массе и зачастую замещается зеленой роговой обманкой. В некоторых кристаллах нефелина оказываются захороненными удлиненные выделения зеленоватого пироксена.

Туф мелафонолита (табл. XI, *4*) образован обломками, минералогический состав которых отличается от монолитных пород самого экструзивного массива горы Грациоза (о-в Сантьягу). Они представлены пористыми почти бесцветными стеклами (с показателем преломления меньшим, чем у канадского бальзама), содержащими редкие вкрапленники бесцветного пироксена, бурой роговой обманки и биотита. Кроме того, отмечаются микролиты плагиоклаза, а также теневые, несколько более крупные выделения калиевого полевого шпата. В стекле располагаются также многочисленные иголочки бледно-зеленого моноклинного пироксена. Эта порода по своим минералогическим характеристикам близка к лампрофирам.

Кроме упомянутых вулканических пород, отметим редкие проблематичные потоки и туфы карбонатитового состава (острова Сантьягу, Сан-Висенти).

Субвулканические гипабиссальные породы

Гипабиссальные породы широко представлены на всех островах. Они слагают дайки, силлы, в некоторых случаях полностью замещающие породы рамы. Все дайки и силлы при этом имеют закаленные контакты. Иногда наблюдаются ветвящиеся, а также изгибающиеся тела. Мощность гипабиссальных тел от 0,1 до 15–20 м. Наибольшие скопления гипабиссальных тел отмечаются в породах массивов и низах разрезов вулканических толщ, что свидетельствует об их залегании in situ. В дайках и силлах часто наблюдается флюидальность и расслоенность. Последняя проявляется в распределении овоидных обособлений, а в случае полнокристаллического строения тел – и в количественно-минеральном составе "слоев" (например, "слои", обогащенные пироксеном, роговой обманкой, плагиоклазом, карбонатом и т.д.; при этом в разных "слоях" зачастую изменяется и состав одноименных минералов).

Минералы ориентированы либо в соответствии с простиранием тел, либо перпендикулярно им. Общая закономерность заключается в уменьшении зернистости к контактам тел, однако наряду с этим в приконтактовых зонах иногда наблюдаются линзы – "слои" более кристалличные, чем окружающие породы; напротив, среди высококристалличных разностей отмечаются линзы более тонкозернистого строения. Многие тела преобразованы с развитием вторичной минерализации: хлорита, иногда эпидота, лейкоксена. Для этих тел характерны также макроструктуры, прямо свидетельствующие о жидкостной несмесимости. Так, во многих силлах лампрофиров о-ва Маю наблюдаются псевдопиллоу – обособления размером 0,1–2 м с закаленными контактами, располагающиеся в массивной магматической породе несколько отличного состава. Закалка отмечается и в примыкающих к обособлениям породах матрицы.

По количественно-минеральному (структуре, составу, размеру минералов) и химическому составу гипабиссальные тела в основном отличаются как от пород массива, так и от пород, слагающих в главном объеме вулканические постройки. Среди них абсолютно преобладают щелочные породы с повышенным содержанием летучих – лампрофиры и близкие к ним пироксен-биотитовые пикриты, муджиериты, т.е. породы, содержащие заметное количество амфибола и биотита, а также карбонатиты и карбонатитои-

ды. Эти соотношения наряду с данными о неперемещенном (в отличие от кристаллических массивов) положении, скорее всего, свидетельствуют об их относительно независимом происхождении как от пород массивов, так и от главной массы вулканических пород построек.

Показательна в этом плане позиция лампрофиров. Лампрофиры, преобладающие среди гипабиссальных пород, слагают преимущественно дайки, силлы и залегают в основном в нижней части разреза островов, где образуют густую сеть тел. Эффузивные аналоги их практически отсутствуют. Лишь на о-ве Сантьягу (пос. Таррафал) мы наблюдали поток лампрофирового состава (с анортоклазом). Вместе с тем вмещающие для большей части лампрофиров породы нижней части вулканического разреза представлены туфоагломератами и туфобрекчиями, в составе которых широко распространены обломки фонолитового и лампрофирового состава. Мощная толща туфов мелафонолитов, близких к лампрофировому составу, располагается и близ экструзивной постройки горы Грациоза (о-в Сантьягу). Эти данные позволяют заключить, что магма лампрофирового состава "склонна" к эксплозивным извержениям. По-видимому, этой особенностью лампрофировых расплавов и объясняется отсутствие потоков лампрофиров. Дайки же и силлы лампрофиров образуют систему, питавшую преимущественно эксплозивные извержения.

Так же как и для эффузивных поверхностных образований, среди гипабиссальных субвулканических проявлений различаются породы нормальной и повышенной щелочности. Преобладают последние.

Эссекситы пользуются наибольшим распространением среди гипабиссальных пород. Они представлены амфиболовыми и биотитовыми, а также бесфельдшпатоидными разновидностями. В равномернозернистых породах величина кристаллов обычно составляет 1–2 мм, реже достигая 4–5 мм. Среди амфиболов различаются керсутит и гастингсит, которые присутствуют в пределах одного тела, но преимущественно в различных "прослоях". Амфиболы развиваются по моноклинному пироксену и образуют самостоятельные призматические выделения. Сходные формы устанавливаются и у кристаллов моноклинного пироксена, обычно представленного безтитанистым авгитом.

Среди светлоцветной части, в целом ксеноморфной по отношению к темноцветной, преобладают полевые шпаты. Их размер не превышает 1 мм. Плагиоклаз андезин-лабрадорового состава формирует таблитчатые выделения, погруженные в аллотриоморфные агрегаты анортоклазового–анортоклаз-нефелинового состава.

Акцессорные минералы в породе представлены апатитом и сфеном. Последний образует выделения скелетообразной формы размером до 3 мм.

Биотит-пироксеновые пикриты распространены на островах Маю и Сан-Висенти. Они имеют порфировидную структуру.

Пироксен совместно с оливином слагает до 80–90% вкрапленников и преобладает среди порфировых выделений. Он представлен кристаллами (до 1 см) с четкими или неровными гранями, обладающими достаточно высоким идиоморфизмом. В породе порфировые выделения пироксена (авгит, титан-авгит) нередко образуют скопления. Внешние зоны кристаллов более титанисты. По пироксену иногда развивается бурая роговая обманка.

Оливин, несколько уступающий по размерам и по степени изоморфизма кристаллам клинопироксена, образует либо отдельные кристаллы, либо их скопления.

Основная масса слагается плагиоклазом, пироксеном, рудным минералом, калиевым полевым шпатом, оливином, роговой обманкой и биотитом. Плагиоклаз (лабрадор) формирует лейстообразные и неправильные выделения, пойкилитово включающие зерна пироксена, рудного минерала или оливина. Пироксен, так же как и во вкрапленниках, зонален, установлены как высоко-, так и низкотитанистые разности. Форма выделений обычно изометричная, иногда слегка удлиненная. Бурая роговая обманка (керсутит) цементирует другие минералы. Калишпат и биотит развиты неповсеместно, образуют неправильные выделения.

Лампрофиры слагают подавляющую часть меланократовых дайковых и силловых пород, прорывающих нижние части разрезов островов Маю, Сан-Висенти и Сан-Николау. Их отличает обязательное присутствие амфибола (керсутит), реже слюды, как в основной массе, так и среди вкрапленников. Оливин встречается как акцессорный минерал и обычно имеет широкое развитие в основной массе анальцима либо плагиоклаза.

В зависимости от преобладающего в основной массе салического минерала различаются комптониты и мончекиты.

Комптониты представлены порфировой породой с вкрапленниками пироксена и амфибола в различных пропорциях, а также рудным минералом. Размер порфировых выделений непостоянен даже в пределах одного тела, а в эндоконтактах они зачастую отсутствуют. Пироксены обычно нетитанистые, роговые обманки бурые из группы керсутита.

В основной массе присутствуют роговая обманка, пироксен, рудный минерал, полевые шпаты, среди которых примущественным развитием пользуется альбит-олигоклаз (но есть и калишпат).

Темноцветные минералы имеют игольчатую форму. Плагиоклазы образуют либо микролиты, либо неправильные выделения. Калишпат всегда ксеноморфен. Непременным минералом основной массы является кальцит, образующий мелкие чешуйки. Отметим, что олигоклаз вместе с карбонатом образует в породе и лейкократовые обособления, в которых роговая обманка и пироксен присутствуют в резко подчиненных количествах.

Мончекиты – породы, в которых преобладающим салическим минералом является фельдшпатоид-анальцим, и темноцветные – пироксен и роговая обманка. Во вкрапленниках пироксены зональны, характеризуются аномальным угасанием и часто обогащены титаном. В основной массе наряду с пироксеном и роговой обманкой встречается и слюда. Так же как и в комптонитах, отмечаются лейкократовые обособления, однако основным компонентом в них является не полевой шпат, а анальцим.

Общим свойством лампрофировых даек и силлов является их микронеоднородность. В обоих типах пород фиксируются шарообразные "стяжения" размером до 1 см, как правило не имеющие резких контактов с вмещающей средой. Эти неоднородности отличаются либо степенью кристалличности, либо количественно-минералогическими соотношениями, либо, наконец, фазовым составом. В частности, в мончекитовых дайках обнаруживаются обособления комптонитового состава, проявляются и обратные соотношения. Как правило, одна из составляющих подобных гетерогенных пород оказывается обогащенной карбонатом.

Гипабиссальные карбонатиты представлены плотными породами, сложенными практически чистым карбонатом. Текстура пород массивная реже флюидальная. Флюидальность обусловлена наличием полос, сложенных карбонатитами, различающимися по оптическим свойствам.

Карбонат представлен либо тонкодисперсной массой, либо зернами (табл. XI, *5*) удлиненно-таблитчатой лейстовидной или округлой формы размером до 0,05 мм. Сами зерна, в свою очередь, имеют мелкодисперсное строение, отмечаются также анортоклаз и апатит (табл. XI, *6*), которые встречаются как в единичных зернах, так и в сростках. Содержание апатита в некоторых телах достигает 3–5%.

Карбонатитоиды представлены широкой гаммой пород, сложенных карбонатом, силикатным и рудным веществом, находящимися в различных количественных соотношениях (от 10 до 20% силикатного вещества).

Силикатное вещество представлено калинатровым полевым шпатом, альбит-олигоклазом, пироксеном, биотитом и амфиболом. В зависимости от вида преобладающего полевого шпата могут быть выделены анортоклазовые и альбитовые карбонатитоиды.

Текстура пород массивная, такситовая, вариолитовая, полосчатая, обусловлена пространственным соотношением силикатной и карбонатной составляющих. В массивных, обычно тонкозернистых разностях силикатное вещество (чаще всего анортоклаз) и

карбонат равномерно распределены в породе. Однако более обычны породы, в которых наблюдаются различной формы и размера обособления, сложенные преимущественно карбонатом, либо силикатом, либо просто имеющие отличную степень кристалличности, либо выделяющиеся по количественным соотношениям силикатных минералов.

Анортоклаз образует лейсты и аллотриоморфные выделения. В одной и той же породе он может образовывать различные генерации. В частности, среди массивных карбонатитоидов отмечаются порфировидные породы, в которых анортоклаз слагает лейстовидные вкрапленники длиной до 1 мм. Нередко внешние зоны вкрапленников обогащены плагиоклазовой составляющей и по ним развивается альбит. В основной массе таких пород анортоклаз слагает мелкие (до 0,1 мм) лейсты и неправильные выделения. В других такситовых карбонатитоидах анортоклаз слагает обособления размером до 0,5–1 мм, различающиеся по степени кристалличности. Как правило, более кристалличны обособления, к центральной части которых приурочен карбонат (это, очевидно, свидетельствует о том, что карбонат в данных породах является первичным).

Альбит образует выделения нескольких генераций лейстовидной или неправильной формы с максимальным размером до 0,3–0,5 мм. Для минерала характерны низкие окраски интерференции и обилие включений неидентифицированного игольчатого прозрачного минерала, образующих "кассеты". Полисинтетическое двойникование наблюдается не всегда, а некоторые кристаллы имеют изогнутую конфигурацию.

Полевые шпаты в некоторых породах интенсивно замещаются серицитом.

Пироксен в породах практически не сохранился. Она замещается мелкодисперсным карбонатом либо хлоритом и лейкоксеном и обычно угадывается по формам – удлиненным, столбчатым. Лишь в нескольких шлифах наблюдались реликты зерен пироксена, слабо окрашенных в зеленый цвет.

Флогопит частично карбонатизирован и встречается в виде небольших табличек, реже лейст. Амфибол (там, где он сохранился) представлен керсутитом, нередко замещается карбонатом, а также хлоритом.

Апофиллит в некоторых разностях слагает округлые обособления размером до 0,5 мм. Он представлен агрегатом аллотриоморфных зерен, с которыми иногда ассоциирует карбонат.

Карбонат различается и по составу и по зернистости. Наиболее обычны бурые разности, образующие неправильные желвакообразные тонкодисперсные агрегаты. Широко представлены также бесцветные зернистые карбонаты, образующие таблички или изоморфные кристаллы размером до 0,05 мм, которые равномерно распространены в породе. Реже наблюдаются лейстовидные микролиты карбоната. Подобные выделения слагают в породе вместе с тонкозернистым полевым шпатом вариоли с преобладающим таблитчатым карбонатом. Карбонат встречается и в виде относительно крупных бесцветных кристаллов, слагающих обычно агрегаты. Эти агрегаты, отороченные бурым мелкозернистым карбонатом, либо образуют овоидные обособления, либо слагают протяженные линзы. Наконец, карбонат встречается в виде тонкодисперсных бурых агрегатов, замещающих пироксены, амфиболы или биотит.

Из акцессорных минералов при петрографических исследованиях обнаружены титанистый гранат, апатит и сфен.

Трахиты образуют дайки мощностью до 1 м и обычно характеризуются порфировой структурой. Среди вкрапленников различаются олигоклаз-андезин и бурая роговая обманка. Плагиоклаз при этом формирует как призматические выделения, так и неправильные изогнутые кристаллы. Последние обычно наполнены кристаллическими компонентами основной массы (табл. XII, *1*). В основной массе развиваются иголочки бурой роговой обманки и/или сфена, часто замещенного лейкоксеном. Однако темноцветные минералы занимают подчиненное положение по отношению к калинатровому полевому шпату, формирующему как лейстовидные, так и неправильные кристаллы.

Характерной особенностью пород является широкое развитие карбоната, образующего мелкие чешуйки. По полевому шпату часто развивается каолин.

Содалитовый нефелинит слагает тела и дайки на о-ве Сан-Висенти. Среди вкрапленников преобладает нефелин, присутствует также зеленоватый, но почти неплеохроирующий пироксен-авгит, а также эгирин.

Нефелин слагает до 30% породы и представлен кристаллами прямоугольного и шестиугольного сечения. Отмечаются гломеропорфировые сростки, в том числе и со слюдой. По большей части кристаллы замещены анальцимом.

Пироксен встречается в виде плохо ограненных зерен размером до 0,3 мм. Эгирин-авгит образует удлиненные кристаллы ярко-зеленого цвета размером до 0,1 мм.

В основной массе проявлены нефелин, изометричные выделения содалита, а также микролиты анортоклаза, реже эгирин-авгита (~5%). Нефелин обычно замещен анальцимом. В породе отмечаются такие акцессорные минералы, как апатит, перовскит, циркон, меланит и гранат.

Для содалитовых нефелинитов характерны обособления округлой либо неправильной формы, сложенные анальцимом и редкими тончайшими иголочками пироксена. Эти обособления зачастую располагаются около вкрапленников нефелина и пироксена.

Амфибол-биотит-пироксеновые пикриты слагают некоторые дайки и силлы на островах Маю и Сантьягу. Они характеризуются такситовой или пятнистой текстурой и состоят из преобладающего амфибол-биотит-пироксенового пикрита и лейкократовых обособлений амфибол-олигоклазового состава. Обособления изометричны либо удлинены перпендикулярно плоскости контакта и достигают размера (по длине оси) 1,5–2 см.

В строении преобладающего пикрита наибольший интерес представляют вкрапленники клинопироксена–авгита, образующие скелетообразные выделения типа "спинифекс" (табл. XII, *2*). Эти вкрапленники располагаются перпендикулярно контактам, имеют веерообразную форму. Основания "вееров" располагаются за тонкокристаллической зоной эндоконтактов (~0,5 см), длина ветвей до 4 см (при ширине 1–2 мм).

В основной массе пикрита преобладают выделения рудного минерала (до 40%), кроме которого здесь развиты титанистая роговая обманка (окраска до коричнево-красной) (15%), пироксен (15%), биотит (15%), олигоклаз + карбонат (15%).

Лейкократовые обособления различаются по величине от 0,1 мм до 1,5–2 см. Мелкие могут иметь неправильную форму и постепенно переходить в основную массу пикрита. Крупные характеризуются плавными очертаниями и, хотя не имеют четкой поверхности раздела с пикритами, резко отделяются от последних. Они, в свою очередь, также являются неоднородными. В них есть округлые иногда сливающиеся выделения, сложенные олигоклазом и карбонатом и практически лишенные темноцветных минералов. В веществе, цементирующем обособления, наряду с преобладающими олигоклазом и карбонатом присутствуют бурая роговая обманка (керсутит) и (реже) флогопит. Иногда отмечается эпидот. Из акцессорных минералов как в пикритах, так и в лейкократовых обособлениях широко проявлен апатит.

Плутонические породы[1]

Плутонические породы слагают массивы на островах Маю, Сантьягу, Сал и Сан-Висенти или встречаются в виде ксенолитов на островах Сан-Николау, Фогу и Боавишта. Массивы обычно приурочены к центральным частям островов, реже к их периферии. Они, как это особенно отчетливо видно на о-ве Сан-Висенти, характеризуются слабо наклонной и субвертикальной расслоенностью. В ряде мест "слои" смяты в складки и микроскладки. Наряду с макрорасслоенностью (мощность слоев от нескольких метров до 10 м) отмечается тонкая расслоенность (мощность слоев от нескольких миллиметров до 1–1,5 см). Контакты массивов обычно тектонические, что свидетельствует об их протрузивном выведении с места первоначального образования на более высокий уровень земной коры. Однако в некоторых случаях сохранилось характер-

[1] Раздел написан совместно с Л.Н. Когарко.

ное для интрузии закономерное уменьшение зернистости до мелкозернистой порфировидной к краевым частям массивов. Вместе с тем здесь же отмечаются слои и линзы пород средне- и крупнозернистой структуры. Главная же масса массивов сложена крупно-среднезернистыми породами, среди которых отмечаются линзы пегматоидного строения. Вместе с тем на островах Маю и Сан-Висенти наблюдалось налегание вулканических толщ на породы массивов. Среди разновидностей пород отмечаются турьяиты, габбро, сиениты, пироксениты, ийолиты, эссекситы и переходные разности.

Турьяиты обнаружены в массиве у г. Прая. Это весьма неравномернозернистые породы, обладающие гипидиоморфной структурой. Главными породообразующими минералами являются нефелин, клинопироксен, мелилит (практически нацело замещенный хуанитом), меланит и биотит, акцессорными – апатит, волластонит, амфибол (редко) и перовскит (табл. XII, *3*). Нефелин образует хорошо оформленные изометричные выделения, иногда со следами тектонизации. В некоторых разностях турьяитов нефелин полностью замещен вторичными минералами. Клинопироксен голубовато-зеленого цвета образует игольчатые или ксеноморфные кристаллы, занимающие промежутки между выделениями нефелина. Меланит выделяется в виде ксеноморфных зерен, реже образует хорошо оформленные, типичные для гранитов кристаллы. Часто отмечается реакция между более ранним перовскитом и меланитом. Хуанит образует крупные ксеноморфные кристаллы, выполняющие интерстиции. Встречаются турьяиты с хуанитом ксеноморфной и таблитчатой формы. Содержание клинопироксена в этих породах падает, и они по составу приближаются к окаитам. Перовскит в турьяитах образует обычно мелкие хорошо оформленные изометричные выделения, часто сдвойникованные. Апатит кристаллизуется в виде изометричных, реже вытянутых иголок. Амфибол и волластонит развиваются в мезостазисе либо образуют мелкие игольчатые кристаллы. Мелилитсодержащие породы связаны постепенными переходами с ийолитами. В редких случаях ийолиты имеют интрузивные контакты с мелилитовыми породами (в центральной части массива).

Ийолиты отмечены в массивах островов Сантьягу (у г. Прая), Сан-Висенти и Маю. Они представлены неравномернозернистыми разностями, в которых главными породообразующими минералами являются нефелин и клинопироксен, акцессорными – сфен, апатит, биотит, перовскит, меланит, хуанит. Структура пород панидиоморфнозернистая.

Нефелин образует идиоморфные изометричные выделения, часто нацело замещенные вторичными минералами. Клинопироксен, как правило, образует игольчатые, реже ксеноморфные агрегаты. Цвет пироксенов меняется от бурого до голубовато-зеленого. Апатит присутствует постоянно в виде игольчатых либо утолщенных призм. Перовскит образуется в виде сравнительно хорошо оформленных кристаллов темно-коричневого цвета, иногда образующих цепочки, выполняющие промежутки между выделениями нефелина. Перовскит связан реакционными взаимоотношениями с меланитом, который образует агрегаты ксеноморфных кристаллов, реже хорошо ограненные выделения. Меланит имеет темно-красный, а в более толстых кристаллах черный цвет. Сфен встречается редко, образует ромбовидные, иногда ксеноморфные формы. Так же как и перовскит, сфен реакционно замещается меланитом. Биотит (до 5–6%) развит в виде ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между нефелином.

В ийолитах отмечается расслоенность, выраженная в обогащении отдельных слоев нефелином (уртитовые прослои), пироксеном (мельтейгиты, якупирангиты) (табл. XII, *4*), меланитом (меланитовые уртиты). Встречаются классические кумулятивные структуры, типичные для магматически расслоенных комплексов (табл. XII, *5*). В этих породах можно выделить две группы. В первой каркас сложен идиоморфными выделениями кумулирующей минеральной фазы (нефелином, пироксеном либо меланитом), во второй доминирует межзерновое пространство, заполненное ксеноморфными кристаллами акцессорных минералов. При этом резко меняется идиоморфизм одного и того же минерала в зависимости от его принадлежности к первой либо второй структурной группе. Например, в меланитовых уртитах меланит идиоморфный, а в уртитах он выполняет промежутки между кристаллами нефелина.

В более позднюю интрузивную фазу формировались ийолиты и сиениты, которые слагают цемент брекчии, развитой в юго-восточной части массива. Сиениты и ийолиты встречаются также в дайках, секущих массив.

Плагиоклаз-оливиновые клинопироксениты слагают субвертикальные и пластовые залежи на островах Маю и Сал. Количественно-минеральный состав пород не остается постоянным, иногда приближаясь к составу оливинового габбро. Так, плагиоклаз составляет 5–25, оливин 15–40, клинопироксен 40–65%. Кроме того, в некоторых породах присутствуют роговая обманка, биотит и калиевый полевой шпат. Пироксен представлен как высоко-, так и низкотитанистыми разностями.

Для всех пород характерно отсутствие офитовых структур, обычны наличие двух генераций у пироксена и (когда его много в породе) оливина, такситовые текстуры с сегрегацией вещества анхимономинерального состава: пироксенового, оливинового или полевошпатового.

Сиенит отличается от эссекситов меньшим цветным числом. Одновременно уменьшается и размер (до 1–2 мм) темноцветных минералов, а также изменяются их форма и состав. У роговой обманки, например, становятся преобладающими резко удлиненные игольчатые формы. В некоторых телах она зональна. Среди пироксенов распространен диопсид. Светлоцветные минералы слагают около 50% объема породы. Они ксеноморфны относительно темноцветных минералов, размер зерен здесь больше, чем в эссекситах, – до 3–4 мм. В некоторых разностях нефелин слагает до 50% светлоцветных минералов, однако цветные минералы не отвечают высокой щелочности (нефелиновый сиенит, фойяит).

Полевошпатовый ийолит встречается относительно редко. В породе приблизительно поровну (по 40%) представлены нефелин и пироксен, а кроме того, отмечаются рудный минерал (10%), оливин (5%) и калиевый полевой шпат (5%). Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Нефелин образует крупные изометричные кристаллы размером до 3 мм, пойкилитово включающие другие минералы. Некоторые их участки (зоны) насыщены тончайшими иголочками пироксена.

Пироксен формирует удлиненные призмы и часто встречается в сростках с кристаллами как пироксена, так и оливина или рудных минералов. Огранка у кристаллов хорошая. Некоторые кристаллы слабо зональны, по их периферии развиваются более титанистые разности. В кристаллах пироксена отмечаются включения рудного минерала, а также апатита. По пироксену развивается бурая роговая обманка.

Оливин образует кристаллы (до 1–1,5 мм) неправильной огранки, он встречается в ассоциации с зернами рудного минерала и, как правило, содержит включения апатита. Рудный минерал связан с апатитом, оливином, пироксеном и образует агрегаты зерен, неравномерно распределенные в породе.

Крупнокристаллические нодули в гипабиссальных и вулканических породах

На островах Сантьягу, Сан-Висенти, Сан-Николау, Маю и Сал в вулканических породах обнаружены нодули крупнокристаллического строения размером от долей сантиметра до 10–20 см. Они, как правило, имеют округлую со сглаженными углами форму и распространены в брекчиях с карбонатным цементом, реже встречаются в лавовых потоках и дайках, некках.

Состав и структура этих нодулей различны, так же как, по-видимому, и их генетическая природа. Так, выше описывались сростки и мономинеральные сегрегации (нодули) пироксенов в лавовых потоках. Идентичность их индивидуальным порфировым выделениям тех же потоков свидетельствует об автохтонности подобных нодулей.

В карбонатитовых брекчиях широко распространены подплавленные нодули габбрового состава. Они сложены зеленым авгитом, апатитом, сфеном, ильменитом, погруженными в маскелинитовое стекло. У кристаллов пироксена (их размер 3–5 мм) при этом

отмечаются признаки плавления граней. В маскелините развиваются точечные газово-жидкие включения. В других случаях на границе плагиоклаз–пироксен отмечена кайма из мелких зерен роговой обманки. Роговая обманка может формироваться и внутри кристаллов пироксена.

Здесь же наблюдаются и нодули мельтейгитового состава, у которых вместо полевого шпата был развит нефелин. По большей части нефелин в этих нодулях изотропизуется, а иногда и плавится с образованием стекла с везикулярными структурами (табл. XII, *6*).

Взаимопереходами связана группа нодулей, различающихся количественными соотношениями пироксена и бурой роговой обманки. Обычно эти минералы поровну слагают породу – пироксеновый горнблендит; кроме них, отмечаются биотит, сфен, апатит, перовскит, титаномагнетит, плагиоклаз. Размеры минералов при этом широко варьируют – от 1–2 мм до 3–4 см. Структурные соотношения также неоднозначны. Они позволяют предполагать в разных случаях относительно раннее формирование как пироксена, так роговой обманки. В некоторых нодулях преобладает либо один, либо другой минерал, в этом случае резко сокращается количество видов и объем второстепенных минералов. В нодулях этой группы признаки плавления обычно отмечаются при наличии в них светлоцветных минералов. Лишь в редких случаях обнаруживается стекло на границе пироксен – роговая обманка. Везикулы в нем выполнены карбонатом.

В фонолитах встречаются ксенолиты сиенитов и порфировидных сиенитов, а также ксенолиты, сложенные незональными аллотриоморфными кристаллами плагиоклаза (андезин-лабрадор), в тесном срастании. Структура таких пород не соответствует представлению о кумулятном их генезисе и отвечает процессу раскристаллизации. С этими ксенолитами ассоциируют "расслоенные" ксенолиты, у которых мономинеральные слои сложены плагиоклазом и роговой обманкой, также находящимися в тесном срастании, без признаков кумуляции (табл. XIII, *1*).

Некоторые нодули имеют разные уровни зернистости. Крупнозернистые "ядра", сложенные оливином и моноклинным пироксеном, цементируются среднезернистым материалом, в котором наряду с пироксеном (он в отличие от пироксена I высокотитанистый) и оливином (характерны округлые зерна) отмечаются нефелин, апатит, а также обособления палагонита и карбоната (табл. XIII, *2*). В других, меланократовых нодулях наблюдаются мелкозернистые лейкократовые обособления.

Представляется, что все названные нодули не являются реликтами магмогенерировавшего субстрата, так как большинство пород нодулей не относится к категории ультраосновных, а именно последние, по общепринятым представлениям, слагают мантию. Кроме того, наблюдаемые в нодулях продукты плавления никак не отвечают наиболее распространенным на островах типам пород.

Подобные ксенолиты описаны в щелочных базальтах и базанитах на о-ве Тенериф [Borley et al., 1971], где они состоят из керсутита, салита, плагиоклаза (андезин), титаномагнетита, апатита, щелочного полевого шпата, пироксенитов, дунитов (оливин – *Fo* № 81–86), габбро и габбро-анортозитов. Ксенолиты анортоклазитовых сиенитов, порфировидных фонолитов с керсутитом встречены в фонолитах. Автор предполагает (с учетом разнообразия ксенолитов), что последние вынесены из расслоенного плутонического комплекса, подстилающего острова. По экспериментальным данным, пироксениты в этом массиве могут быть получены путем аккумуляции из базальтической (щелочно-базальтовой) магмы при 9–10 кбар между 1015–960°С (плагиоклаз при этих условиях не выделяется). Плагиоклазсодержащие ксенолиты образуются при температуре до 900°С. Керсутит образуется в результате перекристаллизации ксенолитов при 950–960°С. Выше 1015°С образуется пироксенит. Обращает на себя внимание, что дунитовые ксенолиты Канарских островов, как и на островах Зеленого Мыса, ассоциируют с габбро-анортозитами, что свидетельствует о близких условиях их формирования на обоих архипелагах. Это подтверждает как "расслоенный" характер ксенолитов, так и наличие в них порфировидных структур.

Акцессорные минералы карбонатитов и нефелиновых анортоклазитов[1]

Изучением акцессорных минералов карбонатитов и нефелиновых анортоклазитов с севера о-ва Сантьягу (район Таррафала) мы занимались специально.

Пробы весом 13–15 кг были раздроблены до +0,25 – –0,5 мм, отмыты водой. Полученный искусственный шлих был разделен в тяжелых жидкостях с последующей сепарацией тяжелой фракции на магните и электромагните.

В карбонатитовом потоке были установлены самородные металлы (цинкистая медь, олово со свинцом, железо, смесь титана и железа), сульфиды (пирит, халькопирит), окислы (перовскит), минералы группы пирохлора (вестернит, коппит, браунит, пиролюзит, гематит, лимонит), силикаты (гранат, диопсид, ортит, эпидот, сфен), а также фосфаты (апатит).

В пробе из фонолит-анортоклазитовой экструзии горы Грациоза установлены пирит, перовскит, циркон, рутил, лимонит, апатит, эпидот, оливин, пирохлор (табл. XIII, *3*), сфен, силикатный шарик и цинкистая медь.

Размер акцессорных минералов колеблется от 0,01–0,1 мм (у пирохлора и перовскита) до 0,25 мм (у сфена). При этом форма их в карбонатитах более совершенна, чем в фонолитах.

Некоторые из минералов были дополнительно исследованы прецизионными методами: электронной микроскопией, оже-спектроскопией, микрозондовым и рентгеновским анализом. В камере Гондольфи получены дебаеграммы отдельных кристаллов пирохлора из карбонатита: 1) с четкими линиями 3,01(10); 1,851(10); 1,576(10); 1,067(10); 1,006(10), что соответствует по РОМ-342 коппиту; 2) с четкими линиями 3,00(10); 1,85(10); 1,56(10); 1,198(10); 1,16(10); 1,065(10); 1,003(10), что соответствует по ASTM вестерниту. Дебаеграмма пирохлора из анортоклаза дала следующие характерные линии: 2,715(10); 1,566(10); 1,211(10); 1,026(10); 1,021 (10), что соответствует по ASTM лопариту. Диопсид из карбонатита идентифицирован по следующим линиям дебаеграммы: 3,01(10); 2,552(10); 1,759(10); 1,429(10); 1,073(10).

В сканирующем электронном микроскопе получены снимки топографии поверхности и структура сколов зерен пирохлора, апатита, перовскита. При больших увеличениях (X 50 000) во всех минералах обнаруживается ячеистое строение (табл. XIII, *4*). Ячеи, близкие к изометричной форме и размером в сотни ангстрем, в свою очередь, как это хорошо видно на примере диопсида (табл. XIII, *5*), слагают микронные кристаллики, а последние формируют более крупные кристаллические агрегаты, объединенные единым кристаллографическим контуром. Эти агрегаты образуют отдельные кристаллы в породе.

Рентгеноспектральным анализом определены составы сфена, пирохлора, перовскита, апатита, силикатного шарика, сферолита из карбонатитов и анортоклазитов (табл. 15).

Из таблицы видно, что сфен карбонатитов отличается от сфенов анортоклазита практическим отсутствием РЗЭ и повышенным содержанием Ti и Fe. Апатит карбонатита также не содержит РЗЭ. Различные генерации сфена анортоклазита, в свою очередь, несколько различаются по содержанию РЗЭ. Перовскиты разнообразнее представлены в карбонатите. Среди перовскитов выявляется генерация, общая для анортоклазитов и карбонатитов. Аморфный шарик, содержащий кремний, имеет состав, не соответствующий каким-либо минеральным фазам.

Особый интерес представляют находки в карбонатите самородных металлов – цинкистой меди, олова в смеси со свинцом, железа и природной металлической смеси титана и железа. Единичные выделения этих минералов встречены в сростках с мелкокрис-

[1] Раздел написан совместно с Н.А. Ашихминой.

Таблица 15

Химический состав акцессорных минералов из карбонатита и анортоклазита

Компонент	Сфен из				Перовскит из				Пирохлор из карбонатита	Шарик из анортоклазита	Апатит из карбонатита
	карбонатита	анортоклазита			анортоклазита	карбонатита					
SiO_2	30,52	30,35	29,18	29,88	0,06	0,04	–	–	0,00	15,10	0,56
TiO_2	37,05	34,93	35,51	36,16	57,50	58,76	56,98	56,98	4,69	43,35	–
Al_2O_3	0,17	1,87	1,40	1,53	0,08	0,13	0,06	0,13	–	2,36	–
FeO	1,47	1,75	1,62	1,39	0,72	0,73	0,86	0,99	0,17	10,08	–
MnO	0,04	0,13	0,18	0,13	0,03	0,03	0,03	–	0,09	12,52	–
MgO	–	–	–	–	–	–	–	–	–	3,32	–
CaO	25,70	25,25	25,28	25,39	37,23	37,88	37,58	36,21	16,05	12,00	53,13
Na_2O	0,24	–	–	–	0,07	0,00	0,15	0,07	7,87	0,09	–
K_2O	–	–	–	–	0,01	–	–	–	–	0,70	–
P_2O_5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	38,58
Ce_2O_3	0,00	0,66	0,85	0,64	0,34		0,49	1,33	1,37	–	0,00
La_2O_3	0,00	0,25	0,27	0,12	0,27		0,26	0,54	–	–	0,00
Y_2O_3		0,17	0,00	0,08	0,00	0,20	0,06	0,00	0,47	–	0,00
Nd_2O_3	0,00	0,17	0,29	0,51	0,16	–	0,16	0,58	0,49	–	0,00
Pr_2O_3	–	–	–	–	–	–	0,01	0,13	0,16	–	0,00
Cr_2O_3	–	–	–	–		–	–	–	–	0,06	–
ZrO_2	0,00	–	–	0,16	0,00	–	0,47	0,11	0,04	–	–
Nb_2O_3	1,30	–	–	0,40	0,44	–	0,47	0,36	57,55	–	–
Сумма	95,76	95,88	95,42	96,39	96,91	97,78	97,11	97,56	88,97	99,58	92,27
Nb/Ti X10	0,46	–	–	0,14	0,098	–	0,106	0,081	–	–	–
Nd/La	–	–	–	–	0,6	–	0,62	1,01	–	–	–

Таблица 16

Химический состав самородных металлов из карбонатитов (север о-ва Сантьягу)

Элемент	Цинкистая медь	Природный сплав олова и свинца				Железо самородное	
Cu	77,11	–	–	–	–	0,08	0,05
Zn	19,55	–	–	–	–	–	–
Sn	–	94,15	85,06	17,05	6,89	–	–
Pb	–	2,96	15,85	79,19	82,65	–	–
Fe	–	–	–	–	–	97,79	97,35
Ni	–	–	–	–	–	0,01	0,05
Cr	–	–	–	–	–	0,03	0,05
Si	–	0,49	0,14	–	–	0,17	0,15
Mn	–	–	–	–	–	0,51	0,42
Ti	–	–	–	–	–	–	–
S	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,66	97,60	101,05	96,24	89,54	98,59	98,07

Примечание. Микрорентгеноспектральный анализ, аналитик Г.Н. Муравицкая.

таллическим агрегатом карбоната (породы), что служит подтверждением первичности их происхождения.

Самородное железо обнаружено в виде неправильных твердых ковких сильно магнитных пластинок размером 0,1–0,5 мм. Их поверхность покрыта пленкой гидроокислов железа, которые пропитывают и сросшиеся с железом карбонаты. В ходе обработки карбонат и гидроокислы железа были удалены концентрированной соляной кислотой, что позволило выявить чешуйчатое строение пластинок и бугорчатый микрорельеф их поверхности. Цвет на свежем изломе стально-серый с бронзовым отливом. На дебаеграмме фиксируются линии, характерные для α-Fe: 2,24(5); 2,030(10); 1,70(2); 1,433(5); 1,407(2); 1,17(8); 1,118(2); 1,015(10) ([ASTM6-0696] α-Fe).

Микрозондовый анализ показывает почти чистое самородное железо с незначительным количеством примесей (табл. 16).

Оже-спектры выявили железо в металлической (Fe^0) и окисленной (до Fe^{3+}) формах с примесями кремния, кальция, а также кислорода и серы.

Природный сплав олова и свинца образует мелкие (0,1–0,4 мм) шаровидные и пластинчатые выделения с матовой микробугорчатой поверхностью или встречается в сростках с другими самородными металлами.

Получена дебаеграмма одной из таких частичек. На дебаеграмме, помимо линий свинца: 3,14(3); 2,866(10); 2,484(10); 1,934(2); 1,752(10); 1,642(2); 1,493(10); 1,426(4); 1,250 (2); 1,238(2); 1,218(1); 1,134(9); 1,104(9); 1,009(10), присутствуют линии олова: 2,916(2); 2,805(2); 2,066(2); 2,030(7); 1,663(2); 1,460(2); 1,444(2); 1,307(2); 1,294(2); 1,206(4); 1,097(3); 1,042(4); 1,033(2); 1,026(4).

Микрозондированием установлено, что в преобладающей фазе свинецсодержащего олова (см. табл. 16) самородный свинец с примесью олова распределен неравномерно и образует самостоятельные неправильные (2–10 мкм) выделения, создавая субграфическую структуру природного свинцово-оловянного сплава. Соотношения между оловом и свинцом в сплаве изменяются в широких пределах как в существенно оловянной, так и в преимущественно свинцовой фазе (см. табл. 16), что характерно для интраметаллических соединений свинца и олова. Оже-спектроскопическое изучение дополнительно показало, что свинец присутствует не только в самородной фазе, но и в виде сульфида. Это заключение подтверждено и на микрозонде при характеристическом рентгеновском излучении олова и свинца.

Цинкистая медь образует удлиненные выделения неправильной формы и наблюдается в срастании с природным сплавом олова и свинца. Содержания цинка (около 20%) соответствуют наиболее обедненным цинком разностям природной цинкистой меди.

На дебаеграмме цинкистой меди присутствуют основные характерные линии этого минерала: 2,344(4); 2,122(10); 2,033(3); 1,838(8); 1,433(3); 1,299(9); 1,220(3); 1,169(3); 1,105(10); 1,058(9). Параметр элементарной ячейки a = 3,67 Å с кубической F-решеткой. Выделения цинкистой меди окружены тонкой высокоотражающей каемкой, которая, по данным микрорентгеновского зондирования, сложена железом и кремнием. Результаты расчета рентгенограммы позволяют предположительно диагностировать железо-кремнистую фазу, как фердисилицит (табл. XIII, *б*).

Самородный титан в смеси с железом обнаружен в виде мелкой (~0,1 мм) частицы желтовато-золотистого цвета с ребристой поверхностью. Ее оже-спектроскопическое изучение показало, что, кроме титана и железа, присутствуют примеси кремния, кальция и хлора, которые распределены неравномерно в объеме частицы. Линии титана показывают, что он частично находится в восстановленном состоянии и что в этом случае обнаруживается разновалентное (вплоть до Fe^0) железо.

Субмикростроение закалочных скелетообразных кристаллов[1]

Многие кристаллы вулканических и субвулканических пород островов Зеленого Мыса имеют скелетообразную форму (см. выше), признаки формирования in situ. Типичными и удобными для исследования высокоразрешающими методами кристаллами являются мегакристы пироксена из щелочных пикробазальтовых лав вулкана Фогу.

Пироксены либо образуют фенокристаллы в потоках, либо встречаются в эксплозивных выбросах. Размеры кристаллов варьируют от 1 мм до нескольких сантиметров. Часто наблюдается "сотовая" структура, характерная для скелетных образований. Состав пироксена (в %): SiO_2 49,85; TiO_2 0,83; Al_2O_3 4,86; FeO 5,64; MnO 0,12; MgO 16,25; CaO 24,86; K_2O не обн.; Na_2O 0,01. Состав вмещающей породы (в %): SiO_2 42,04; TiO_2 3,46; Al_2O_3 11,85; FeO 13,17; MnO 0,18; MgO 10,38; CaO 13,96; Na_2O 2,84; K_2O 1,60; п.п.п. 0,22.

Исследованный кристалл имел размеры 8 × 6 × 4 мм. Количественные химические характеристики получены на спектрометре VGHB-100 с последовательным использованием метода рентгеновского флюоресцентного анализа (РФА), метода рентгеноэлектронной спектроскопии (РЭС) и, наконец, метода вторичной ионной масс-спектроскопии (ВИМС). Конструкция прибора позволяла исследовать комплексом методов одни и те же участки образца. Внутренние зоны кристалла вскрывались при его раскалывании с помощью специального устройства в препарационной камере, стыкованной с аналитической камерой спектрометра. Вакуум камеры перед раскалыванием кристалла составлял 10^{-8} Па. Чтобы исключить возможность протекания реакций гидролиза на поверхности сколов, раскалывание кристалла проводили при продувке его сухим азотом. Было проанализировано восемь сколов данного кристалла.

Фотоэлектронные спектры от свежих поверхностей сколов были получены с использованием рентгеновского излучения AlK_α – ($h\nu$ = 1486,6 эВ). Разрешение спектрометра было не ниже 1 эВ. Энергии связи фотоэлектронов определяли с точностью до ± 0,1 эВ. Спектрометр VGHB-100C с анализатором CLAM-100 был прокалиброван по линиям Au $4f_{7/2}$ = 84,0 ± 0,1 эВ и Cu $2p_{3/2}$ = 932,5 ± 0,1 эВ. Линейность энергетической шкалы была проверена с использованием дуального алюминий-магниевого анода по линии Ag $3d_{5/2}$ ($E_{св}$ = 368 эВ). Накопление и обработку всех спектров проводили с использованием ЭВМ "Apple IIe". Энергии связи всех спектров отнесены к линии CIS с энергией связи 285 эВ.

Спектры РФА регистрировали с использованием рентгеновского спектрометра Si(Li)-LINK 1000.

[1] Раздел написан совместно с Е.Н. Лубниным.

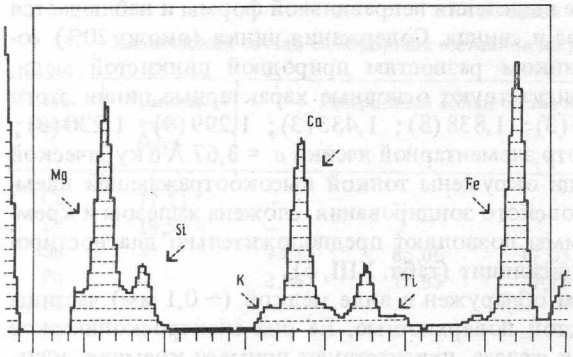


Рис. 41

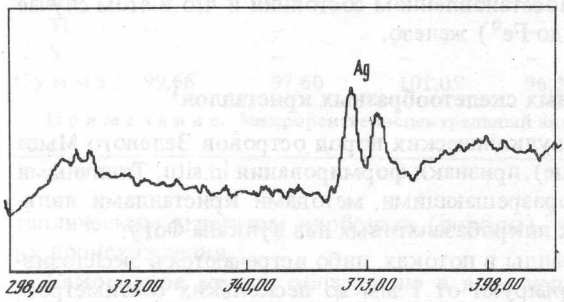


Рис. 42

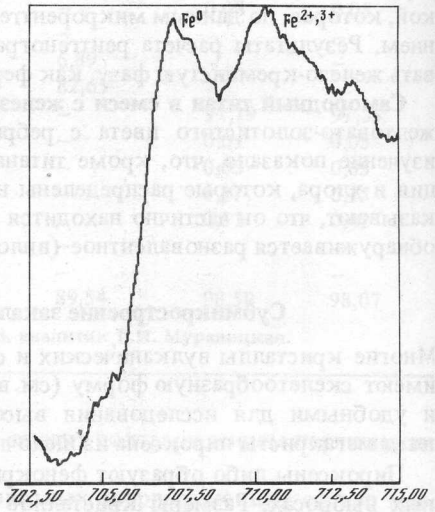


Рис. 43

Рис. 41. Рентгенофлюоресцентный спектр пироксена

Рис. 42. Рентгеноэлектронный спектр пироксена с линией металлического серебра

Рис. 43. Рентгеноэлектронный спектр пироксена с линиями восстановленного железа

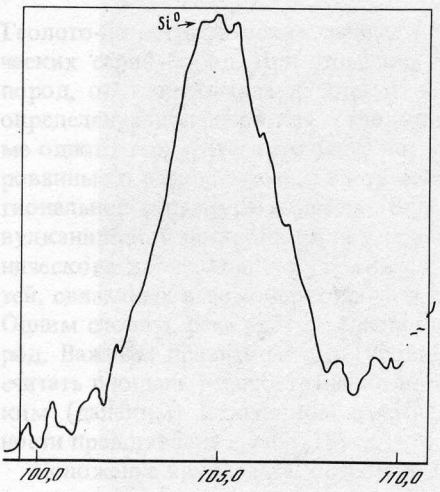
После анализов сколов неразрушающими методами их состав исследовали методом ВИМС. Облучение поверхности сколов вели пучком ионов Ar с энергией 2 кэВ и силой тока 5 нА. Данные условия анализа соответствуют статическому режиму ВИМС. Внутренняя структура кристалла пироксена исследовалась с помощью электронного микроскопа методом реплик со сколов.

Спектральные данные, полученные с помощью метода РФА, показывают наличие в пироксене Si, Ca, Ti, Mg, K и Fe (кислород этим методом не детектируется) (рис. 41). Характерна хорошая воспроизводимость нормализованных интенсивностей для обнаруженных элементов: разброс значений интенсивностей выхода рентгеновских квантов при переходе от скола к сколу не превышал 8%. Это позволяет заключить, что интегральные характеристики состава кристалла не испытывают значительных отклонений в объеме кристалла (объем анализируемых областей до 1 мкм^3).

Метод РЭС позволяет получать информацию о локальной неоднородности поверхностного слоя (глубиной 1–5 нм). Характерные данные фотоэлектронных спектров для поверхности восьми сколов кристалла пироксена приведены в табл. 17.

Видно, что энергии связи всех $2p$-электронов для минералообразующих элементов Fe, Ti, Ca, Si, Mg у семи сколов различаются мало, что свидетельствует об общей гомогенности химического состава кристалла (см. табл. 17). Их значения соответствуют окисленным формам этих элементов. Существенные отличия по локальному составу были обнаружены в поверхностных слоях восьмого скола кристалла.

На рис. 42 представлен РЭС-спектр от этого скола, указывающий на присутствие в кристалле серебра. Линия Ag $3d_{5/2}$ отвечает 368,0 ± 0,1 эВ энергии связи, что соответствует неокисленному состоянию серебра. В спектрах линий Fe $2p_{3/2}$ и Si $2p$ (рис. 43, 44)



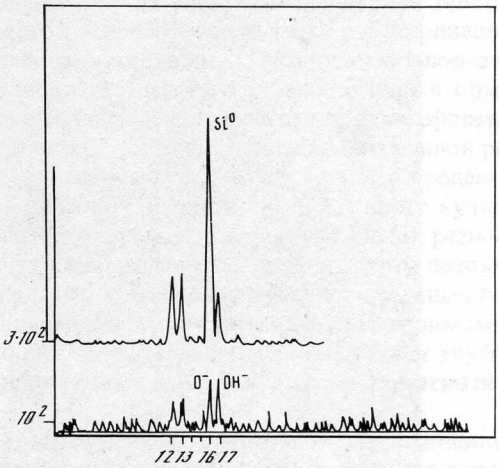


Рис. 44. Рентгеноэлектронный спектр пироксена с линией восстановленного кремния

Рис. 45. Масс-спектр аномального скола пироксена с линиями, соответствующими OH^-

выявляются низкоэнергетические линии, отвечающие энергии связи 707,2 эВ для Fe и 98,0±0,2 и 101,1±0,2 эВ для Si. Указанные энергетические положения Fe $2p_{3/2}$ ($E_{св}$ = = 707,2 эВ) и Si ~ $2p$ ($E_{св}$ = 98,0 эВ) близки к значениям энергий связи для металлического железа и кремния в нульвалентном состоянии. Регистрируемый в спектре РЭС небольшой сдвиг линии Fe $2p_{3/2}$ в сторону большей энергии, а также увеличение энергии на 0,37 эВ спин-орбитального расщепления по сравнению с эталонными для металлического железа значениями объясняются переносом некоторой доли заряда с атомов Fe на окружающие атомы. Подобными атомами, скорее всего, являются атомы Si, которые обладают наибольшей электроотрицательностью из всех минералообразующих элементов пироксена (Ca, Ti, Mg, Si). Полученные методом РЭС результаты находятся в соответствии с данными по оже-спектроскопии, которые также выявили в изучаемых пироксенах области, содержащие наряду с окисленными нульвалентные формы Si, Fe [Природные..., 1987]. Диаметр этих областей оценивался в 15–30 мкм.

Дополнительная информация о составе поверхности сколов была получена с использованием метода ВИМС, который позволяет детектировать ионы в составе образца. Для семи сколов масс-спектры отрицательных ионов оказались простыми; они определяются только O^- (m/e= 16). Масс-спектр от поверхности восьмого, "аномального" скола также оказался аномальным: в нем наряду с O^- фиксируются ионы с m/e= 17, которые

Таблица 17

Энергии связи фотоэлектронных линий

Скол	Fe $2p_{3/2}$	Ti $2p_{3/2}$	Ca $2p_{3/2}$	Si $2p$	Mg $2p$
1	711,1	459,2	347,0	102,9	50,2
2	711,3	458,7	346,8	103,1	50,4
3	710,8	458,5	346,9	103,0	50,6
4	710,4	459,1	347,1	102,2	50,1
5	711,4	459,2	347,3	103,4	50,3
6	711,1	458,6	347,2	103,1	50,8
7	711,2	459	347,0	103,6	50,7
8	707,2; 710,4	459	347,0	98,0; 101,1; 103,0	50,6
		–	–		–

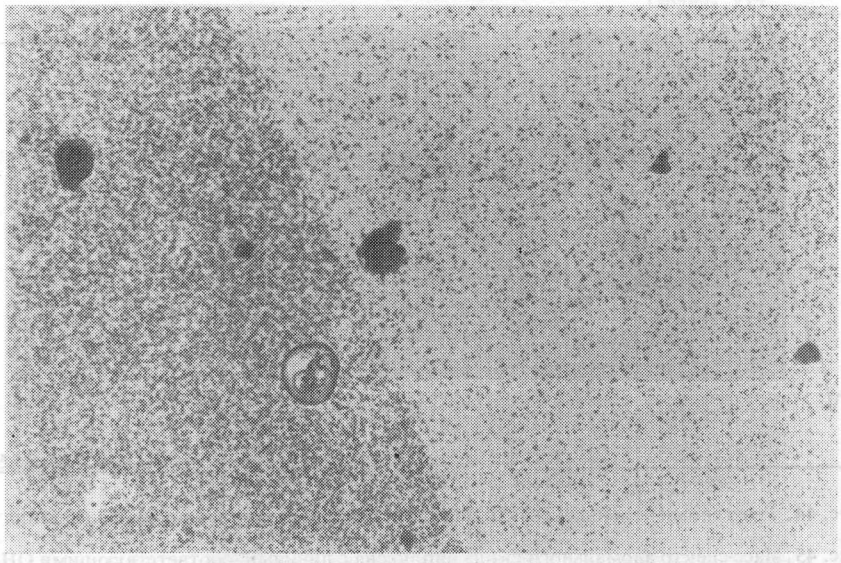


Рис. 46. Микроглобулярная структура пироксена
Снимок в электронном микроскопе с реплики скола. × 7000

можно отнести к ионам OH^- (рис. 45). Подобный спектр не противоречит предположению, что в анализируемом локальном объеме присутствовала гидроксильная группа.

Наконец, под электронным микроскопом в репликах со сколов выявляется микроглобулярная структура пироксена. Наряду с элементарными глобулями (десятки ангстрем) обнаруживаются и их агрегаты, слагающие шаровидные обособления размером 100–1000 Å (рис. 46).

Кроме пироксена, методами электронной микроскопии были исследованы и другие ранние закалочные минералы вулканических и субвулканических пород – многие акцессорные минералы (см. выше), в частности апатит. При больших увеличениях в растровом режиме также выявляется субмикроячеистое строение, принципиально подобное строению пироксена. Здесь кроме того обнаружены поры, свидетельствующие о наличии газовых обособлений в теле минерала. Таким образом, субмикронеоднородность в различных проявлениях, по-видимому, является общим свойством закалочных кристаллов изученных пород.

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ

Изучение минералогии и петрографии магматических пород островов Зеленого Мыса проводили различными методами. Объективно полученные данные в ряде случаев при их приложении к генетическим вопросам могут быть истолкованы неоднозначно. В заключительных разделах этой главы интерпретация данных проводится с позиций ликвации (Д.И. Фрих-Хар – приверженец ликвационной гипотезы). Эти взгляды отличаются от представлений, развиваемых в следующей, пятой главе (ее автор Л.И. Когарко отстаивает положения концепции кристаллизационной дифференциации). Мы полагаем, что подобный подход к рассмотрению особенностей пород островов Зеленого Мыса поможет читателю создать более объективное представление о них и в конечном итоге, по-видимому, будет в большей степени способствовать раскрытию многообразия петрологических процессов, сформировавших всю гамму магматических пород архипелага.

Комагматичность пород

Геолого-петрографические данные использованы прежде всего для выявления генетических серий пород. При этом под генетической серией подразумевается ассоциация пород, образовавшаяся из одного магматического источника. Очевидно, что под это определение попадают как совокупности одновозрастных пород, залегающих в объеме одного геологического тела, так и породы, сближенные в пространстве, но сформированные в разное время. Генетические серии пород могут образовываться в единой региональной структуре в течение одного тектоно-магматического импульса, в пределах вулканической постройки или в объеме серии потоков, изливавшихся из одного вулканического жерла. Они могут также образовать совокупность петрографических разностей, связанных взаимопереходами в плутоническом массиве или даже лавовом потоке. Одним словом, речь идет о разном уровне родства, комагматичности тех или иных пород. Важным признаком его (уровня) в первом приближении следует, по-видимому, считать площадь распространения пород ассоциаций: чем она больше, тем с более глубоким (далеким) источником связана. Принципиальная иерархия степени комагматичности представлена в табл. 18.

Положение архипелага островов Зеленого Мыса в Атлантическом океане, принципиальная схожесть геологического строения отдельных островов, подобие составов пород и их наборов на всех островах при общем отличии от обычных для океана MORB базальтов – все это свидетельствует об образовании магматических пород островов за счет единого исходного магматического источника. Его площадь, по-видимому сопоставимая с ареалом, занятым архипелагом, составляла примерно 4000 км^2, объем – не менее объема его магматических пород.

В главе второй показано, что основным геологическим элементом инфраструктуры островов являются щитообразные вулканические постройки того или иного масштаба. Они целиком слагают такие острова, как, например, Сан-Висенти, Фогу, вероятно, Брава, либо занимают ту или иную часть острова (Сантьягу, Сан-Николау, Боавишта, Сан-Антуан, Сал). Каждая из построек обладает спецификой состава пород, их количественных соотношений. При этом поступление магматического материала при формировании построек происходит из различных жерл, как правило, каждому жерлу соответствует свой состав лавы, обусловленный, по-видимому, составом магмы в магматической камере. И тем не менее очевидно, что постройки формируются в результате закономерно развивающихся магматических процессов, связанных для каждой постройки со своим магматическим очагом.

Вулканические постройки на островах проявляются как совокупность линзовидных покровов эффузивов, залегающих друг на друге либо согласно, либо с вулканическими несогласиями. Каждый покров образован из одного жерла и часто сложен изохимическими потоками. Таковы покровы пикробазальтового состава у пос. Таррафал и г. Прая (о-в Сантьягу), на горе Кейша и горе Верде (юго-запад о-ва Сан-Висенти), на горе Пинозо (о-в Маю); мелилитового – на горе Баталью (о-в Маю) и горе Верде (Сан-Висенти). Трахибазальты образуют серию маломощных потоков на западе о-ва Сан-Николау, их покровы известны также на о-ве Сан-Висенти. Нефелиновые потоки слагают покровы на о-ве Боавишта и часть экструзии горы Грациоза (о-в Сантьягу). Подобные серии с полным основанием следует рассматривать как производные одной магматической камеры. Геологические наблюдения свидетельствуют о том, что время функционирования камер может быть достаточно длительным, так как покровы состоят зачастую из многих потоков, разделенных слоями осадочных пород (например, калькарениты в покрове пикробазальтов у пос. Таррафал). Вместе с тем в этих камерах, формировавших изохимические покровы, по-видимому, практически не происходило никакой дифференциации. Контрастное переслаивание пород различного состава в единых разрезах (например, фонолита и пикрита в разрезах у пос. Таррафал) свидетельствует о том, что камеры различного состава сосуществовали одновременно.

Таблица 18

Уровни комагматичности пород

Уровень комагматичности	Геологическое проявление комагматических пород	Исходный магматический резервуар
I	Ассоциация близкоодновозрастных магматических тел в пределах крупной ($n \cdot 1000$ км^2) структуры	Магматический источник
II	Крупный полифазный плутонический массив, вулканическая постройка	Магматический очаг
III	Вулканический покров Плутонический массив	Магматическая камера
IV	Лавовый поток Интрузивная фаза	Порция магмы, формирующая конкретное геологическое тело
V	Такситовая (неоднородная) порода	Фракция магмы, отвечающая по составу породе

Многие магматические тела (дайки, потоки, плутоны) имеют неоднородное строение, обусловленное чаще всего чередованием контрастных лейкократовых и меланократовых пород либо пород близкого состава (пикритов и трахибазальтов). Слоистость, как это можно наблюдать в дайках и плутонах, может быть близкой к вертикальной или субгоризонтальной (в потоках). Однако и в тех и в других она, по-видимому, сформировалась до поступления магмы на место их становления. Это очевидно в отношении вертикальных залежей. В горизонтальных же вулканических телах отмечаются, например, линзы агломератов, которые, конечно, должны были препятствовать расслоению, дифференциации, если бы она происходила in situ. Внутри этих тел есть "слои", сложенные стекловатыми афировыми породами, имеющими резкие границы с относительно кристалличными разностями. Такое строение потоков означает, что на месте становления пород не происходило каких-либо перемещений в вертикальном направлении взвешенных в лаве ингредиентов, что делает предположение о предварительном расслоении в магматической камере справедливым и для субгоризонтальных расслоенных геологических тел.

Неоднородность проявляется также в наличии обособлений, чаще всего контрастного состава по отношению к матрице. Они обычно имеют округлую или жилкообразную форму, свидетельствующую об образовании их на жидкой стадии. Размеры обособлений изменяются от долей миллиметра до 1 м. По составу они могут быть как сложными, так и простыми (палагонитовые или смектитовые), а чаще – лейкократовыми (анальцимовые, цеолитовые, карбонатные, плагиоклазовые, нефелиновые, анортоклазовые). Часто в этих обособлениях наряду с преобладающим минералом присутствуют и второстепенные (пироксен, апатит, эгирин, биотит, роговая обманка) (табл. IV). В дайке лампрофира, наблюдавшейся на юге о-ва Сал, отмечается разделение вещества с обособлением в центральной части меланократовых эллипсоидальных выделений размером 0,5–1 м (вся мощность дайки 2 м). В этих обособлениях располагается афировый плагиоклазсодержащих пикрит (авгитит). Приконтактовые зоны дайки слагает относительно лейкократовый роговообманково-плагиоклазовый лампрофир. В переходных зонах наблюдается тонкое чередование микроскопических слойков лампрофира, пикрита, пикробазальта. При этом отдельные слойки даже близ-

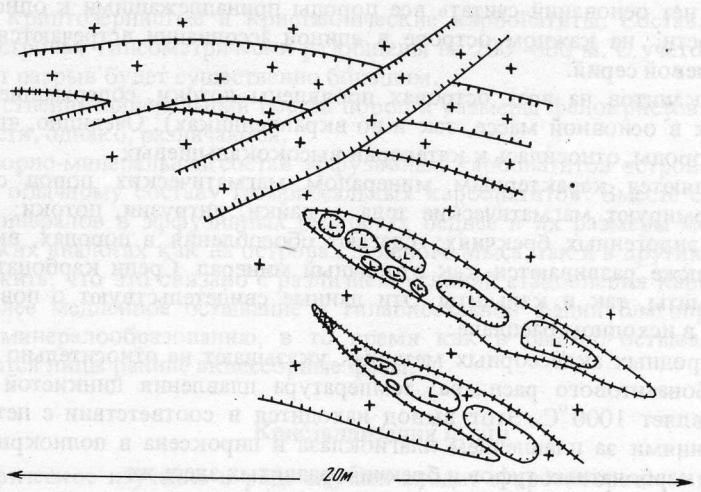


Рис. 47. Обособления лейкобазальтов в лампрофирах
1 – лампрофиры; *2* – лейкобазальты; *3* – карбонатовая сегрегация; *4* – зоны закалки

кого состава различаются по степени кристалличности (табл. XV). Следует отметить также обособления лейкобазальтов в лампрофировых силлах на о-ве Маю (рис. 47).

Примечательно, что и сама структура пород отражает микродифференциацию с обособлением тех же ингредиентов, что и в более значимых геологических объектах. Так, наблюдается мозаичное распределение пироксена и нефелина (или плагиоклаза) в нефелините (или в тефрите), карбоната и анортоклаза или альбита-олигоклаза в карбонатитоиде. В результате порода представляет собой мозаично построенный "комплекс" из микрообъемов более простых (элементарных по отношению к первой) пород, очевидно комагматичных между собой. Такими комагматичными породами в наших примерах являются пироксенит, авгитит, нефелинсодержащий пикрит, оливиновый меланефелинит, пикробазальт в меланократовой фракции; фонолит, анортоклазит, нефелинит, муджиерит в лейкократовой фракции нефелинитов, щелочных базальтов, лампрофиров; карбонатит, анортоклазит, фонолит в карбонатитоидах.

Текстурные соотношения в общем случае не противоречат предположению как о выделении микроингредиентов in situ, так и о формировании их на более ранних стадиях существования расплава.

Таким образом, одни и те же виды магматических пород оказываются разделенными (индивидуализированными) и сопряженными на микро-, макро- и мегауровнях исследования. Это подтверждает их общую комагматичность в магматическом источнике и позволяет предположить, что образование значительных объемов той или иной породы происходит путем агрегации ее микрообъемов. Сами микрообъемы, скорее всего, возникают на ранних стадиях дифференциации магмы путем расщепления ее на соответствующие жидкости. Общая тенденция – разделение лейкократовой и меланократовой фракций вплоть до выделения соответствующих мономинеральных сегрегаций. Это подтверждается тем обстоятельством, что уже стекловатые породы зачастую имеют мозаичную структуру с обособлением в микрообъемах меланократовой и лейкократовой фракций.

Общая характеристика источника определяется "сквозными" свойствами пород. Бóльшая часть пород, развитых на островах, относится к щелочному ряду. Петрографически это выражается в развитии титанистого авгита, эгирин-авгита, керсутита, биотита, калиевого полевого шпата, калинатрового полевого шпата, нефелина, анальцима. Указанные минералы образуются на разных этапах (в том числе и на ранних) становления пород и таким образом определяют щелочной характер магмы, как в источнике (очаге), так и на стадии формирования конкретных геологических тел.

В то же время нет оснований считать все породы принадлежащими к одному типу серий по щелочности; на каждом острове в единой ассоциации встречаются породы и калиевой и натриевой серий.

В разрезах вулканитов на всех островах проявлены потоки, содержащие модельный мелилит (как в основной массе, так и во вкрапленниках). Очевидно, что магма, генерировавшая породы, относилась к категории высококальциевых.

Карбонаты являются характерным минералом магматических пород островов. Они целиком формируют магматические тела – дайки, интрузии, потоки; цементируют обломки в эндогенных брекчиях; слагают обособления в породах, включения в минералах, а также развиваются как вторичный минерал. Среди карбонатов отмечаются как доломиты, так и кальциты. Эти данные свидетельствуют о повышенной роли углекислоты в исходном расплаве.

Данные о самородных акцессорных металлах указывают на относительно высокую температуру карбонатитового расплава: температура плавления цинкистой меди из карбонатов составляет 1000 °С. Этот вывод находится в соответствии с петрографическими наблюдениями за плавлением плагиоклаза и пироксена в полнокристаллических обломках из карбонатных туфов и брекчий, развитых здесь же.

Очевидно также, что карбонатитовый расплав характеризовался восстановительной обстановкой, которую, как это можно предположить на основании дискретного распределения восстановленных форм, определяли газовые компоненты. Подобным свойством обладали и расплавы других составов, о чем свидетельствует повсеместное преобладание в эффузивах закисного железа над окисным.

Другие признаки подтверждают комагматичность на уровне магматического очага. Например, приведенные данные по акцессорным минералам подтверждают генетическое родство обычно ассоциирующих в пространстве и сближенных во времени карбонатитов и фонолитов – и в тех и других наблюдается общая сквозная генерация перовскита.

Акцессорные фазы карбонатитового расплава формируются разновременно и последовательно. Имеющиеся данные в некоторых случаях позволяют наметить эту последовательность. Так, "сквозная" генерация перовскита обособливалась в исходном расплаве еще до разделения карбонатита и фонолита. При последующей дифференциации она оказалась захваченной соответственно обоими расплавами. В дальнейшем в фонолитовом расплаве происходило формирование новых генераций перовскита, а также сфена. При этом, судя по индикаторным отношениям редких земель, более поздняя, "собственно" фонолитовая генерация (II) перовскита образовалась при сравнительно меньшей кислотности в сравнении со "сквозной" ранней генерацией (I) (Nb/Ti_{II} = = 0,81 против Nb/Ti_I = 0,106; Nd/Ce_{II} = 1,01 против Nd/Ce_I = 0,6). Сфен в фонолите (II) формировался при большей кислотности, чем сфен карбонатита (I) (Nd/Ti_{II} = = 0,46 против Nb/Ti_I = 0,14).

Другой особенностью магм является, по-видимому, повышенное водосодержание, о чем свидетельствуют обособления смектита и хлорофеита, сегрегации роговой обманки и анальцима как в породах, так и в минералах. О магматическом отделении вещества гидроксилсодержащих минералов указывает их соотношение с другими породообразующими минералами. Видимо, обособление вещества, обогащенного водой, имело разный масштаб. На субмикроуровне обнаруживаются гидроксилсодержащие неоднородности в пироксенах; обособления анальцима в эффузивах достигали в поперечнике нескольких сантиметров.

Вулканоплутонический характер магматизма

Среди пород островов Зеленого Мыса выделяются практически изохимические разности, различающиеся по глубине формирования и степени кристалличности. Это оливин-пироксеновые базальты и плагиоклаз-оливиновые пироксениты, субвулканический биотит-пироксеновый пикрит и пироксеновый пикрит потоков, нефелиновый сиенит-

фонолит, криптозернистые и кристаллические карбонатиты. Составляющие эти пары тела на островах гипсометрически разобщены на 200–800 м. С учетом находок ксенолитов этот разрыв будет существенно бо́льшим.

Количественно-минеральный состав пород и размеры фенокристов в разных фациях глубинности, однако, различаются.

Акцессорно-минеральный состав эффузивных карбонатитов островов Зеленого Мыса близок к обычному составу гипабиссальных карбонатитов. Вместе с тем набор акцессорных минералов в эффузивных разностях беднее и их размеры меньше, чем в кристаллических аналогах как на островах Зеленого Мыса, так и в других регионах. Можно предположить, что это связано с различием условий становления карбонатитового расплава: более медленное остывание в гипабиссальной фации благоприятствует акцессорному минералообразованию, в то время как в быстро остывающих эффузивах фиксируются лишь ранние акцессорные фазы.

Кристаллизация in situ

Петрографическое изучение в ряде случаев входит в противоречие с широко принятой в геологической литературе гипотезой кристаллизационной дифференциации и показывает, что кристаллогравитационное фракционирование не являлось во всех случаях ведущим механизмом эволюции исходных расплавов. Например, задокументировано несколько разрезов последовательно залегающих потоков на горе Верде (о-в Сан-Висенти), у горы Грациоза (о-в Сантьягу), в докальдерном комплексе (о-в Фогу), в которых потоки различаются не только количеством вкрапленников, но и их морфологией, размером, а иногда составом (для клинопироксенов это фиксируется, в частности, уже по их окраске). Отсутствие общих "сквозных" фаз в последовательных потоках, в разнофациальных аналогах пород противоречит представлениям о существовании в исходном расплаве в доэруптивную стадию "интрателлурических" кристаллов, необходимых для кристалло-гравитационной дифференциации.

В главе второй уже описывались крупные дифференцированные расслоенные потоки, в том числе и с внутренними агломератовыми зонами. Очевидно, что в подобных потоках минералы не могли перемещаться, если бы они были в лаве к моменту излияния.

В то же время ряд наблюдений свидетельствует о формировании минералов in situ на месте становления пород. Так, в дайковых телах устанавливаетя увеличение размеров и количества порфировых выделений в направлении от контакта, меняется состав одноименных минералов. При этом ширина афировых зон, как правило, выше в маломощных залежах.

В шаровых обособлениях ("пиллоу") лампрофировых даек и силлов (о-в Маю) в направлении от контакта внутрь шаров прослеживается усложнение структурного рисунка. Акристалличная и афировая в эндоконтакте порода сменяется порфировой, насыщенной выделениями скелетообразного плагиоклаза.

Наблюдаемая неоднородность количественно-минерального состава пород и их структуры в некоторых случаях также подтверждает предположение о кристаллизации in situ. Так, в долине р. Рибейра Брава (о-в Сан-Николау) среди темных оливиновых меланефелинитов, слагающих, по-видимому, пластовую интрузивную залежь, выходят серые средне- и крупнозернистые пористые породы плутонического облика мельтейгит-ийолитового состава. Видимая площадь выходов до 100 м^2. Породы, в свою очередь, неоднородны. Отмечаются линзы, неправильные участки, обогащенные нефелином. Кроме того, наблюдаются участки с чередованием линз, имеющих различную степень кристалличности. В этих породах, кроме нефелина, вторым главным породообразующим минералом является моноклинный пироксен, образующий часто скелетные формы, розеткообразные структуры. По составу он высокотитанистый и соответствует составу пироксена в меланефелинитах. Оливин же здесь в отличие от меланефелинитов практически не встречается.

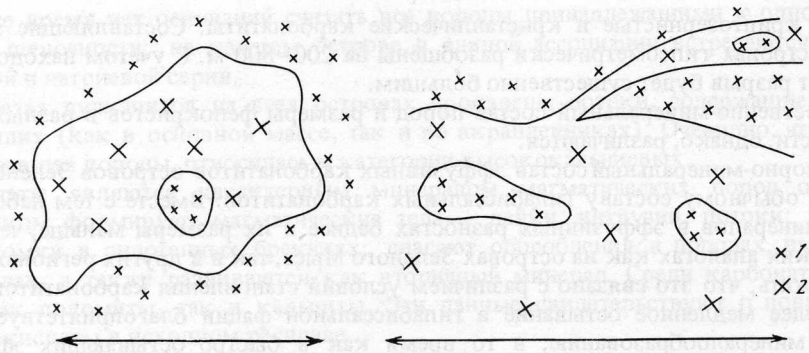


Рис. 48. Соотношение мелкозернистых меланефелинитов и пористых среднезернистых и крупнозернистых мельтейгит-ийолитов в долине р. Рибейра Брава (о-в Сан-Николау)
1 – меланефелиниты; *2* – мельтейгит-ийолиты

Текстурный рисунок соотношения этих пород с меланефелинитами представлен на рис. 48. Как видно, он неоднозначен и может трактоваться как результат внедрения ийолитов в меланефелиниты и как результат захвата и переплавления первых последними. Однако в шлифах наблюдаются постепенные переходы между меланефелинитами и ийолитами, подобные контакты между отдельными "слоями" внутри тела ийолитов–мельтейгитов. Более того, можно проследить переходы от меланефелинитов как к средне-, так и к крупнозернистым ийолитами. Эти данные скорее соответствуют предположению о близкоодновременной кристаллизации in situ ийолитов и меланефелинитов. При этом ийолиты, по-видимому, кристаллизуются из предварительно обособившегося, подобного меланефелинитовому, но относительно лейкократового вещества, обогащенного летучими компонентами. Этому предположению соответствует и пористость пород. Петрографическое изучение показывает, что в порах обосабливалось силикатное вещество, богатое летучими. Здесь по стенкам пор располагаются иголочки и лейсты альбита–олигоклаза, находящиеся в срастании с эгирином, эпидотом, палагонитом.

Предлагаемая интерпретация образования ийолитового тела в меланефелинитах отвечает и некоторым другим особенностям строения последних. В меланефелинитах наблюдаются микроскопические (длина 3 мм) линзочки относительно лейкократовых (нефелин, пироксен, палагонит) и более кристалличных пород, подобных ийолитам. Характер контактов их с меланократовой матрицей аналогичен контакту между ийолитовым телом и меланефелинитами в целом. Очевидно, что лейкократовые линзочки образовались в результате раскристаллизации предварительно отдифференцированного вещества. По-видимому, тем же путем сформировалось и все тело ийолитов.

В дайке лампрофира (о-в Маю) описаны склетообразные кристаллы клинопироксена, формирующие структуру спенифекс: веерообразные кассеты, располагающиеся строго перепендикулярно поверхности контакта. Подобные же структуры наблюдались и в дайке щелочного базальта. В этой дайке проявлена псевдослоистость, в которой каждый "слой" имеет свой состав, структуру и мощность. Среди них различаются "слои", сложенные взаимно прорастающими склетообразными кристаллами пироксена и плагиоклаза монопироксенового, моноплагиоклазового состава (табл. XV, *2*). Во всех "слоях" минералы ориентированы перпендикулярно простиранию. В описанных выше примерах свойства кристаллов породы непостоянны, они контролируются удаленностью от контакта, т.е. определяются местом становления породы.

Признаком кристаллизации порфировых выделений in situ является наличие в последних кристаллических компонентов основной массы. В частности, в пироксеновых выделениях базальтов обнаруживаются микролиты плагиоклаза (табл. XV, *3*); порфировые кристаллы плагиоклаза трахитов насыщены микролитами пироксена и сфена,

широко распространенными в основной массе породы; в нефелиновых мелилититах (о-в Маю) микролиты пироксена, мелилита пойкилитово включаются в нефелиновые кристаллы, достигающие размерности порфировых выделений.

Отметим также, что в общем случае намечается корреляция между общим содержанием минерала в породе (во вкрапленниках и в основной массе) и размерностью порфировых выделений. Указанные соотношения легче объяснимы, если предположить, что кристаллизация обеих генераций минерала происходит одностадийно в одинаковых условиях высокой концентрации компонентов, слагающих данную фазу. В результате осуществляется не только образование большого объема фазы, но и формирование самостоятельных крупных кристаллов.

Содержанием минерала в некоторых случаях определяются и структурные соотношения в породе. Так, в порфировидной дайке оливинового габбро (о-в Маю) при относительно высокой концентрации оливина проявлена разновидность офитовой структуры, когда роль цементирующей фазы выполняет не пироксен, а оливин. Отметим также наблюдения, характерные для многих пород, обогащенных пироксеном. Здесь зачастую отмечается зональность кристаллов, выражающаяся в появлении бурофиолетовых внешних зон. Подобная зональность, обусловленная, по-видимому, последовательным обогащением внешних зон Ti, проявлена как в порфировых выделениях, так и в более мелких по размеру генерациях. Это свидетельствует, на наш взгляд, о том, что порфировые выделения формировались в тех же условиях, что и кристаллические компоненты основной массы.

Приведенные исследования не исчерпывают всех признаков кристаллизации in situ, проявленных в вулканитах островов Зеленого Мыса. Другие признаки, однако, совпадают с общими чертами подобного течения процесса кристаллизации, описанными ранее [Природные..., 1987]. Здесь также наблюдаются: бахромчатые и расщепленные грани (у плагиоклазов и пироксенов), серийно-порфировые структуры с высокой степенью насыщения породы порфировыми выделениями, не несущими следов дробления; кассетные серии микролитов плагиоклаза и пироксена, связанные постепенными переходами с одноименными порфировыми выделениями; "сквозные" ранние генерации минералов, заключенные в различные более поздние фазы и сохранившие свою конфигурацию; включения компонентов основной массы в порфировые выделения и т.д.

Полидисперсная природа магмы и некоторые особенности ее дифференциации

Петрографическое изучение свидетельствует в то же время о широком проявлении в магме предкристаллизационной жидкостной дифференциации. Так, при описании лампрофиров отмечались микрообособления шаровой формы обычно с размытыми границами и сложенные веществом отличных от вмещающей породы состава и структур (табл. XV, *4*). Состав обособлений при этом соответствует составу других лампрофировых разновидностей. Как правило, эти обособления ассоциируют с карбонатом.

В большей части потоков фиксируются лейкократовые обособления, сложенные в разных случаях агрегатами зерен нефелина, либо калишпата, либо плагиоклаза, либо плагиоклаза с калишпатом, либо анальцима с включенными в них тончайшими иголочками пироксена (табл. XIV). В этих агрегатах очевидны признаки кристаллизации in situ.

В дайках трахитов и сиенит-порфиров широко распространены порфировые выделения плагиоклаза, наполненные кристаллическими компонентами основной массы и имеющие зачастую расщепленные торцовые грани. Эти порфировые выделения, очевидно, кристаллизовались на месте становления пород. Вместе с тем многие из указанных порфировых выделений характеризуются изогнутыми очертаниями, свидетельствующими о стадии жидкостного обособления вещества плагиоклазового состава, предшествующей кристаллизации.

Таблица 19

Состав включений в породообразующих минералах

Компонент	345Б							
	Px$_{м-х}$	*Sm*	*Ol*$_{м-х}$	*Sm*	*Sm*	*Gl*	*Gl*	*Px*$_{м-о}$
SiO_2	50,67	53,56	39,24	45,86	45,71	39,81	41,95	46,29
TiO_2	1,37	0,00	0,00	0,02	0,12	5,84	5,92	2,89
Al_2O_3	3,42	1,78	0,00	7,56	8,45	11,25	12,59	8,01
FeO	5,02	6,04	14,12	11,31	17,44	11,16	9,10	6,53
MgO	15,35	29,33	43,6	21,80	16,90	8,47	9,58	13,56
MnO	0,09	0,00	0,21	0,03	0,90	0,13	0,90	0,13
CaO	22,29	0,76	0,46	0,73	0,59	17,47	22,33	22,01
Na_2O	0,11	0,00	–	0,00	0,00	0,67	0,44	–
K_2O	0,00	0,12	–	0,07	0,11	0,00	0,02	–
Cr_2O_3	0,98	0,25	0,00	0,20	0,12	0,06	0,12	0,35
NiO	–	–	0,22	–	–	–	–	–
Сумма	99,30	91,84	97,81	87,58	89,53	94,86	102,95	–

Компонент	487							
	Px$_{м-х}$	*Ol*$_{м-х}$	*Amp*	*Anrt*	*Ol*$_{м-х}$	*Px*	*Px*$_{м-о}$	*Pl*$_{м-о}$
SiO_2	47,44	39,81	25,97	60,27	38,72	47,2	47,21	53,77
TiO_2	2,62	0,00	11,71	0,20	0,00	2,42	2,37	0,17
Al_2O_3	7,62	0,00	18,79	25,27	0,00	7,58	6,44	29,07
FeO	7,13	20,52	18,74	1,07	22,22	7,05	9,12	0,73
MgO	13,38	40,80	13,91	0,78	40,74	13,78	12,75	0,00
MnO	0,09	0,27	0,19	0,00	0,26	0,12	0,15	0,00
CaO	22,41	0,29	11,88	0,63	0,38	21,67	20,76	12,26
Na_2O	0,00	–	0,88	4,90	–	0,35	0,23	4,61
K_2O	0,31	–	0,01	2,70	–	0,00	0,04	0,24
Cr_2O_3	0,35	–	0,26	0,00	–	0,28	0,29	0,00
NiO	–	0,00	–	–	0,03	–	–	–
Сумма	101,35	102,35	102,34	97,82	–	100,46	99,42	100,85

Примечание. Здесь и в табл. 28: м–х – минерал-хозяин: м–у – минерал-узник; м–о – минерал основной массы. В обр. 487 включение в *Px* состоит из *Ap, Amp,* Р.м., высококалиевого *Gl*; включение в *Ol* содержит дополнительно *Sph, Ap.*

Наконец, в изученных магматических породах отмечаются прожилки, выполненные минералами, слагающими здесь же и порфировые выделения. В частности, в пироксеновом щелочном пикрите (о-в Сантьягу) подобный прожилок сложен титанавгитом и прослеживается от одного порфирового выделения того же состава к другому. В прожилке выделяются два зерна минерала, форма которых целиком обусловлена поверхностью стенок трещины (табл. XV, *5*).

Приведенные примеры свидетельствуют об обособлении в расплаве жидкостей анхимономинерального состава.

При описании вулканических пород мы отмечали также, что во многих из них обнаруживаются изолированные обособления анхимономинерального или простого (два-три минерала) состава, обогащенные летучими: анхимономинеральные–цеолитовые, анальцимовые, карбонатные, палагонитовые (смектитовые); комплексные двух- и трехфазные, сложенные перечисленными выше минералами, а также анальцим-карбонат-плагиоклазовые, анальцим-плагиоклазовые, палагонит-биотитовые.

Миндалеподобная структурная позиция обособлений как анхимономинерального,

407А							
$Px_{м-х}$	*Sm*	*Pl*	*Sp*	$Px_{м-х}$	*Sp*	*Amp*	*Sp*
52,13	51,63	51,36	1,18	44,30	0,04	38,91	0,90
0,82	0,00	0,08	21,13	3,80	12,78	6,17	11,86
4,35	7,43	29,99	4,61	9,77	9,66	17,05	9,09
4,25	6,05	0,73	61,70	6,45	64,79	10,45	72,19
16,33	24,32	0,15	5,47	12,05	8,94	12,02	3,05
0,06	0,06	0,01	1,07	0,06	0,37	0,21	1,02
22,48	0,74	13,02	0,67	22,54	0,29	11,77	0,49
0,32	0,00	3,92	–	0,00	–	5,18	–
0,00	0,01	0,24	–	0,01	–	0,86	–
0,73	0,04	0,00	0,09	0,83	0,35	0,48	0,37
–	–	–	–	–	–	–	–
101,47	90,40	99,50	95,92	99,81	97,74	103,10	98,97

651									
$Px_{м-х}$	*Sm*	*Ort*	Р.м.	*Pl*	$Px_{м-х}$	*Sm*	*Sm*	Р.м.	*Sm*
52,62	50,72	63,42	1,73	57,09	49,60	42,99	41,84	1,65	48,63
1,17	0,00	0,12	28,37	0,00	1,77	0,02	0,00	27,34	0,03
3,76	3,65	18,82	2,14	28,27	5,01	11,43	13,49	3,44	4,64
4,32	8,84	0,55	65,02	0,69	5,16	17,26	17,23	64,87	12,06
16,25	23,41	0,00	0,00	0,00	14,92	17,89	17,76	0,83	20,02
0,05	0,00	0,00	0,94	0,00	0,05	0,04	0,00	0,75	0,00
22,87	0,80	2,10	0,00	10,53	23,11	2,74	2,73	0,64	0,00
0,27	0,00	9,52	–	4,70	0,22	0,00	0,00	–	0,28
0,00	0,18	3,57	–	0,52	0,00	0,29	0,29	–	–
0,92	–	0,00	0,06	0,01	0,42	0,01	–	0,04	0,00
–	0,01	0,00	–	–	–	–	–	0,20	–
102,23	87,71	98,10	–	101,81	100,26	92,67	93,34	99,76	85,66

так и комплексного, более сложного состава, сочетаемость в последних тех же минералов, которые образуют и самостоятельные выделения, позволяют предполагать, что обособления обоих типов имеют сходный генезис. При этом структурному рисунку наиболее соответствует предположение о жидкостном предкристаллизационном отделении вещества обособлений. В последующую стадию должна осуществляться раскристаллизация выделившегося вещества. Этому предположению соответствует, на наш взгляд, и проведенный нами анализ состава включений в породообразующих минералах (во вкрапленниках).

Так, в частности, широким распространением пользуются включения смектита либо хлорофеита в оливинах и особенно пироксенах (табл. 19). При этом, как правило, эта фаза находится во включении в ассоциации с другими минералами, не содержащими летучих компонентов. Например, в пироксене (обр. 366) наблюдаются зональные обособления палагонита и ильменита (табл. XV, *6*). В обр. 345Б (пикробазальт) смектит образует включения в оливине вместе со слабо раскристаллизованным стеклом пикросенового состава (табл. XV, *7, 8*). Состав стекла отличается от

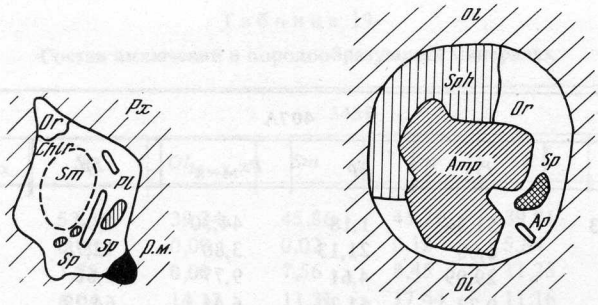


Рис. 49. Включения смектита с плагиоклазом, шпинелью, хлорофеитом, рудным минералом в пироксене

Рис. 50. Включение роговой обманки, калиевого полевого шпата, сфена в оливине

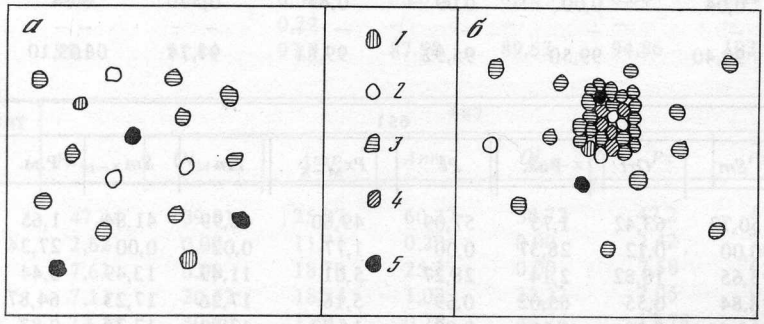


Рис. 51. Стадии формирования кристаллов в магме по результатам минералого-петрографического изучения щелочных пород островов Зеленого Мыса (модель)

а — образование обособлений в магме; *б* — агрегация обособлений в кристалле

Обособления: *1* — с гидроксилом; *2* — с газами-восстановителями; *3* — протоминеральные; *4* — с восстановленными формами кремния и железа; *5* — с серебром

состава микролитов пироксена основной массы. В мелаанальцимите (обр. 407А) смектит ассоциирует с плагиоклазом, шпинелью во включении во вкрапленнике моноклинного пироксена (рис. 49) (подобные же включения наблюдаются в основной массе), в нефелинсодержащем пикрите (обр. 651) включения в пироксене состоят из смектита, ортоклаза, рудного минерала, плагиоклаза, а также из смектита и рудного минерала. В то же время отмечаются и мономинеральные смектитовые включения в породообразующих минералах.

Известны включения и других минералов, и их ассоциаций, содержащих летучие компоненты и образующих самостоятельные обособления в породе. В частности, и в оливинах и в пироксене отмечались включения карбоната, анальцима, биотита и роговой обманки. Все это относительно низкотемпературные минералы по сравнению с минералом-хозяином. Во включениях в высокотемпературных минералах в сочетании с подобными минералами — носителями летучих компонентов наблюдаются и относительно низкотемпературные минералы, не содержащие летучих компонентов. Так, например, в оливине отмечена ассоциация: роговая обманка, калиевый полевой шпат, апатит, сфен? (рис. 50). Наблюдались анальцим с роговой обманкой, анальцим с плагиоклазом, цеолит с плагиоклазом и др. В то же время подобные "парадоксальные" соотношения минералов (низкотемпературных в высокотемпературных) (например, нигде не наблюдались включения нефелина в пироксене и оливине).

При характеристике пироксена из вулкана Фогу внефазовые обособления микрон-

ного размера отличаются от окружающей матрицы лишь наличием восстановленных форм элементов.

Очевидно, что включения, захваченные и законсервированные минералом-хозяином, характеризуют среду минералообразования. Однако приведенные данные свидетельствуют, что включения – не обязательно полный аналог этой среды. Это следует уже из того, что состав их даже в одном кристалле значительно различается; ясно также, что оливин, например, не может образоваться из анальцимовой, карбонатной или цеолитовой среды, а именно такого состава включения отмечаются в этом минерале.

По-видимому, многие включения представляют собой лишь некоторые составляющие этой среды, которые захватывались при минералообразовании. Для этого прежде всего необходимо, чтобы составляющая была обособлена в расплаве. Учитывая низкие температуры плавления летучесодержащих минералов, следует полагать, что вещество подобных включений обосабливалось в расплаве в жидком состоянии. Это относится как к сложным, так и к простым анхимономинеральным включениям. Обособившееся вещество, захваченное при высокотемпературном минералообразовании, в дальнейшем раскристаллизовывалось.

Мы приходим, таким образом, к заключению, что в расплаве возможно существование докристаллических обособлений и анхимономинерального состава (по крайней мере для низкотемпературных минералов, содержащих летучие компоненты). Многие включения имеют более сложный состав: наряду с летучесодержащими минералами в них присутствуют и "обычные" минералы без летучих компонентов. Температура образования этих последних минералов хотя и несколько выше, но остается ниже температуры плавления минерала-хозяина. Подобные соотношения указывают, что вещество "обычных" минералов также было обособлено наряду с веществом "летучих" минералов еще на стадии жидкой магмы. В таком виде (состоянии) оно и было захвачено тогда формирующимся высокотемпературным минералом.

Приведенные данные по обособлениям с восстановленными формами элементов показывают, кроме того, что их образование должно осуществляться в магме, когда

1) факторы восстановления в расплаве проявлялись локально, микродисперсно; скорее всего, восстанавливающим компонентом являлась летучая фаза, концентрация которой превышала уровень растворимости для данных давления и температуры, в результате чего могли оформляться в расплаве произвольно расположенные газовые обособления;

2) вещество находилось в незакристаллизованном состоянии; в этом случае связи между элементами (прежде всего между металлами и кислородом) еще не являлись такими устойчивыми и сильными, как в кристалле;

3) летучий компонент был неравномерно распределен в расплаве; это возможно, если концентрация газов превышает уровень растворимости и они выделяются в самостоятельные микрофазовые обособления;

4) расплав был достаточно дифференцированным, вплоть до выделения вещества, близкого по составу к кристаллическим фазам; в противном случае при последующей дифференциации расплава путем кристаллизации уменьшается вероятность вхождения в состав кристаллов продуктов восстановленных реакций, как не соответствующих им стехиометрически;

5) затруднялось перемещение флюидной фазы и повторное окисление продуктов восстановления; это возможно, если расплав обладает высокой вязкостью.

Мы приходим, таким образом, к модели, которая предполагает протекание реакций восстановления в затвердевающей магме внутри неких, в том числе и протоминеральных гетерогенных, обособлений, мозаично сложенных, в свою очередь, субмикронеоднородностями, в том числе и нестехиометричного состава. При этом субмикронеоднородности, соответствующие по составу кристаллу, в подобных обособлениях преобладают. Этому предположению отвечают экспериментальные данные о существовании в расплаве наряду с нестехиометричными и "анхимономинеральных"

субмикронеоднородностей [Природные..., 1987]. Из этих последних и должно строиться основное тело кристалла (рис. 51).

Свидетельством проявления подобного механизма минералообразования является наблюдаемое ячеистое или поликристаллическое строение минералов. Подобное ячеистое строение было выявлено в пироксене из лав о-ва Фогу в акцессорных минералах из карбонатитов.

Что касается механизма процесса агрегации, то, судя по геолого-петрографическим наблюдениям, он мог прежде всего осуществляться путем коалесценции, коагуляции одновидовых неоднородностей. При этом, по-видимому, тенденцию к агрегации проявляют не только элементарные жидкостные неоднородности, но и более крупные окристаллизованные фазы.

Очевидно, например, что подобные агрегаты слагают и зерна – микролиты пироксена. Наряду с резко обособленными среди них наблюдаются агрегаты, постепенно переходящие в основную массу. Напротив, некоторые порфировые выделения пироксена проявляют под микроскопом гранулированную внутреннюю структуру и выглядят как плотный агрегат разориентированных либо одинаково ориентированных элементарных зерен – микролитов. Подобная гранулированная структура проявлена и в некоторых вкрапленниках оливина. Зачастую в этом случае в едином кристалле наблюдаются, кроме гранул силиката, еще и микровыделения рудного минерала. Аналогичными им выделениями обогащены и прилегающие непосредственно к кристаллу области основной массы. Тенденция к агрегированию одноименных фаз прослеживается и в полнокристаллических породах и выражается в появлении такситового строения, обусловленного сегрегацией зерен пироксенового, роговообманкового, оливинового состава.

Другим фактором, возможно, являлась гидродинамика. Мы неоднократно отмечали расслоенность магматических тел, проявляющуюся во всех фациях и обусловленную чередованием родственных пород различного состава. Эта расслоенность, свойственная в равной степени и вертикальным и горизонтальным залежам, не могла возникнуть in situ и, скорее всего, формировалась на стадии движения магмы в верхние структурные этажи. Существовавшие в расплаве неоднородности, в том числе и жидкостные обособления, должны были на этом этапе закономерно перераспределяться по сечению потока с агрегацией однотипных разновидностей в струи с близкими динамическими характеристиками.

При этом механизме предполагается, что обособление вещества и его структурная организация могут быть разобщены во времени. Подтверждением этому являются приведенные выше петрографические наблюдения о порядке кристаллизации минералов лейкобазальтов пиллоу-лав.

Они позволяют следующим образом представить последовательность событий: метастабильное (в застывшем веществе) обособление стеклообразного вещества пироксен-плагиоклазового состава; "выпадение" из него кристаллов пироксена и выделение в интерстициях и в центральной части вариолей вещества плагиоклазового состава; оформление из стеклообразного остатка радиальных микролитов плагиоклаза во внешней зоне и агрегатов зерен плагиоклаза стеклообразной или каплевидной формы в ядре вариолей; перекристаллизация аргегатов зерен в монокристалл. Интересно отметить, что в разобранном случае последовательные стадии формирования кристаллов пироксена (выделение вещества пироксенового состава, организация вещества в кристалл) разобщены этапом оформления плагиоклазовой кристаллической фазы.

До настоящего времени магма рассматривается большинством исследователей как "взаимный раствор–расплав ряда минералов и выделяющихся из нее летучих веществ". Однако приведенные выше данные приводят к заключению, что магма уже в докристаллическую стадию может представлять собой не однородный гомогенный расплав, а более сложную полидисперсную систему.

Как известно, дисперсные системы принципиально неустойчивы. Это связано с тем,

что молекулы вещества, находящиеся на поверхности как фазовых, так и нефазовых дисперсных обособлений, обладают потенциальной энергией. Дисперсные системы самопроизвольно стремятся к снижению поверхностной энергии, уменьшению дисперсности, к агрегации обособлений, дисперсных фаз. Отражением этой тенденции в дисперсных системах являются полимеризация, аккреция, коалесценция, коагуляция, переход в связнодисперсное состояние – гелеобразование. Названным процессам, свойственным дисперсным системам в целом, в магматическом расплаве соответствуют коалесценция ультрасубмикронеоднородностей в протоминеральные и протоликвационные обособления, возможно, коагуляция микрофаз с образованием поликристаллических сростков, наконец, по-видимому, стеклообразование, которое в самом общем виде можно представить как аналог гелеобразования – переход системы в связнодисперсное состояние.

Высокое содержание летучих, большая скорость движения природных расплавов, проявляющихся в эффузивной и эксплозивной фациях (об этом свидетельствует повсюду наблюдаемая флюидальность), определяют принадлежность магм к категории неконсервативных систем, функционирующих в неравновесных условиях.

Петрохимическая характеристика[1]

Петрохимическое изучение островов Зеленого Мыса началось с 50-х годов [Part, 1950]. В дальнейшем приводились данные о породах отдельных островов, как правило, без детальной геологической и возрастной привязки. Существенным достижением явилось обнаружение на островах магматических карбонатитов [Allegre et al., 1982]. Работа Х. Фернеса и С. Стиллмана [Furnes, Stillmen, 1987], имеющая принципиальный характер, обратила внимание на широкое проявление лампрофиров на о-ве Маю. Наиболее полные результаты петрогеохимического изучения кайнозойских пород островов приведены в работе В. Ганна и Н. Воткинса [Gunn, Watkins, 1976], которые проанализировали 157 магматических тел с островов Санту-Антан, Сан-Висенти, Сан-Николау, Сал, Маю и Сантьягу.

Образцы отбирались случайно, но, по мнению авторов, представительно характеризуют породы островов. Были построены вариационные диаграммы, на которые наносились вариационные точки по содержанию компонентов и индекса дифференциации (рис. 52). По содержанию породообразующих и редких элементов авторы установили континиум пород от лимбургитов через базальты к нефелиновым латитам и фонолитам. В то же время на этих диаграммах в континиуме составов наблюдаются разрывы в интервалах индекса дифференциации 47–60, 73–82 (рис. 52). Авторы установили, что с содержанием MgO, которое варьирует от 0,2 мас.% в фонолитах и сиенитах до 20,7 мас.% в лимбургитах, хорошо коррелируют содержания Cr (варьируют от 1,4 до 5 г/т), Ni (варьируют от 600 до 10 г/т), Co (варьируют от 110 до 10 г/т). Содержание TiO_2 остается относительно постоянным (4,0 ± 1%) в мафических породах, как и содержания Fe (в пересчете на Fe^{3+}). K_2O и Na_2O линейно возрастают с ростом индекса дифференциаций (K_2O от 1,5 до 5 мас.%, Na_2O от 3 до 10 мас.% в фонолите).

Были построены также тройные диаграммы составов пород островов Na_2O–CaO–K_2O; (K_2O + Na_2O)–Al_2O_3–(FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO) (рис. 53), на основании которых были выведены тренды эволюции расплавов. По мнению В. Ганна и Н. Воткинса [Gunn, Watkins, 1976], исходной была магма лимбургитового состава. Фракционирование из нее *Ol* + *Cpx* приводило к образованию высокомагнезиальных (20 мас.% MgO, 600 г/т Ni) и базанитовых (5 мас.% MgO и 150 г/т Ni) пород, а комплексное фракционирование *Ol* + *Cpx* + *Kst* – к образованию нефелиновых латитов, сиенитов, фонолитов. Значимых различий в химизме пород отдельных островов не обнаружилось. Установлено в то же время, что петро- и геохимия мезозойских базальтов из

[1] Раздел написан совместно с В.Н. Бондаренко, Л.Н. Когарко, П.П. Смолиным, Л.И. Шахотько.

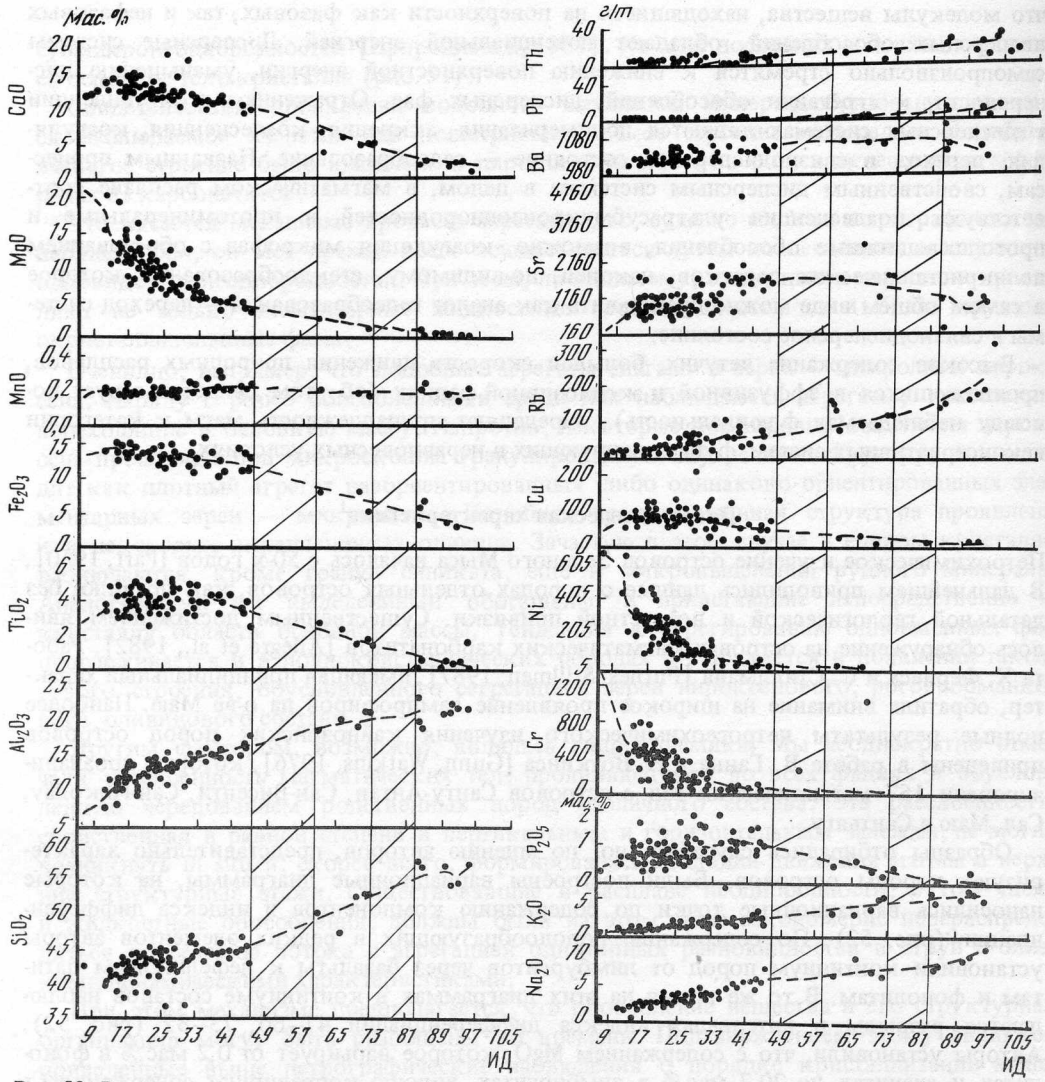


Рис. 52. Вариационные диаграммы для Островов Зеленого Мыса (по В. Ганну и Н. Воткинсу [Gunn, Watkins, 1976])

ИД – индекс дифференциации

основания разреза о-ва Маю отличаются от петро- и геохимии кайнозойских вулканитов [De Paepe et al., 1974]. Для первых характерны относительно низкие содержания TiO_2 и P_2O_5, иной характер распределение РЗЭ, что общит их с базальтами MORB. В то же время содержание Sr здесь выше, чем в стандартных базальтах MORB.

В ходе обработки материалов, собранных нами в экспедиции, было проведено петрохимическое изучение пород островов Зеленого Мыса. В ГЕОХИ АН СССР под руководством Л.Н. Когарко было выполнено около 410 силикатных анализов пород. Большинство компонентов определялось методом рентгенофлюоресцентного и микрозондового (САМЕВАХ) анализов.

На диаграмме $(K_2O + Na_2O) - SiO_2$ (рис. 54, см. вкл.), где разными знаками обозначены вулканические, гипабиссальные и плутонические породы, отчетливо видно, что большая часть пород относится к щелочным, подчиненное значение имеют породы

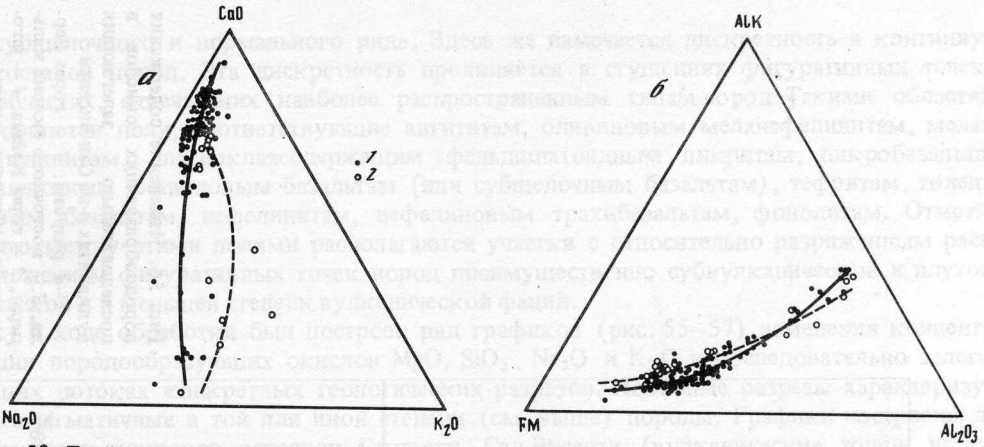


Рис. 53. Тройные диаграммы Na_2O–CaO–K_2O (*а*) и FM ($FeO + Fe_2O_3 + MgO + MnO$) – ALK ($K_2O + Na_2O$) – Al_2O_3 (*б*) для пород Островов Зеленого Мыса (*1*) и островов Фернанду-ди-Норонья (*2*)

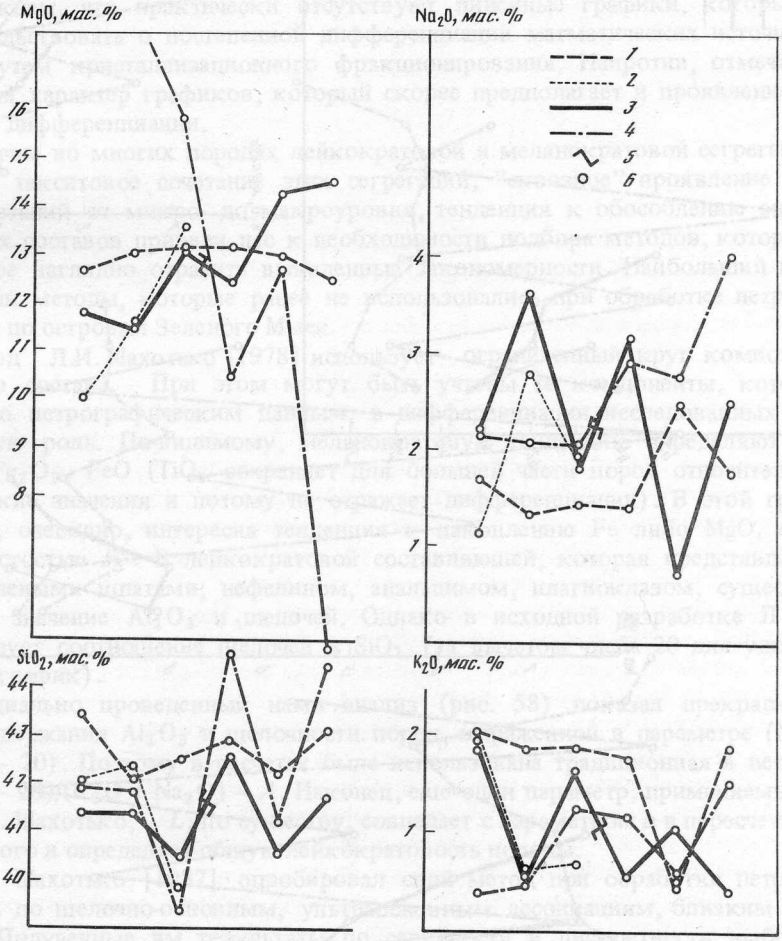


Рис. 55. Изменение содержания породообразующих окислов в последовательно залегающих вулканитах о-ва Сантьягу

Разрезы: *1* – у маяка Таррафал, *2* – левого склона р. Ангра, *3* – у маяка Таррафал и далее по дороге к югу от пос. Таррафал, *4* – у г. Прая, *5* – место перехода одного разреза в другой, *6* – фигуративные точки последовательно залегающих потоков (здесь и на рис. 56 и 57)

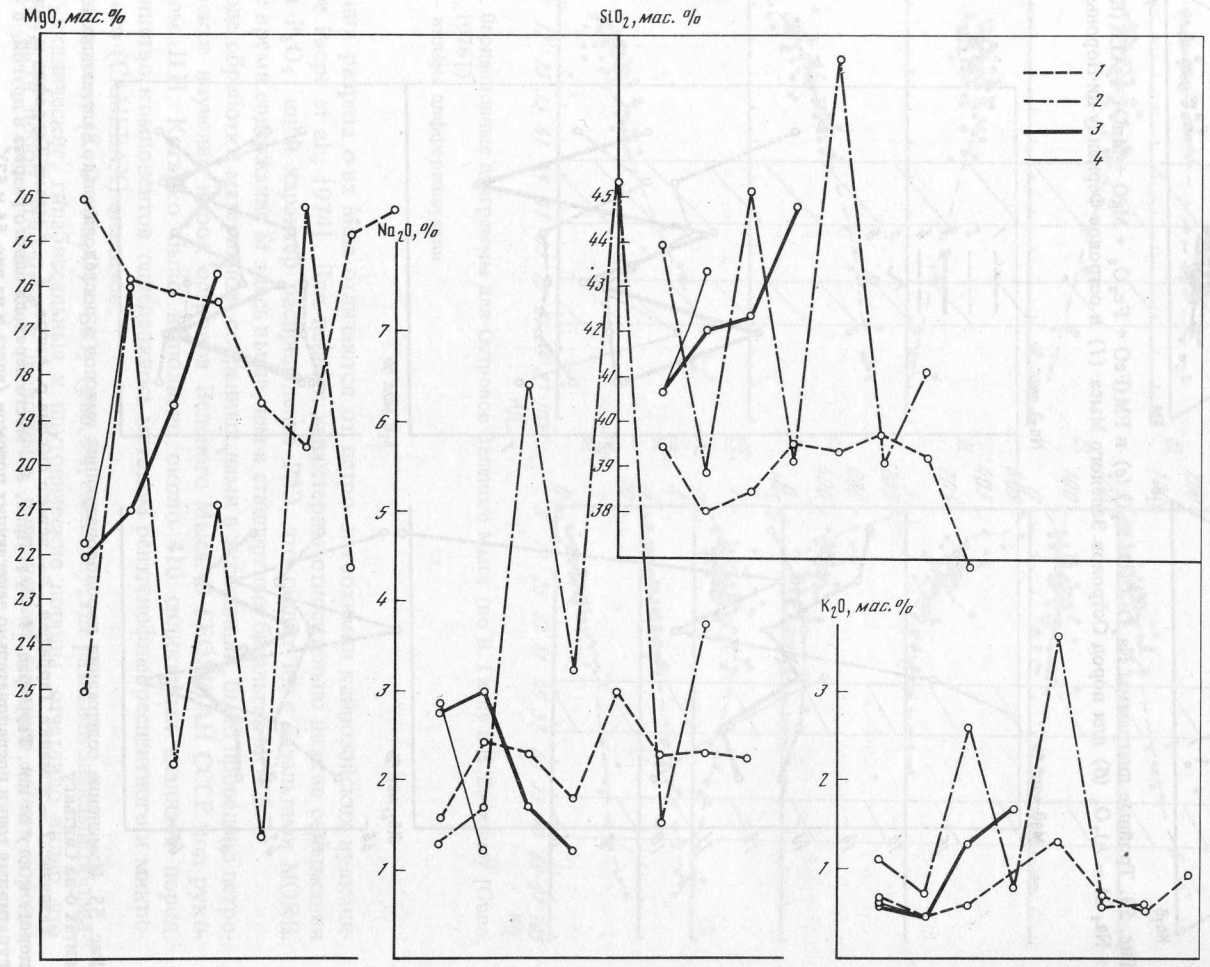


Рис. 56. Изменение содержания породообразующих окислов в последовательно залегающих вулканитах о-ва Сан-Висенти

1–4 разрезы: *1* – горы Верде, *2* – восточного склона кальдеры, *3* – горы Кейша, *4* – юго-западного склона кальдеры

субщелочного и нормального ряда. Здесь же намечается дискретность в континиуме составов пород. Эта дискретность проявляется в сгущениях фигуративных точек в областях, отвечающих наиболее распространенным типам пород. Такими областями являются поля, соответствующие авгититам, оливиновым меланефелинитам, меланефелинитам, плагиоклазсодержащим фельдшпатоидным пикритам, пикробазальтам, щелочным оливиновым базальтам (или субщелочным базальтам), тефритам, толеитовым базальтам, нефелинитам, нефелиновым трахибазальтам, фонолитам. Отметим, что между этими полями располагаются участки с относительно разряженным расположением фигуративных точек пород преимущественно субвулканической и плутонической и в меньшей степени вулканической фаций.

В ходе обработки был построен ряд графиков (рис. 55–57) изменения концентрации породообразующих окислов MgO, SiO_2, Na_2O и K_2O в последовательно залегающих потоках конкретных геологических разрезов. Подобные разрезы характеризуют комагматичные в той или иной степени (см. выше) породы. Графики построены для разрезов покровов островов Сантьягу, Сан-Висенти (вулканические толщи на юге, юго-востоке, северо-востоке острова), Сен-Николау. На графиках отчетливо видно сходство поведения щелочей K_2O и Na_2O, противоположные тенденции у MgO и SiO_2. Подчеркнем, что практически отсутствуют линейные графики, которые могли бы свидетельствовать о постепенной дифференциации магматических источников, например, путем кристаллизационного фракционирования. Напротив, отмечается пульсационный характер графиков, который скорее предполагает и проявление иных механизмов дифференциации.

Наличие во многих породах лейкократовой и меланократовой сегрегаций, неравномерное такситовое сочетание этих сегрегаций, "сквозное" проявление сегрегаций и их сочетаний от микро- до макроуровня, тенденция к обособлению анхимономинеральных составов привели нас к необходимости подбора методов, которые могли бы наиболее наглядно отразить выявленные закономерности. Наибольший интерес представляли методы, которые ранее не использовались при обработке петрохимических данных по островам Зеленого Мыса.

Метод Л.И. Шахотько [1978] использует ограниченный круг компонентов химического состава. При этом могут быть учтены те компоненты, которые играли, судя по петрографическим данным, в дифференциации исследованных пород существенную роль. По-видимому, меланократовую тенденцию определяют в основном MgO, Fe_2O_3, FeO (TiO_2 сохраняет для большей части пород относительно высокие и близкие значения и потому не отражает дифференциации). В этой группе компонентов, очевидно, интересна тенденция к накоплению Fe либо MgO, определяемая железистостью F[1]. В лейкократовой составляющей, которая представлена щелочными полевыми шпатами, нефелином, анальцимом, плагиоклазом, существенно определить значение Al_2O_3 и щелочей. Однако в исходной разработке Л.И. Шахотько использует соотношение щелочей и SiO_2 (за вычетом числа 20 для удобства нанесения на график).

Специально проведенный нами анализ (рис. 58) показал прекрасную корреляцию содержания Al_2O_3 и щелочности пород, выраженной в параметре $(Na_2O + K_2O)/(SiO_2 - 20)$. Поэтому в расчетах была использована традиционная в петрологии пара $(SiO_2 - 20)/(K_2O + Na_2O) - A$. Наконец, еще один параметр, применяемый в диаграмме Л.И. Шахотько, – L, по существу, совпадает с параметром b в пересчетах по А.Н. Заварицкого и определяет общую лейкократовость породы.

Л.И. Шахотько [1987] опробировал свой метод при обработке петрохимических данных по щелочно-основным, ультраосновным ассоциациям, близким к изученным нами. Полученные им результаты по серийности и дискретности выборок хорошо

[1] $F = \dfrac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100.$

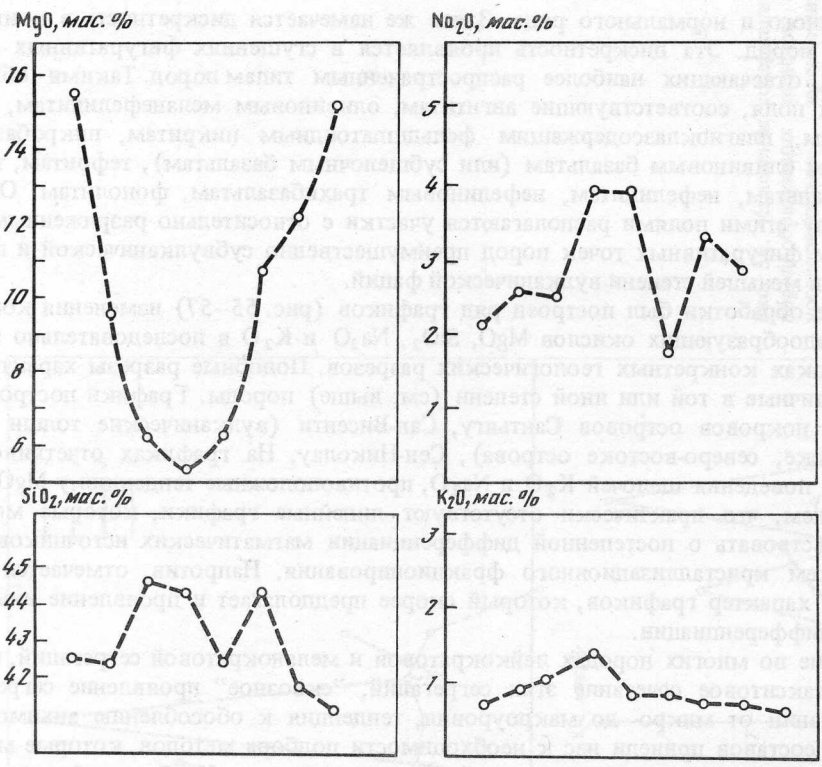


Рис. 57. Изменение содержания породообразующих окислов в последовательно залегающих вулканитах о-ва Сан-Николау

Сводный разрез вулканической постройки на западе острова

согласуются с геологическими наблюдениями. Нанесение 65 фигуративных точек анализов пород островов Сан-Висенти, Сантьягу, Сан-Николау, Маю (рис. 59) (эта работа выполнена совместно с Л. И. Шахотько) показало, что все породы могут быть представлены как генетически единая ассоциация. В ней, однако, в первом приближении выявляются две группы пород, каждая из которых характеризуется своей тенденцией дифференциации. Нижнюю, меланократовую группу слагают породы с минимальной железистостью и щелочностью. Железистость остается близкой для всей группы пород на всем интервале лейкократовости, характеризующем эту группу (ее значение равно 35—50), в которую входит состав клинопироксена. Для верхней группы характерны более высокие значения железистости и щелочности, что отмечается по изменению наклонов отрезков. Венчает ее состав анортоклазита.

Можно предположить, что и верхняя и нижняя группы образовались в результате дифференциации расплавов, отвечающих наиболее меланократовым породам. Однако в этом случае трудно объяснить разворот углов наклона отрезков при фигуративных точках верхней группы, так как это требует допущения, что начиная с определенного уровня лейкократовости расплава (уровня раздела выделенных групп) принципиально меняется механизм дифференциации. В то же время можно предположить, что исходными являлись расплавы, отвечающие по составу породам, близким к области перегиба всего их континиума. Дифференциация происходила как последовательное разделение на лейкократовую и меланократовую жидкости. Увеличение меланократовости расплава шло на фоне сохранения железистости и щелочей, лейкократовости — при увеличении щелочности и уменьшении железистости. Химизм исходного расплава соответствует составу пород, примыкающих к перегибу (в мас.%): SiO_2 40,57—43,20; TiO_2 3,69—

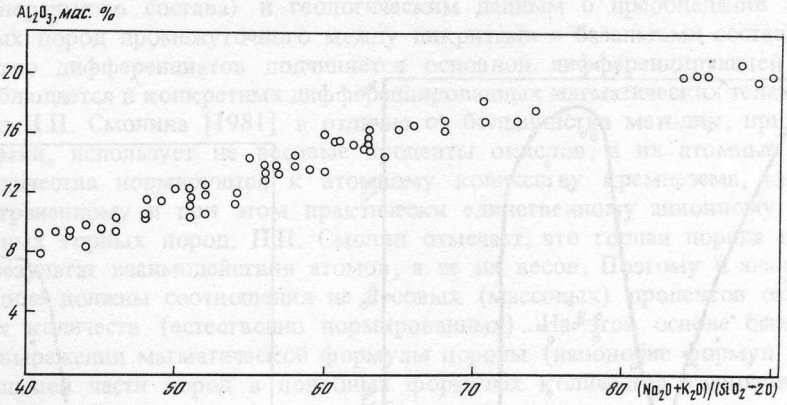


Рис. 58. Зависимость содержания Al_2O_3 от щелочности

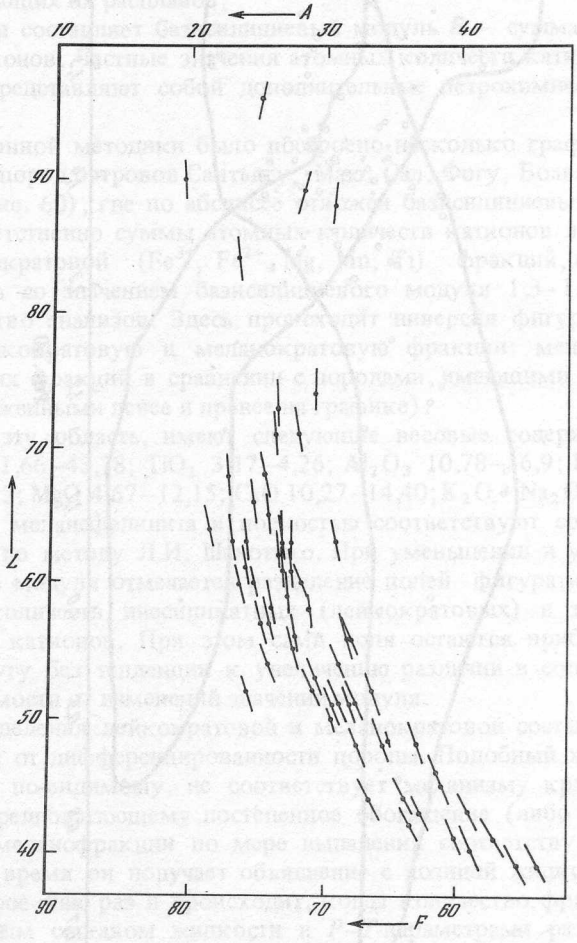


Рис. 59. Составы пород на четверной плоскостной диаграмме в параметрах $A–L–F$ по Л.И. Шахотько [1987]

4,24; Al_2O_3 10,63–14,65; Fe_2O_3 + FeO 11,07–12,65; MgO 7,64–11,12; CaO 11,94–14,40; Na_2O + K_2O 3,34–4,85. Это соответствует составу меланефелинита [Классификация..., 1981].

Полученный результат хорошо соответствует петрографическим наблюдениям о расщеплении магм на лейкократовую и меланократовую фракции (вплоть до анхи-

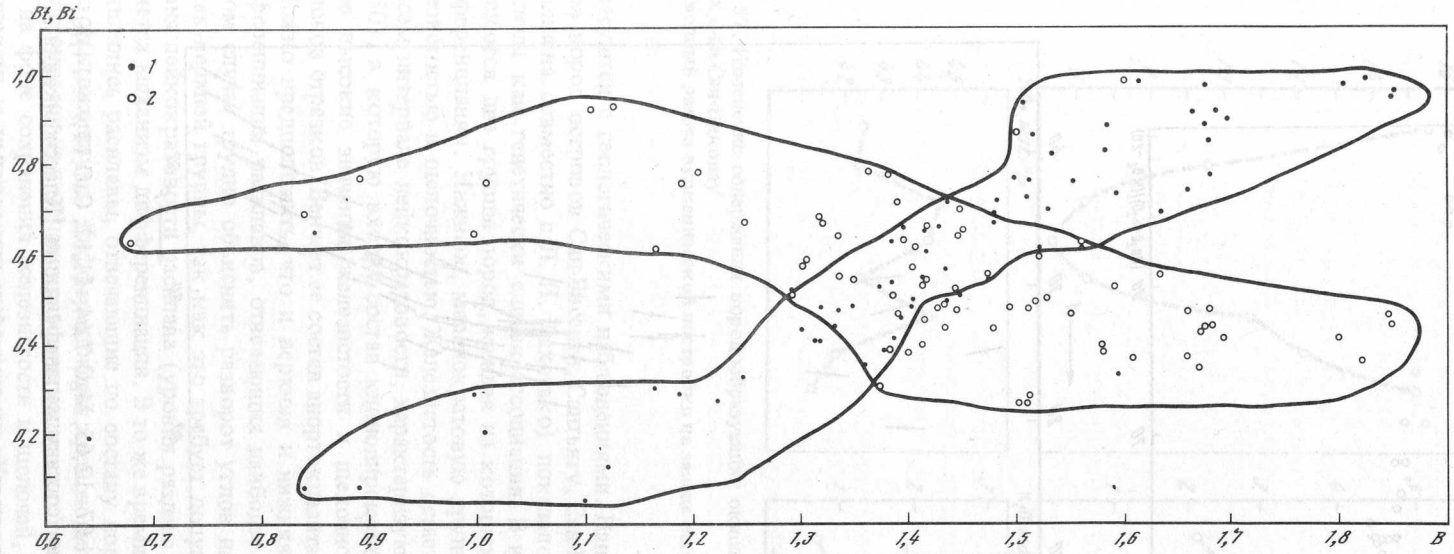

Bt, Bi
1
2
1,0
0,8
0,6
0,4
0,2
0,6
0,7
0,8
0,9
1,0
1,1
1,2
1,3
1,4
1,5
1,6
1,7
1,8
B

Рис. 60

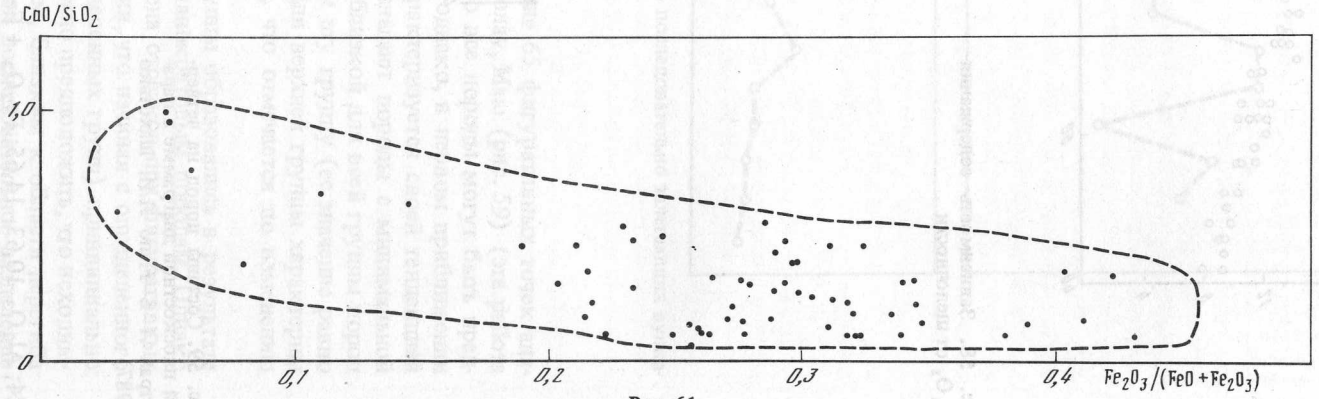

CaO/SiO2
1,0
0
0,1
0,2
0,3
0,4
Fe2O3/(FeO+Fe2O3)

Рис. 61

мономинерального состава) и геологическим данным о преобладании на островах щелочных пород промежуточного между пикритами и базальтами состава. При этом количество дифференциатов подчиняется основной дифференцирующей массе, как это и наблюдается в конкретных дифференцированных магматических телах.

Метод П.П. Смолина [1981] в отличие от большинства методик, применяемых в петрохимии, использует не весовые проценты окислов, а их атомные количества. Эти количества нормируются к атомному количеству кремнезема, как наиболее распространенному и при этом практически единственному анионному компоненту силикатных горных пород. П.П. Смолин отмечает, что горная порода представляет собой результат взаимодействия атомов, а не их весов. Поэтому и анализироваться в принципе должны соотношения не весовых (массовых) процентов окислов, а их атомных количеств (естественно нормированных). На этой основе был разработан способ выражения магматической формулы породы (наподобие формул минералов). Для большей части пород в подобных формулах количества катионов и анионов соотносятся как простые целые числа, что указывает на стехиометричность составов магматических пород и генерирующих их расплавов.

Основу предлагаемой системы составляет базисилициевый модуль B – сумма нормированных к кремнезему катионов. Частные значения атомных количеств катионов, их сочетания и соотношения представляют собой дополнительные петрохимические характеристики породы.

С использованием вышеописанной методики было построено несколько графиков для наиболее распространенных пород островов Сантьягу, Маю, Сал, Фогу, Боавишта. На вариационной диаграмме (рис. 60), где по абсциссе отложен базисилициевый модуль B, а по ординате – соответственно суммы атомных количеств катионов лейкократовой (Al, Na, K) и меланократовой (Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Mn, Ti) фракций, вырисовывается центральная область со значением базисилициевого модуля 1,3–1,5, на которую приходится большинство анализов. Здесь происходит инверсия фигуративных точек, обозначающих лейкократовую и меланократовую фракции: меняется количественное соотношение этих фракций в сравнении с породами, имеющими меньший и больший модуль (расположенными левее и правее на графике).

Составы пород, слагающих эту область, имеют следующие весовые содержания компонентов (в мас.%): SiO_2 41,66–43,78; TiO_2 3,17–4,26; Al_2O_3 10,78–16,9; FeO + + Fe_2O_3 9,5–11,7; MnO 0,17–0,22; MgO 4,67–12,15; CaO 10,27–14,40; $K_2O + Na_2O$ 3–5. Эти составы близки к составу меланефелинита и полностью соответствуют составу исходной магмы, полученному по методу Л.И. Шахотько. При уменьшении и увеличении значений базисилициевого модуля отмечается разделение полей фигуративных точек группировок атомных количеств инесиликатных (лейкократовых) и тектосиликатных (меланократовых) катионов. При этом сами поля остаются приблизительно параллельными друг другу без тенденции к увеличению различий в содержании обеих группировок в зависимости от изменений значений модуля.

Таким образом, уровень разделения лейкократовой и меланократовой составляющих не меняется в зависимости от дифференцированности породы. Подобный характер соотношения группировок, по-видимому, не соответствует механизму кристаллизационной дифференциации, предполагающему постепенное обогащение (либо обеднение) расплавов лейко- или меланофракции по мере выпадения соответствующих кристаллических фаз. В то же время он получает объяснение с позиций жидкостного разделения расплавов, которое как раз и происходит, когда количество фракции регламентируется лишь исходным составом жидкости и P–T-параметрами разделения и в дальнейшем может не меняться.

←

Рис. 60. Содержание тектосиликатных – *Bi* (Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg, Ti, Mn) – и инесиликатных – *Bi* (Al, Na, K) – группировок катионов в зависимости от базисилициевого модуля *B* по П.П. Смолину [1981]
1 – Bt; 2 – Bi

Рис. 61. Зависимость степени окисленности Fe от содержания Ca в породах

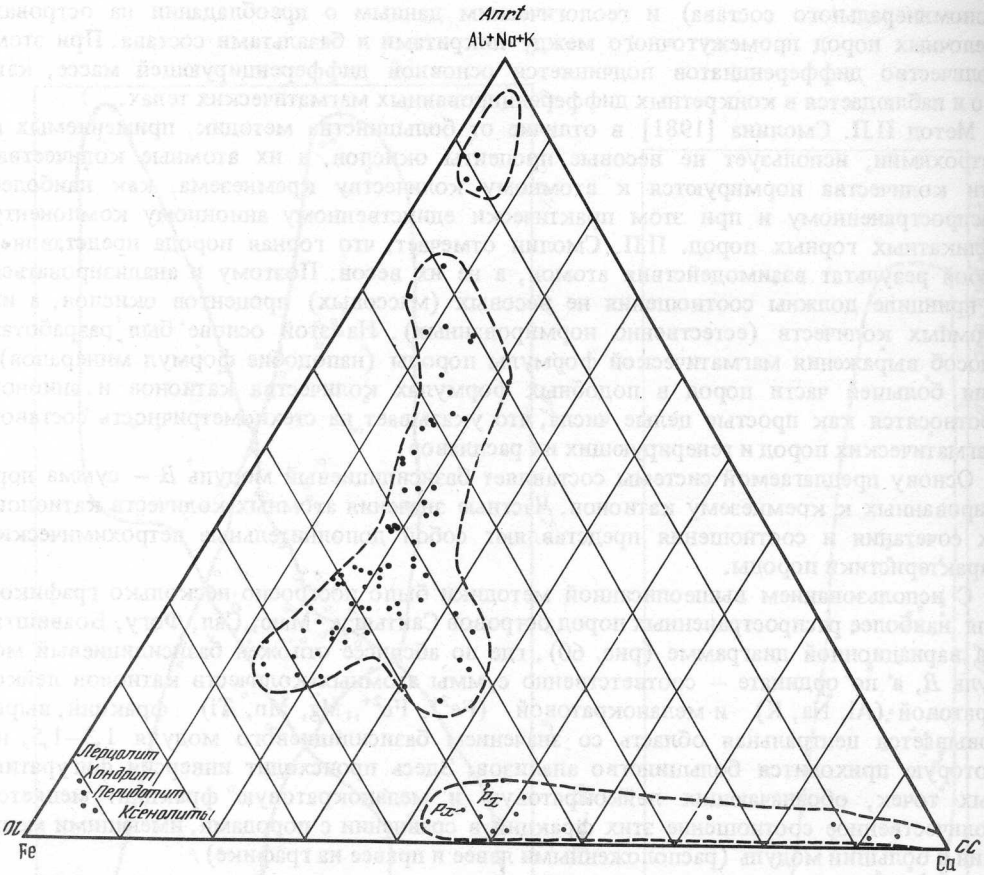


Рис. 62. Тройная диаграмма для пород в системе Fe – (Al + Na + K) – Ca по П.П. Смолину [1981]

Наличие в карбонатитах самородных минералов позволяет предположить, что восстановление металлов в этих породах связано с углеродом и его соединениями. Учитывая это, мы предприняли попытку оценить роль углеродсодержащих восстановителей и в других породах. Однако само содержание углекислого газа в эффузивной породе не является прямым отражением фугитивности углерода в расплаве. Поэтому для оценки последней был использован косвенный признак: содержания CaO, бóльшая часть которого, судя по петрографическим наблюдениям, закомплексована с CO_2 в карбонат. На графике (рис. 61) по ординате откладывались содержания CaO/SiO_2, по абсциссе – отношение $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$. Как видно, отмечается обратная корреляционная зависимость между содержанием CaO и степенью окисленности железа. Это позволяет предполагать, что восстановительные процессы в расплаве действительно обусловлены режимом углекислоты.

Используя нормированные по SiO_2 атомные количества, мы составили также тройную диаграмму Fe – (Al + Na + K) – Ca (рис. 62). Выбор компонентов для диаграммы определялся петрографическими наблюдениями тенденции к сегрегации лейкократовой и меланократовой составляющих породы и обособления и самостоятельного проявления карбонатитов. На диаграмме выявляется смещенный к ребру Fe – (Al + Na + K) континиум дифференциатов с наибольшей плотностью фигуративных точек, отвечающих меланефелиниту. У континиума отмечаются три области, которые имеют отделенные от общей массы продолжения, представленные анортоклазитами, лерцолитами ксенолитов, карбонатитами, обогащенные соответственно ине-, тектосиликатной компонентой, кальцием.

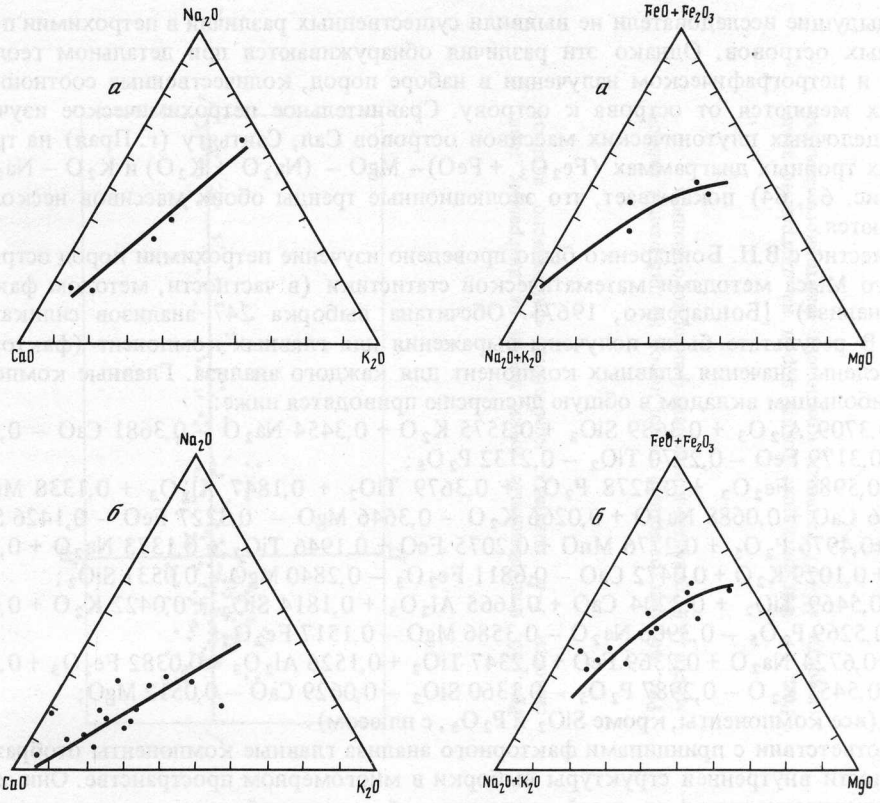


Рис. 63. Петрологическая эволюция щелочных массивов в координатах $CaO–Na_2O–K_2O$ островов Сал (*а*) и Сантьягу (район г. Прая) (*б*)

Рис. 64. Петрологическая эволюция щелочных массивов в координатах $(Na_2O + K_2O) – (FeO + Fe_2O_3) – MgO$ островов Сал (*а*) и Сантьягу (район г. Прая) (*б*)

Приведенные рассуждения свидетельствуют о том, что исходная магма имела меланефелинитовый состав. Петрохимически дифференциация шла в разных направлениях – к увеличению либо меланократовости, либо лейкократовости, либо кальциевости магмы. Каждое из этих направлений обозначено особой областью – "наплывом" у континиума. Все три тренда дифференциации не носили непрерывного характера – в каждом из них фиксируется перерыв, за которым экстраполируются поля пород относительно простого минерального состава с ограниченным набором минералов. Скорее всего, ни анортозиты (и близкие к ним нефелиниты), ни карбонатиты (и близкие к ним карбонатитоиды) не могли сформироваться по схеме кристаллизационной дифференциации. Этому противоречат, в частности, низкие температуры кристаллизации анортоклаза и карбоната, "разворот" по отношению к двум другим трендам. Отсутствие групп, промежуточных к континиуму пород, противоречит остаточно-магматическому генезису. Прерывистый характер трендов в то же время отвечает предположению о формировании названных групп пород из расплавов, отделившихся в результате жидкостной несмесимости. Как видно на диаграмме (см. рис. 62), внутри обеих групп пород, в свою очередь, проявлена дифференциация. При этом особо следует подчеркнуть, что крайние дифференциаты, по существу, представляют собой мономинеральные – анортоклазовые и кальцитовые – разновидности, что согласуется и с петрографическими и с субмикроскопическими наблюдениями (см. выше) о выделении подобных разномасштабных обособлений в породах и минералах.

Предыдущие исследователи не выявили существенных различий в петрохимии пород отдельных островов. Однако эти различия обнаруживаются при детальном геологическом и петрографическом излучении в наборе пород, количественные соотношения которых меняются от острова к острову. Сравнительное петрохимическое изучение пород щелочных плутонических массивов островов Сал, Сантьягу (г. Прая) на традиционных тройных диаграммах (Fe_2O_3 + FeO) – MgO – (Na_2O + K_2O) и K_2O – Na_2O – CaO (рис. 63, 64) показывает, что эволюционные тренды обоих массивов несколько различаются.

Совместно с В.Н. Бондаренко было проведено изучение петрохимии пород островов Зеленого Мыса методами математической статистики (в частности, методом факторного анализа) [Бондаренко, 1967]. Обсчитана выборка 247 анализов силикатных пород. В результате были получены выражения для главных компонент (факторов) и вычислены значения главных компонент для каждого анализа. Главные компоненты с наибольшим вкладом в общую дисперсию приводятся ниже:

I. +0,3709 Al_2O_3 + 0,3689 SiO_2 + 0,3575 K_2O + 0,3454 Na_2O – 0,3681 CaO – 0,3245 MgO – 0,3179 FeO – 0,2970 TiO_2 – 0,2132 P_2O_5;

II. +0,5986 Fe_2O_3 + 0,4278 P_2O_5 + 0,3679 TiO_2 + 0,1847 Al_2O_3 + 0,1338 MnO + + 0,0916 CaO + 0,0688 Na_2O + 0,0266 K_2O – 0,3646 MgO – 0,3227 FeO – 0,1426 SiO_2;

IV. +0,4976 P_2O_5 + 0,2776 MnO + 0,2075 FeO + 0,1946 TiO_2 + 0,1373 Na_2O + 0,1308 Al_2O_3 + 0,1029 K_2O + 0,0472 CaO – 0,6811 Fe_2O_3 – 0,2840 MgO – 0,0531 SiO_2;

V. +0,5469 TiO_2 + 0,2204 CaO + 0,1665 Al_2O_3 + 0,1814 SiO_2 + 0,0422 K_2O + 0,0098 FeO – 0,5269 P_2O_5 – 0,3906 Na_2O – 0,3586 MgO – 0,1517 Fe_2O_3;

VI. +0,6724 Na_2O + 0,2369 FeO + 0,2347 TiO_2 + 0,1526 Al_2O_3 + 0,0382 Fe_2O_3 + 0,0209 MnO – 0,5451 K_2O – 0,2987 P_2O_5 – 0,1360 SiO_2 – 0,0629 CaO – 0,0512 MgO;

VIII (все компоненты, кроме SiO_2 и P_2O_5, с плюсом).

В соответствии с принципами факторного анализа главные компоненты отображают особенности внутренней структуры выборки в многомерном пространстве. Они могут быть интерпретированы по своей геологической смысловой нагрузке как отражение тенденций дифференциации разного ранга, проявленных в исследуемом наборе анализов.

Как видим, и в выражениях главных компонент находят подтверждение некоторые закономерности, выявленные при петрографическом изучении.

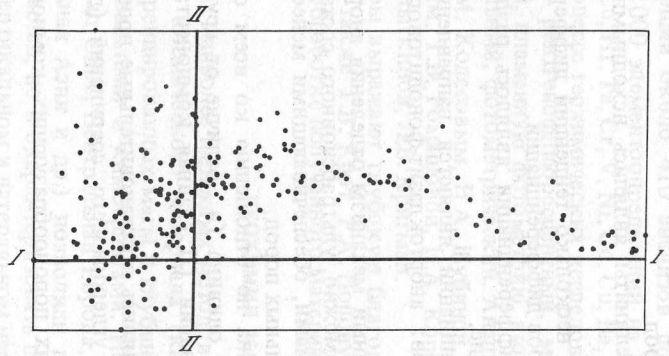
В частности, в I главной компоненте отражено разделение меланократовой и лейкократовой составляющих. При этом с меланократовыми компонентами ассоциирует летучий компонент P_2O_5. Выявляются и дополнительные закономерности.

Во II и IV компонентах проявляется ассоциативное поведение в петрогенезисе рудообразующих петрокомпонентов (FeO, Fe_2O_3, TiO_2, MnO) со щелочами (Na_2O, K_2O) (с ними связан и Al_2O_3, и опять же P_2O_5). Видно также (IV компонента), что закисное и окисное железо могут оказываться в противоположных ассоциациях. II компонента указывает на независимое положение оливина в отношении всех других составляющих магмы (в ассоциацию со знаком "минус" вошли лишь MgO, FeO, SiO_2).

И наконец, в IV компоненте Na_2O ассоциирует с Al_2O_3 и рудными компонентами, а K_2O – с летучим P_2O_5, с SiO_2, CaO (возможно, и CO_2), MgO.

Эти данные (I компонента) позволяют считать разделение исходной магмы на лейкократовую и меланократовую составляющие определяющей тенденцией ее дифференциации: они указывают (II, IV компоненты) на связь процесса сегрегации рудообразующих петрогенных компонентов (Fe, Ti, Mn) со щелочами и летучими (фосфором); свидетельствуют (IV компонента) о возможности независимого поведения N_2O и K_2O в петрогенезе, позволяют предполагать (II компонента), что кристаллизационная дифференциация осуществлялась преимущественно фракционированием оливина.

Вариационные графики (рис. 65–67) зависимости II и VI главных компонент от I, а также соотношение VI и IV главных компонент показывают, что для низких значений I компоненты (меланократовые породы) проявляется обратная корреляционная



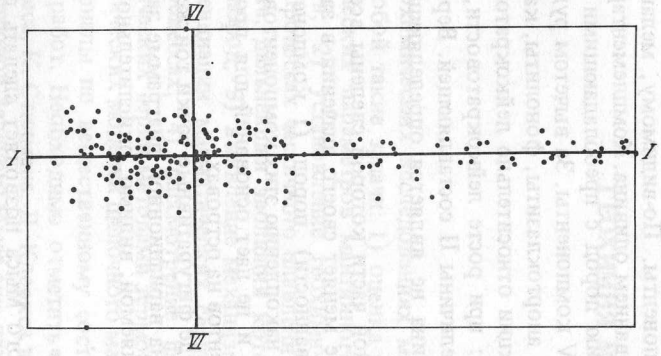


Рис. 65. Фигуративные точки пород на диаграмме зависимости *I–II* главных компонент факторного анализа

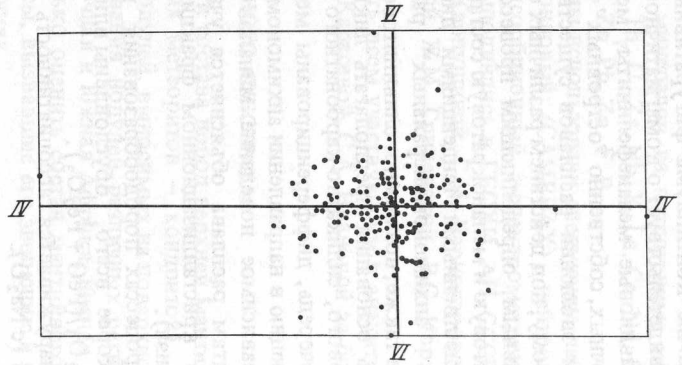


Рис. 66. Фигуративные точки пород на диаграмме зависимости *I–VI* главных компонент факторного анализа

Рис. 67. Фигуративные точки пород на диаграмме зависимости *IV–VI* главных компонент факторного анализа

зависимость по отношению к значениям II компоненты. Это выражается в увеличении абсолютного значения минусовой составляющей (в основном меланократовые окислы) I компоненты и в одновременном увеличении абсолютного значения минусовой составляющей (оливиновые миналы) II компоненты. По-видимому, меланократовая часть дифференциатов связана с фракционированием оливина. Комплементарной этому процессу является тенденция к формированию пород с преобладающими окислами, относящимися к положительной ассоциации V компоненты. За вычетом рудных окислов к ним относятся окислы, определяющие анортоклазиты, фонолиты, карбонатиты (CaO, Na_2O, K_2O, Al_2O_3). Однако для фракции относительно лейкократовых пород островов эта зависимость не выдерживается: при росте лейкократовости, напротив, слабо проявлена тенденция к уменьшению величины II составляющей. Вероятно, для этой группы пород фракционирование оливина не является определяющим в дифференциации.

На рис. 66 VI компонента, в положительной части которой сведены все петрогенные рудообразующие компоненты с Na_2O, не меняет своего значения в зависимости от лейкократовости (общей дифференцированности) пород (I компонента). Это, скорее всего, означает отсутствие тенденции к накоплению этих компонентов на каком-либо этапе дифференциации исходных магм и не дает оснований для прогнозирования присутствия рудных залежей этих компонентов на островах.

Этот же вывод подтверждается и рис. 67, где фигуративные точки той же "рудной" VI компоненты занимают компактное поле на вариационной диаграмме зависимости этой компоненты и IV компоненты (определяемой, видимо, окислительной или восстановительной обстановкой дифференциации).

* * *

Изучение петрохимии пород островов Зеленого Мыса позволяет сделать следующие выводы.

1. Наличие континиума фигуративных точек на большинстве петрохимических диаграмм свидетельствует о комагматичности пород.

2. Оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты являлись исходными магмами для щелочных, собственно "островных" пород.

3. При эволюции расплавов существовало несколько тенденций дифференциации, по-видимому, под действием различных факторов дифференциации.

4. Главным, определяющим процессом дифференциации являлось разделение на лейкократовую и меланократовую составляющие.

5. Существенными тенденциями дифференциации являются направления к обособлению "анхимономинеральных" расплавов: анортоклазит-фонолитового, карбонатного, а также, возможно, оливинитового.

6. Есть основания предполагать ликвационный механизм отделения анортоклазит-фонолитового, силикатно-карбонатного и, возможно, ультраосновного составов. Они, в свою очередь, дифференцированы механизмами, обеспечивающими менее дискретную эволюцию в направлении анхимономинеральных пород.

7. Независимое поведение миналов оливина по отношению ко всем остальным компонентам расплава объясняется участием оливина (в отличие от других минералов) в кристаллизационном фракционировании (II главная компонента факторного анализа).

8. В процессах породообразования проявлялись восстановительные процессы, которые, скорее всего, обусловлены влиянием углерода и его соединений (диаграмма $CaO - Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$).

9. Обнаруживается ассоциативность рудных породообразующих компонентов со щелочами (с Na_2O).

ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

При геохимических исследованиях магматизма островов Зеленого Мыса мы ставили перед собой такие задачи: 1) оценка вещественного состава неоднородностей и термодинамических параметров мантийного субстрата, питающего вулканические системы островов; 2) установление геохимических характеристик первичных магм, возникших в процессах частичного плавления мантии и отражающих особенность мантийного субстрата, дальнейшая эволюция которых привела к возникновению всех разновидностей пород; 3) выявление механизмов и разработка количественных характеристик дифференциации магматических серий, особенностей поведения редких элементов в этих процессах; 4) рассмотрение физико-химических параметров дифференциации магматических серий методами термобарометрических микровключений; 5) разработка генетических моделей щелочного магматизма.

Материалы по вещественному составу пород островов Зеленого Мыса приведены в ряде работ. Необходимо отметить исследования М. Ле Ба, Б. Ганна, Н. Воткинса, Х. Фурнеса, К. Стилмана, Д. Клеркса и др. Однако данных по геохимии магматических пород островов Зеленого Мыса еще явно недостаточно.

Мы получили обширный материал по геохимии магматических пород островов, включающий около 410 анализов пород и минералов на петрогенные компоненты, свыше 1000 элементоопределений на Sr, Ba, Th, U, Zr, Nb, Y, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Cr, V, Ni, Co, Cu, Be, Li, Rb, Zn, Pb, Zn, F, P.

В процессе геохимических исследований мы использовали следующие лабораторные методы: рентгенофлюоресцентный, микрозондовый (CAMEBAX), нейтронно-активационный, пламенную фотометрию, атомно-адсорбционный, γ-спектрометрию, рентгеноспектральный, фотометрический. Анализы выполнялись в ГЕОХИ АН СССР В.Г. Сениным, Г.М. Колесовым, Н.А. Шубиной, В.А. Карпушиной, С.М. Черногоровой, О.П. Соборновым, Т.В. Ромашовой, Н.А. Коровкиной, Ж.М. Гриневской, В.С. Коржановской, В.А. Помыткиной, Л.В. Кригман.

Авторы выражают глубокую благодарность всем участвующим в аналитических работах, а также Т.В. Крот, Р.А. Попову, В.Г. Карасевой, С.А. Ивановой за большую помощь в обработке полученного материала.

ГЕОХИМИЯ МАНТИЙНОГО СУБСТРАТА

Одним из наиболее надежных методов оценки состава пород верхней мантии является изучение космического материала (каменных метеоритов – хондритов), первичных недифференцированных магм и глубинных нодулей, выносимых на поверхность щелочными базальтами и кимберлитами. Исследования нодулей различных регионов мира (юго-запад США, Центральная Европа, Восточная и Южная Африка, Южная Австралия, Центральная Азия и др.) позволили не только оценить состав мантийного субстрата этих областей, но и охарактеризовать процессы, вызвавшие его эволюцию и неоднородность в вертикальном и латеральном направлениях.

В процессе полевых работ на островах Зеленого Мыса в 1985–1986 гг. неоднократно в щелочных породах были обнаружены глубинные нодули пород мантии (о-в Сантья-

Таблица 20

Состав нодулей о-ва Сал

Компонент	Деплетированные								
	69	70	90	28	48	42	56	30	29
SiO_2	43,60	43,21	42,06	43,53	43,83	42,78	43,28	44,50	43,27
TiO_2	0,06	0,06	0,09	0,10	0,17	0,19	0,14	0,17	0,07
Al_2O_3	0,70	0,65	0,67	1,49	1,92	1,40	1,69	1,71	1,45
Cr_2O_3	0,297	0,287	0,302	0,383	0,390	0,461	0,347	0,312	1,06
FeO	7,48	7,49	7,67	7,82	8,61	7,55	8,12	8,20	7,84
MgO	45,63	45,73	47,31	44,43	42,25	43,56	43,35	41,74	43,97
MnO	0,157	0,159	0,156	0,160	0,169	0,154	0,162	0,181	0,160
CaO	0,69	0,77	0,61	0,96	1,43	1,47	1,52	1,25	0,68
Na_2O	0,26	0,19	0,07	0,04	0,32	0,39	0,21	0,29	0,41
K_2O	0,06	0,06	0,06	0,17	0,13	0,43	0,10	0,51	0,07
P_2O_5	0,077	0,72	0,069	0,070	0,066	0,116	0,070	0,104	0,075
Сумма	99,01	98,68	99,07	99,15	99,29	98,50	98,99	98,97	99,06

Компонент	Деплетированные									
	50	36	2	39	57	66	34	45	40	47
SiO_2	43,41	43,34	43,41	43,79	44,11	44,26	44,02	43,88	43,75	44,76
TiO_2	0,10	0,14	0,06	0,10	0,06	0,07	0,08	0,07	0,05	0,08
Al_2O_3	1,49	1,27	0,82	1,28	0,84	1,51	1,22	0,81	0,70	1,45
Cr_2O_3	0,318	0,440	0,475	0,341	0,373	0,389	0,375	0,343	0,321	0,393
FeO	7,99	7,51	7,58	7,87	7,27	7,50	7,76	7,30	7,73	7,28
MgO	44,64	44,65	45,32	44,56	44,88	44,09	44,27	44,59	45,46	43,30
MnO	0,159	0,160	0,158	0,161	0,155	0,158	0,157	0,154	0,152	0,152
CaO	0,75	1,01	0,68	0,89	0,78	0,87	1,25	0,75	0,75	1,36
Na_2O		0,10	0,03	0,02	0,04	–	0,15	0,48	–	0,09
K_2O	0,04	0,11	0,04	0,08	0,08	0,07	0,13	0,06	0,06	0,07
P_2O_5	0,063	0,066	0,068	0,069	0,070	0,061	0,077	0,072	0,072	0,066
Сумма	98,96	98,80	98,64	99,16	98,66	98,98	99,49	98,51	99,24	99,00

Компонент	Примитивные						Обогащенные		
	24	3	55	63	60	54	65	5	20
SiO_2	43,40	44,25	43,54	44,66	44,94	43,85	43,75	46,35	42,72
TiO_2	0,14	0,21	0,19	0,12	0,12	0,18	0,17	0,19	0,20
Al_2O_3	1,59	2,31	3,23	2,07	2,24	2,04	2,77	2,95	1,53
Cr_2O_3	0,399	0,381	0,398	0,438	0,467	0,434	0,471	0,448	0,289
FeO	8,27	8,40	8,26	7,39	7,35	8,57	7,57	6,64	8,85
MgO	43,72	38,81	40,05	41,37	40,50	41,63	41,26	36,93	42,66
MnO	0,166	0,168	0,165	0,155	0,156	0,167	0,164	0,153	0,192
CaO	1,04	2,70	2,68	2,57	2,55	1,84	2,27	4,22	1,63
Na_2O	0,15	0,33	0,40	0,19	0,43	–	0,29	0,76	0,44
K_2O	0,16	0,31	0,27	0,17	0,13	0,09	0,25	0,21	0,53
P_2O_5	0,074	0,089	0,078	0,064	0,071	0,071	0,069	0,071	0,105
Сумма	99,11	97,96	99,26	99,20	98,95	98,87	99,03	98,92	99,15

Деплетированные									
52	31	38	49	41	59	58	27	22	44
42,93	42,73	40,23	43,27	43,48	44,12	43,39	43,62	43,00	43,53
0,06	0,12	0,10	0,16	0,13	0,16	0,07	0,08	0,11	0,06
0,52	1,51	0,58	1,75	1,64	1,83	0,80	1,18	1,39	0,75
0,259	0,278	0,373	0,365	0,332	0,396	0,331	0,375	0,358	0,310
7,68	8,49	8,43	8,61	8,69	7,77	7,47	7,98	8,28	7,67
46,71	43,53	48,11	42,19	43,03	42,16	45,21	44,56	44,26	45,55
0,159	0,186	0,162	0,170	0,166	0,160	0,159	0,159	0,166	0,156
0,61	1,41	0,43	1,50	1,12	1,72	0,90	1,11	0,99	0,77
0,07	0,20	0,05	0,31	0,12	–	0,10	–	0,13	0,07
0,04	0,36	0,03	0,10	0,06	0,11	0,05	0,11	0,09	0,07
0,074	0,093	0,073	0,077	0,067	0,076	0,068	0,062	0,070	0,069
99,11	98,91	98,57	98,50	98,84	98,50	98,55	99,24	98,84	99,01

Деплетированные							Примитивные		
43	29	25	53	7	35	46	51	23	17
42,83	43,79	42,88	46,27	44,75	43,25	43,90	44,57	44,71	43,89
0,16	0,12	0,15	0,09	0,16	0,14	0,12	0,14	0,21	0,20
1,80	1,63	1,53	1,24	1,91	1,77	2,18	2,85	0,23	2,11
0,355	0,337	0,341	0,423	0,418	0,533	0,432	0,420	0,524	0,420
8,77	8,30	8,17	7,08	7,91	8,24	7,60	7,36	7,50	7,90
42,86	42,66	43,33	42,74	42,02	43,25	42,20	40,19	39,92	41,40
0,170	0,166	0,166	0,156	0,161	0,168	0,157	0,153	0,157	0,157
1,09	1,05	1,25	1,10	1,40	1,24	1,48	2,58	2,88	2,19
0,39	0,59	0,70	0,03	0,06	0,19	0,20	0,25	0,19	0,15
0,11	0,10	0,17	0,09	0,16	0,15	0,16	0,21	0,19	0,22
0,064	0,066	0,073	0,068	0,077	0,077	0,069	0,65	0,067	0,075
98,60	98,81	98,86	99,29	99,03	99,01	98,50	98,79	98,58	98,71

гу – район Рибейра де Барка, о-в Сан-Николау – район Рибейра де Брава, о-в Сан-Висенти – район г. Минделу и др.). Однако наиболее многочисленные глубинные ксенолиты были собраны в северной части о-ва Сал в оливиновых мелилитсодержащих меланефелинитах вулканической системы Морро до Акъюкар. Всего было собрано около 100 нодулей. Успешному сбору нодулей способствовали строительство дороги и взрывные работы в указанном районе. Впервые петрографическое описание нодулей Морро до Акъюкар было дано П. Паэпе и Дж. Клерксом [Klerkx, De Paepe, 1976]. Как правило, нодули заключены в матрицу меланефелинитов и образуют фрагменты округлой, реже остроугольной формы, которые легко маркируются благодаря светло-зеленому цвету. Размер нодулей варьирует от первых сантиметров до 30–40 см в диаметре.

Исследованные нодули сложены четырехминеральной ассоциацией минералов – оливином, орто- и клинопироксеном, шпинелью. Другие минералы практически отсутствуют. Обычно оливины и ортопироксены образуют хорошо оформленные крупные (до десятков сантиметров) кристаллы, клинопироксены и шпинелиды выделяются в виде более мелких фаз, выполняя интерстицию. Характерная особенность ксенолитов – наличие сильных деформаций и структур меланитизации, которые являются первичными, так как не прослеживаются во вмещающие породы. Нередко в нодулях присутствует стекло, которое обволакивает минералы и приурочено к границам оливинов и пироксенов (чаще энстатитов).

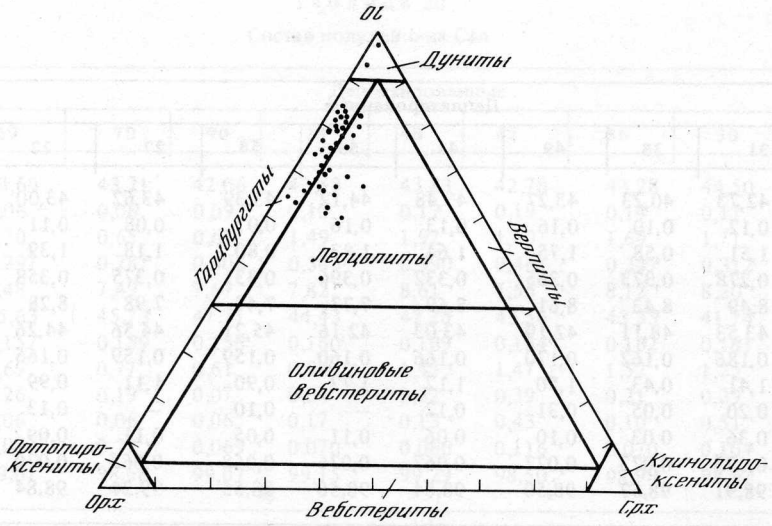


Рис. 68. Положение исследованных нодулей на диаграмме ортопироксен–оливин–клинопироксен

Модальный количественный состав нодулей был рассчитан методом наименьших квадратов с использованием анализов породообразующих минералов и валового состава глубинных ксенолитов (рис. 68, табл. 20, 21). По составу изученные нодули относятся к первой группе мантийных сухих шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов, согласно номенклатуре Ф. Фрея и М. Принса [Frey, Prinz, 1978]. Два нодуля (38 и 90) попали в поле дунитов. Химические анализы породообразующих минералов, полученные на микрозонде CAMEBAX из исследованных шпинелевых перидотитов, обнаруживают определенные вариации. Содержание форстеритового минала в оливинах варьирует от 89,5 до 91,7%, концентрации NiO довольно постоянны – 0,35–0,39%.

Существенные изменения устанавливаются в составах пироксенов и шпинелей (в %): в ортопироксенах: TiO_2 0,00–0,16; Al_2O_3 1,6–6,5; FeO –4,6–7,6; CaO 1,1–2,3; Cr_2O_3 0,5–1; в клинопироксенах: TiO_2 0,01–3,2; Al_2O_3 0,08–7,6; FeO 1,9–4,5; Cr_2O_3 0,8–3,7; в шпинелях: Cr_2O_3 12–62,2; Fe_2O_3 12,2–17; MgO 13,5–19,4; Al_2O_3 10,1–52,8.

Обращает на себя внимание довольно деплетированный характер клинопироксенов и шпинелей большого количества исследованных ксенолитов. Клинопироксены считаются деплетированными, если в них содержания $Al_2O_3 < 3TiO_2 < 0{,}18Na_2O < 1\%$, а $Cr_2O_3 > 0{,}7\%$ [Fery, Green, 1974].

Графические сопоставления составов ортопироксенов, клинопироксенов и шпинелей мантийных нодулей островов Зеленого Мыса (о-в Сал) и вулкана Шаварын-Царам (МНР) также подтверждают более деплетированный характер породообразующих минералов мантийного субстрата островов Зеленого Мыса (рис. 69, 70). Вместе с тем в небольшом числе ксенолитов исследованного района присутствуют недеплетированные нодули, в которых отмечаются более высокие концентрации Al_2O_3, TiO_2, Na_2O в клинопироксенах и сравнительно низкие содержания Cr_2O_3 и MgO в шпинелях (см. табл. 21).

Полученные химические составы породообразующих минералов исследованных нодулей позволили оценить температуру минеральных парагенезисов. Использовался двупироксеновый геотермометр с учетом неидеального смешения компонентов твердых растворов в сосуществующих фазах (табл. 22). Принцип метода описан в работе И.Д. Рябчикова [1983]. Для сравнения расчеты велись и другими методами. Результаты приведены в табл. 22. Сопоставление этих расчетных величин с нашими данными [Когарко и др., 1986] и материалами других авторов [Lung-Chuan Kuo, Essene, 1986]

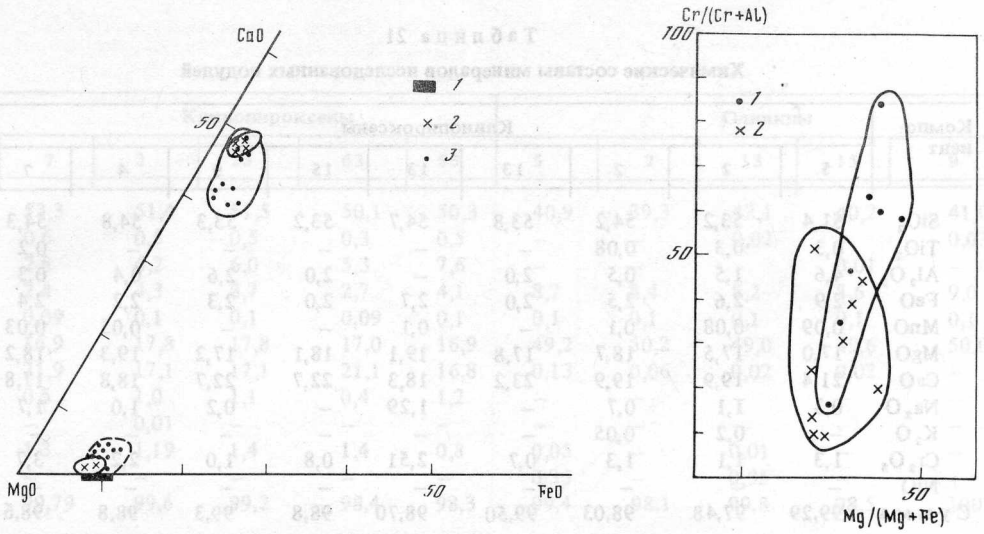


Рис. 69. Положение составов оливинов, клинопироксенов на диаграмме MgO–CaO–FeO
1 – оливины; *2, 3* – орто- и клинопироксены нодулей: *2* – вулкана Шаварын-Царам, *3* – островов Зеленого Мыса. Оконтурены поля составов

Рис. 70. Соотношения Cr, Al, Mg, Fe в шпинелях
1 – вулкан Шаварын-Царам; *2* – острова Зеленого Мыса
Оконтурены поля составов

по физико-химическим параметрам континентальной мантии показывает, что шпинелевые перидотиты рассматриваемого региона формировались при довольно высоких температурах (829–1232°), но все же ниже солидуса мантийных перидотитов в сухих условиях. Согласно многочисленным экспериментальным данным, присутствие летучих компонентов, в первую очередь H_2O, значительно понижает температуру плавления. Так, например, исследования Ф. Эгглера [Eggler, 1977] показали, что добавление в систему перидотит–вода только 0,1% H_2O может понизить солидус перидотита более чем на 200 °С. Рассмотрение этих экспериментальных результатов и полученных оценок температурного режима изученных нодулей показывает, что в присутствии летучих компонентов мантия островов Зеленого Мыса могла плавиться, т.е. мантийный субстрат мог находиться частично в расплавленном состоянии.

Оценки давления фазовых равновесий мантийных шпинелевых перидотитов в свете современных экспериментальных материалов устанавливаются довольно определенно. Основываясь на экспериментальных данных по фазовым равновесиям в системе $CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2$ и полям кристаллизации шпинели как функции температуры [O'Neill, 1981; Jenkins, Newton, 1979], можно оценить давление минеральных парагенезисов исследованных шпинелевых перидотитов. В интервале температур 1200–830 °С давление составляет 20,5–16,3 кбар. В работах Б. Вуда [Wood, 1974] показано, что область устойчивости шпинелей также заметно зависит от составов этого минерала и сосуществующего оливина. Чем выше концентрация хрома в шпинели, тем шире его поле кристаллизации по давлению.

Б. Адамс и Д. Бишоп [Adams, Bishop, 1982] предложили метод оценки давлений мантийных нодулей на основании использования зависимости коэффициента распределения Ca в оливинах. К недостаткам этого метода можно отнести сравнительно невысокую точность микрозондовых анализов на Ca при концентрациях сотые–первые десятые доли процента. Расчеты по этому методу дали величины давлений 19–34 кбар.

Проведенные оценки давлений по составам породообразующих минералов нодулей и отсутствие гранатовых разностей позволяют заключить, что нижним пределом раз-

Таблица 21

Химические составы минералов исследованных нодулей

Компонент	Клинопироксены								
	5	2	2	13	13	15	9	4	7
SiO_2	51,4	53,2	54,2	53,8	54,7	53,2	53,3	54,8	54,3
TiO_2	0,3	0,3	0,08	–	–	–	–	–	0,2
Al_2O_3	4,6	1,5	0,5	2,0	–	2,0	2,6	0,4	0,3
FeO	2,9	2,6	2,5	2,0	2,7	2,0	2,3	2,2	2,4
MnO	0,09	0,08	0,1	–	0,1	–	–	0,05	0,03
MgO	17,0	17,5	18,7	17,8	19,1	18,1	17,2	19,3	18,2
CaO	21,4	19,9	19,9	23,2	18,3	22,7	22,7	18,8	17,8
Na_2O	0,3	1,1	0,7	–	1,29	–	0,2	1,0	1,7
K_2O	–	0,2	0,05	–	–	–	–	–	–
Cr_2O_3	1,3	1,1	1,3	0,7	2,51	0,8	1,0	2,2	3,7
NiO	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,29	97,48	98,03	99,50	98,70	98,8	99,3	98,8	98,6

Компонент	Оливины					Шпинели			
	4	7	23	63	55	5	2	13	15
SiO_2	41,3	41,2	51,5	40,9	40,7	–	–	0,02	0,23
TiO_2	–	0,01	0,5	–	0,01	0,43	0,01	0,05	0,01
Al_2O_3	0,1	0,05	6,0	0,09	0,07	40,3	25,2	26,13	23,2
FeO	8,1	8,9	3,7	9,8	10,2	14,1	16,1	16,7	11,7
MnO	0,09	0,1	0,1	0,1	0,16	0,08	0,19	0,56	0,52
MgO	50,2	48,7	17,8	48,2	49,6	19,3	14,5	13,8	15,0
CaO	0,03	0,1	17,1	0,1	0,12	–	–	0,01	–
Na_2O	0,01	0,01	1,17	0,03	0,02	–	–	0,01	–
K_2O	–	0,01	–	–	–	–	–	–	–
Na_2O	0,01	0,06	1,4	–	0,03	–	–	–	–
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	25,6	45,6	42,2	43,8
NiO									
Сумма	99,8	99,13	99,3	99,2	100,9	99,8	101,6	99,5	99,5

Компонент	Ортопироксены						Амфибол
	4	7	3	23	63	55	13
SiO_2	55,70	56,13	53,23	53,21	53,13	52,67	38,26
TiO_2	–	0,01	0,22	0,50	0,17	0,20	4,68
Al_2O_3	2,33	2,24	5,42	5,07	5,37	6,58	13,4
FeO	4,90	5,35	6,88	6,03	7,74	6,43	10,1
MnO	0,11	0,15	0,14	0,09	0,14	0,13	0,08
MgO	32,7	33,28	30,9	31,76	31,16	31,01	13,4
CaO	2,11	1,27	1,68	1,59	1,63	1,5	11,7
Na_2O	0,01	0,01	0,17	0,20	0,16	0,19	2,28
K_2O	–	–	–	–	–	–	–
Cr_2O_3	0,72	0,77	0,76	0,97	–	0,55	–
NiO	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	98,58	99,31	99,40	99,42	99,50	99,26	95,72

Клинопироксены					Оливины				
7	3	23	63	55	5	2	13	15	9
53,3	51,4	51,5	50,1	50,3	40,9	39,3	42,1	40,2	41,0
0,6	0,5	0,5	0,3	0,5	–	–	0,02	–	0,03
2,8	6,2	6,0	5,3	7,6	–	–	–	0,01	–
2,4	4,3	3,7	2,7	4,1	8,7	8,4	8,2	8,6	9,0
0,09	0,1	0,1	0,09	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
16,9	17,8	17,8	17,0	16,9	49,2	50,2	49,0	49,6	50,0
21,9	17,1	17,1	21,1	16,8	0,13	0,06	0,02	0,02	–
0,5	1,0	1,1	0,4	1,2	–	–	–	–	–
–	0,01	–	–	–	–	–	–	–	–
1,3	1,19	1,4	1,4	0,8	0,05	–	0,01	–	–
–	–	–	–	–	0,35	–	0,35	–	–
99,79	99,6	99,2	98,4	98,3	99,4	98,1	99,8	98,5	100,13

Шпинели				Ортопироксены					
7	23	63	55	5	2	13	15	15	9
0,15	0,03	0,16	0,15	53,71	56,51	56,37	54,69	55,42	53,58
0,40	0,16	0,42	0,40	0,16	–	–	–	–	0,20
52,8	10,17	43,46	52,80	5,15	2,12	2,21	1,89	1,87	4,70
12,2	13,87	–	12,23	5,72	5,25	5,01	5,30	5,32	5,95
0,14	0,57	0,20	0,14	0,12	0,15	0,14	0,12	0,14	0,14
20,6	14,37	18,56	20,69	32,24	32,9	33,9	33,14	33,64	31,56
–	0,03	–	–	1,64	1,78	1,49	2,35	1,34	1,31
–	0,01	–	–	–	–	0,03	0,03	0,02	0,20
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
12,0	60,51	36,40	12,06	0,86	0,81	0,64	0,73	0,74	1,06
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
98,3	99,7	99,10	98,47	99,60	99,52	99,79	98,25	98,49	98,70

вития изученных ксенолитов являются глубины 60–65 км. Верхний предел определяется реакцией твердофазового перехода шпинель–плагиоклаз, которая протекает на глубинах 30–35 км (рис. 71).

Микрозондовые анализы шпинелей позволили провести оценку фугитивности кислорода минеральных равновесий исследованных нодулей. Использовался метод, описанный в работе И.Д. Рябчикова, А.В. Уханова, Т. Ишина [1985]. Все вычисления были сделаны при давлении 15 кбар. Результаты расчетов приведены в табл. 22. Они показывают, что степень окисленности верхней мантии островов Зеленого Мыса достигает более низких значений по сравнению с буферной системой кварц–фаялит–магнетит. Сопоставление этих результатов с полученными нами и литературными величинами fO_2 для нодулей континентальной мантийной литосферы [Турков и др., 1988; Рябчиков и др., 1985] показывает, что мантийный субстрат островов Зеленого Мыса носит восстановленный характер. Необходимо отметить определенные колебания в фугитивностях кислорода глубинных ксенолитов исследованного региона (см. табл. 22).

Вариации составов изученных нодулей свидетельствуют о том, что их вещество подвергалось в прошлом плавлению. Об этом говорят близкие к линейным корреляционные связи между концентрациями главных породообразующих окислов и магнезиальностью ксенолитов (рис. 72). Подобные линейные корреляции наблюдались нами [Ко-

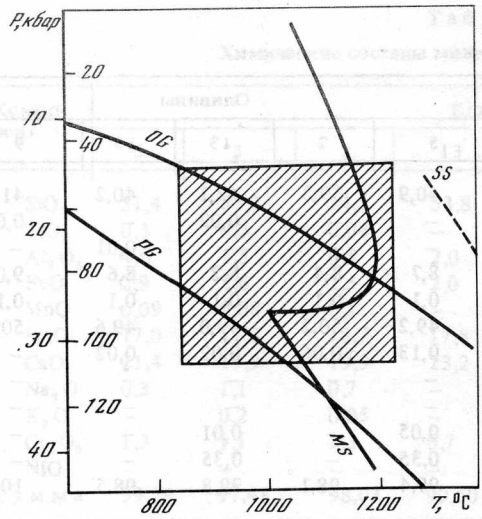


Рис. 71. Физико-химические параметры мантии под островами Зеленого Мыса (по данным исследования нодулей)

Изотермы: *OG* – океаническая, *PG* – континентальная; солидусы перидотита: *MS* – мокрый, *SS* – сухой; заштрихована область *P–T*-параметров минеральных равновесий мантийных нодулей

гарко и др., 1986] и другими авторами [Maaloe, Aoki, 1977] в мантийных перидотитах различных регионов. Такие систематические зависимости между компонентами могут быть объяснены в рамках достаточно простой модели частичного плавления гомогенного исходного источника с удалением из разных его участков варьирующих количеств расплава, обогащенного "базальтовыми" компонентами – Al_2O_3, CaO, TiO_2 и др. В результате этого процесса в мантийном субстрате возрастают концентрации магния.

Наилучшие обратные корреляции с MgO отмечаются для CaO, Al_2O_3, Cr_2O_3, K_2O, которые образуют правильные тренды, приближающиеся к линиям смешения компонентов (см. рис. 72). Значимость коэффициентов корреляции для этих пар элементов заметно возрастает при исключении ряда образцов, которые, по-видимому, несут следы метасоматического воздействия. Более слабые корреляции с магнезиальностью наблю-

Таблица 22

Температура минеральных парагенезисов исследованных нодулей

Номер образца	Температура, °C			Нормализованные QFM логарифмы летучестей кислорода
	по методу И.Д. Рябчикова [1983]	по методу П. Велза	по методу С. Exренберга	
2	1143	1114	1144	–2,807
3	1204	1179	1211	–
4	1197	1163	1196	–
5	1050	1060	1080	0,845
7	1178	1122	1153	0,761
9	1024	1020	1029	–
13	936	981	972	–0,743
15	829	917	877	0,214
23	1208	1199	1230	–
55	801	1138	1171	–
63	1174	1198	1229	–

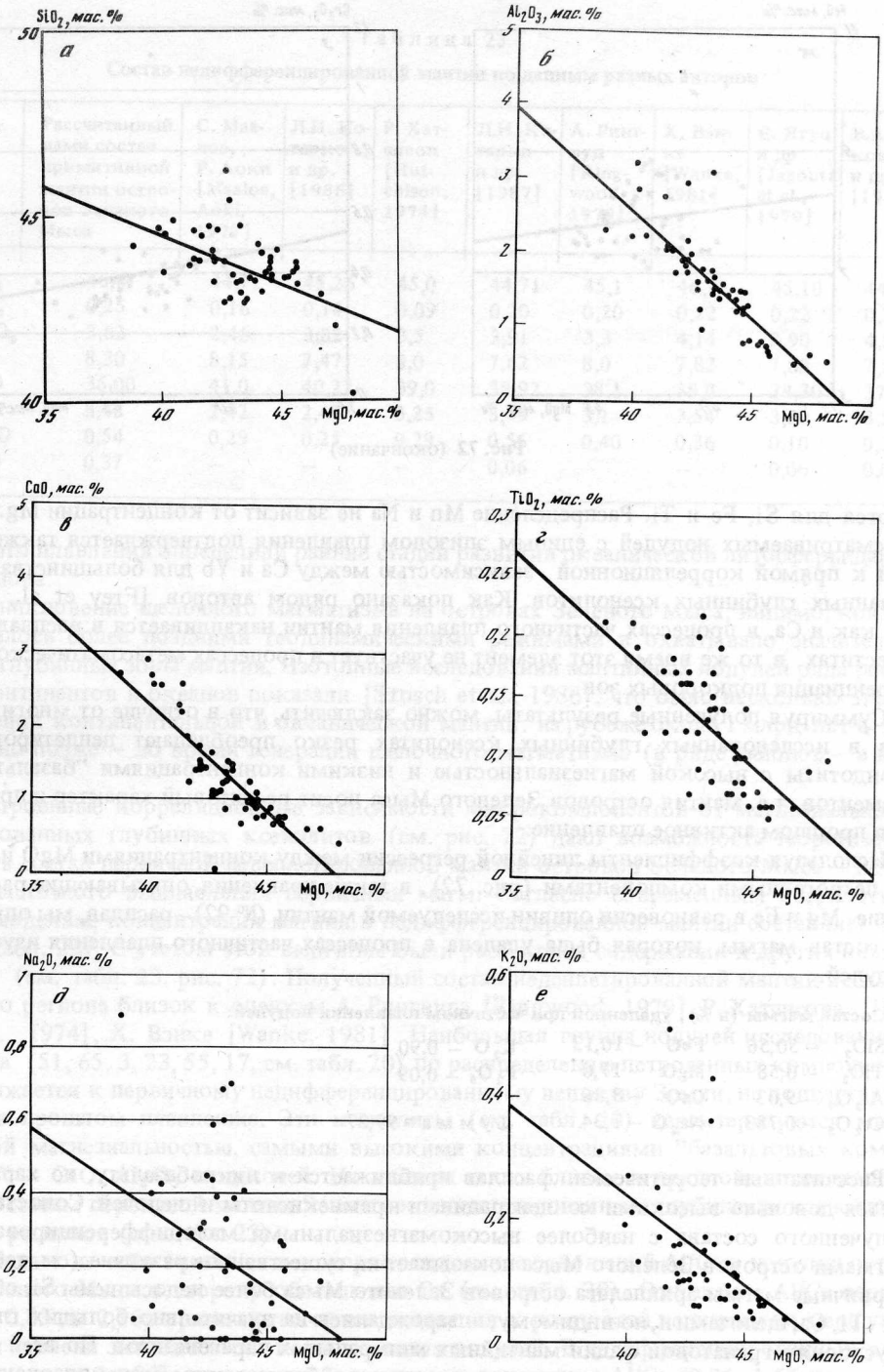


Рис. 72. Корреляционные зависимости между магнезиальностью и петрогенными элементами
а – $MgO–SiO_2$; *б* – $MgO–Al_2O_3$; *в* – $MgO–CaO$; *г* – $MgO–TiO_2$; *д* – $MgO–Na_2O$; *е* – $MgO–K_2O$; *ж* – $MgO–FeO$; *з* – $MgO–Cr_2O_3$

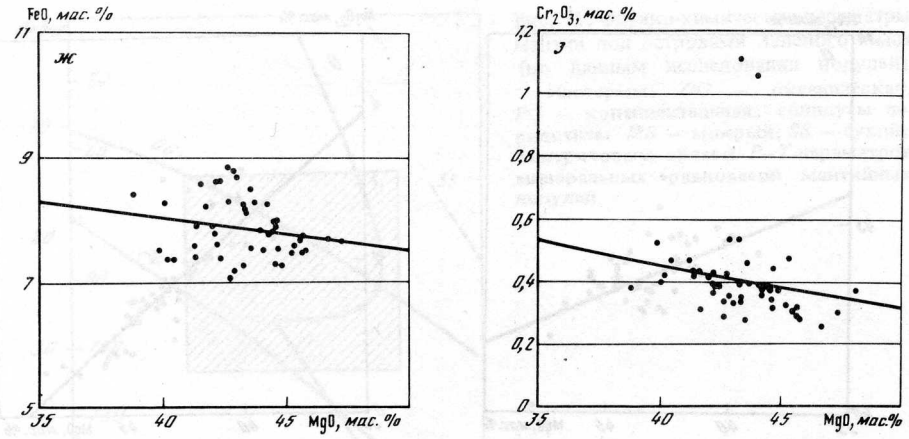


Рис. 72 (окончание)

даются для Si, Fe и Ti. Распределение Mn и Na не зависит от концентрации Mg. Связь рассматриваемых нодулей с единым эпизодом плавления подтверждается также близкой к прямой корреляционной зависимостью между Ca и Yb для большинства исследованных глубинных ксенолитов. Как показано рядом авторов [Frey et al., 1978], Yb, как и Ca, в процессах частичного плавления мантии накапливается в расплаве, а не в реститах, в то же время этот элемент не участвует в процессах метасоматической дифференциации подкоровых зон.

Суммируя полученные результаты, можно заключить, что в отличие от многих районов в исследованных глубинных ксенолитах резко преобладают деплетированные перидотиты с высокой магнезиальностью и низкими концентрациями "базальтовых" элементов, т.е. мантия островов Зеленого Мыса носит реститовый характер и претерпела в прошлом активное плавление.

Используя коэффициенты линейной регрессии между концентрациями MgO и другими петрогенными компонентами (рис. 72), в также уравнения, описывающие распределение Mg и Fe в равновесии оливин исследуемой мантии (№ 92) –расплав, мы определили состав магмы, которая была удалена в процессах частичного плавления изученных нодулей.

Состав магмы (в %), удаленной при частичном плавлении нодулей:

SiO_2 – 50,56	FeO – 10,13	K_2O – 0,90
TiO_2 – 0,58	MgO – 17,0	P_2O_5 – 0,09
Al_2O_3 – 9,03	CaO – 8,86	
Cr_2O_3 – 0,783	Na_2O – 1,34	Сумма = 99,27

Рассчитанный теоретически расплав приближается к пикробазальту, но характеризуется довольно высокими концентрациями кремнекислоты и щелочей. Сопоставление полученного состава с наиболее высокомагнезиальными малодифференцированными магмами островов Зеленого Мыса показывает их существенное различие (см. табл. 25). Первичные магмы архипелага островов Зеленого Мыса более недосыщены Si, обогащены Ti, Ca, щелочами и, по-видимому, зарождались на значительно больших глубинах в условиях гранатовой фации мантийных минеральных парагенезисов. По всей вероятности, состав исследованных перидотитов отражает более ранние этапы плавления мантии; в ходе этих явлений возникали нещелочные пикробазальты, дифференциация которых приводила, по-видимому, к формированию мезозойских толеитов. С учетом составов нодулей и выплавленной первичной магмы были оценены степени плавления мантии островов Зеленого Мыса; эти величины укладываются в интервал 0–39%. Процессы

Таблица 23

Состав недифференцированной мантии по данным разных авторов

Компонент	Рассчитанный нами состав примитивной мантии островов Зеленого Мыса	С. Маалое, Р. Аоки [Maaloe, Aoki, 1977]	Л.Н. Когарко и др. [1986]	Р. Хатчисон [Hutchison, 1974]	Л.Н. Когарко и др. [1987]	А. Рингвуд [Ringwood, 1979]	Х. Вэнке [Wanke, 1981]	Е. Ягуц и др. [Jagoutz et al., 1979]	В.А. Турков и др. [1988]
SiO_2	46,6	44,71	45,26	45,0	44,71	45,1	46,1	45,10	44,30
TiO_2	0,25	0,16	0,14	0,09	0,20	0,20	0,22	0,22	0,21
Al_2O_3	3,62	2,46	3,82	3,5	3,91	3,3	4,14	3,90	4,58
FeO	8,30	8,15	7,47	8,0	7,62	8,0	7,82	7,80	7,54
MgO	36,00	41,0	40,22	39,0	38,92	38,1	38,0	38,30	37,87
CaO	3,48	2,42	2,47	3,25	3,49	3,1	3,54	3,50	3,52
Na_2O	0,54	0,29	0,25	0,29	0,56	0,40	0,36	0,10	0,52
K_2O	0,37	–	–	–	0,06	–	–	0,06	0,06

мощного плавления определили ранние стадии развития океанической литосферы данного региона.

Возникновение щелочного магматизма на островах Зеленого Мыса, видимо, контролировалось более поздними геодинамическими режимами и охватывало значительно более глубинные зоны мантии. Изотопные исследования мантийных нодулей ряда регионов континентов и океанов показали [Stosch et al., 1986], что было несколько этапов плавления континентальной и океанической мантии: на рубеже около 1 млрд лет и значительно позже – во время генерации щелочного магматизма (в ряде районов – в кайнозое).

Построенные корреляционные зависимости микрокомпонентов от магнезиальности исследованных глубинных ксенолитов (см. рис. 72) дают возможность теоретически оценить состав первичной недеплетированной мантии островов Зеленого Мыса – источника частичного выплавления первичных магм. Согласно современным петрологическим моделям, концентрация магния в недифференцированной мантии составляет 36–41% (табл. 23). С учетом этой величины были рассчитаны содержания и других компонентов (см. табл. 23, рис. 72). Полученный состав недеплетированной мантии исследованного региона близок к оценкам А. Рингвуда [Ringwood, 1979], Р. Хатчисона [Hutchison, 1974], Х. Вэнке [Wanke, 1981]. Наибольшая группа нодулей исследованного региона (51, 65, 3, 23, 55, 17, см. табл. 20) по распределению петрогенных компонентов приближается к первичному недифференцированному веществу Земли, не подвергавшемуся в прошлом плавлению. Эти ксенолиты (см. табл. 20) характеризуются минимальной магнезиальностью, самыми высокими концентрациями "базальтовых компонентов" – CaO, Al_2O_3 и щелочей. Их химизм также близок к предложенным модельным составам первичной мантии Земли и к недеплетированным глубинным ксенолитам других регионов (см. табл. 23).

Обращает на себя внимание некоторое отклонение отношений Al/Ca в нодулях островов Зеленого Мыса в сторону обогащения Ca (см. табл. 20). Отношение Al/Ca варьирует от 0,83 до 2,16; причем отмечается тенденция к росту этой величины по мере увеличения степени истощенности исследованных нодулей. В недифференцированных ксенолитах (см. табл. 20) отмечаются более низкие отношения Al/Ca (0,84–1,66 при среднем 1,10) по сравнению с выведенными значениями для первичного вещества Земли, согласно материалам Р. Хатчисона [Hutchison, 1974], А. Рингвуда [Ringwood, 1979], Х. Вэнке [Wanke, 1981] (см. табл. 23), и с континентальными мантийными ксенолитами, например, Байкальской рифтовой зоны (1,52–1,92, среднее 1,67 [Когарко и др., 1987]).

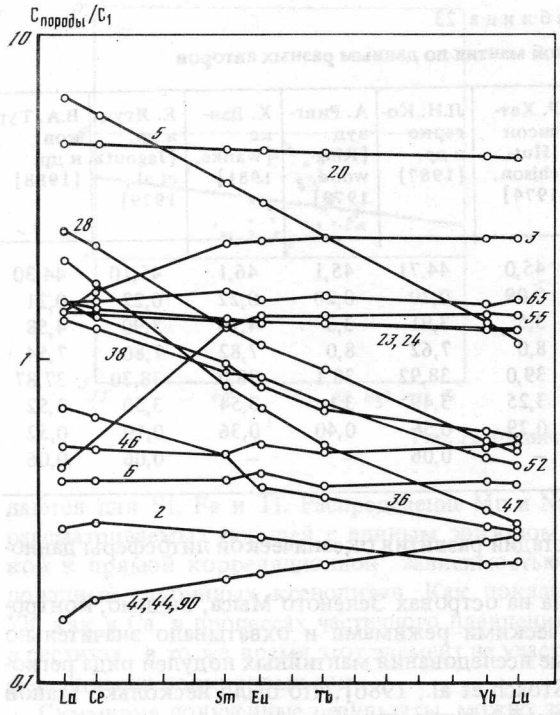


Рис. 73. Распределение редких земель, нормализованных к хондриту C_1 в изученных нодулях

Цифры – номера нодулей (см. табл. 24)

По данным С. Маалое и Р. Аоки [Maaloe, Aoki, 1977], мантийные нодули щелочных базальтов Гавайских островов также имеют несколько пониженные соотношения Al/Ca, что может указывать на некоторое обеднение Al и обогащение Ca океанической мантии по сравнению с континентальной.

Геохимические исследования последнего десятилетия [Jagoutz et al., 1979], показали, что в первичной мантии Земли соотношения содержаний всех элементов, за исключением сидерофильных и летучих компонентов, близки к хондритовым. Летучие компоненты (F, Cl, B и др.) были потеряны в процессах высокотемпературной аккреции Земли, а часть сидерофильных элементов перешла в металлическое ядро вследствие характерных для них высоких значений коэффициентов распределения с металлической фазой. По данным Ф. Фрея [Frey, 1983], содержание редких земель в первичном материале в 1,9–2,6 раза выше, чем в хондритах, за счет потери летучих компонентов и некоторого дефицита TR в ядре.

Проведенные нами геохимические исследования мантийных нодулей островов Зеленого Мыса позволили охарактеризовать распределение в них редких элементов и выделить различные группы. Ряд примитивных нодулей (рис. 73, табл. 24) характеризуются хондритовым распределением редких земель при двух-трехкратном обогащении. Нодули 55 и 3 несколько обеднены легкими редкими землями, что обычно наблюдается при очень незначительных степенях плавления. Интересно отметить, что

Таблица 24

Содержание редких элементов в исследованных нодулях

Элемент	5	46	47	51	52	55	63	65	2	3
La	1,45	0,13	0,45	0,28	0,32	0,11	0,11	0,33	0,07	0,30
Ce	3,34	0,32	0,99	0,77	0,74	0,37	0,37	0,90	0,19	0,99
Sm	0,51	0,07	0,16	0,18	0,13	0,17	0,19	0,23	0,04	0,38
Eu	0,16	0,03	0,04	0,06	0,04	0,07	0,07	0,08	0,02	0,15
Tb	0,09	0,02	0,02	0,05	0,03	0,05	0,05	0,06	0,01	0,11
Yb	0,22	0,08	0,07	0,20	0,08	0,22	0,21	0,25	0,04	0,45
Lu	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,04	0,01	0,066
Co	91	109	102	97	120	112	105	119	126	121
Sc	17,8	11,5	9,7	13,8	7,2	14,2	13,0	12,4	9,5	12,9
Ta	–	–	–	0,04	0,09	–	–	–	–	–

Примечание. Состав нодулей см. также на рис. 73 и в табл. 20.

примитивный характер выделенных нодулей подтверждается распределением петрогенных элементов (см. табл. 20) и высокими концентрациями алюминия ($Al_2O_3 > 3\%$), титана ($TiO_2 > 0{,}18\%$) и натрия ($Na_2O > 1\%$) в клинопироксенах этих ксенолитов. Однако повышенное содержание хрома ($Cr_2O_3 > 0{,}7\%$) обычно типично для пироксенов деплетированных ксенолитов. Обращают на себя внимание очень высокие концентрации хрома в шпинелях примитивных ксенолитов (до 62,2% – нодуль 23). В целом надо отметить несколько повышенные концентрации хрома в исследованных нодулях по сравнению с данными Э. Ягуца и др. [Jagoutz et al., 1979], в то время как содержания кобальта и скандия аналогичны.

Большая группа нодулей в разной степени деплетирована в отношении редких земель (36, 46, 6, 2, 41, 44, 90, см. табл. 24). Нефракционированный характер редких земель и весьма низкие концентрации (заметно ниже хондритовых) подтверждают высокие степени плавления рассмотренных нодулей. Распределение петрогенных элементов этих ксенолитов согласуется со значительным плавлением рассмотренных ксенолитов. Ряд нодулей, будучи деплетированными в отношении петрогенных компонентов и концентраций редких земель, значительно обогащены легкими редкими землями. Соотношения La/Yb в них варьируют от 33 до 0,5. Для изученных ксенолитов рассматриваемой группы не отмечается связи между концентрациями CaO, Al_2O_3 и La/Yb. Такая особенность может быть интерпретирована по присутствию в нодулях двух различных геохимических компонентов – петрогенных элементов, концентрации которых, как мы показали, регулируются процессами плавления, и легких редких земель, геохимия которых управляется иными механизмами. Многие исследователи связывают подобное обогащение легкими редкими землями с процессами метасоматоза, приводящими к перемещению вещества в пределах верхней мантии в огромных масштабах [Bailey, 1970, 1980, 1982]. Особенности распределения главных и редкоземельных элементов в рассмотренной группе нодулей говорят о том, что в их истории принимали участие два процесса – активное плавление и более поздний метасоматический привнос легких редких земель и других несовместимых элементов. Развитие позднего амфибола в некоторых ксенолитах островов Зеленого Мыса подтверждает этот вывод. К этой же группе метасоматически преобразованных нодулей относится ксенолит № 5. Особенность этого нодуля заключается в том, что по петрогенным элементам он принадлежит к группе примитивных включений. В этом случае можно предполагать, что метасоматически преобразовывалась первоначально недифференцированная мантия.

Таким образом, на основе анализа распределения петрогенных и редких элементов можно выделить несколько типов мантийных ксенолитов островов Зеленого Мыса, отражающих различные геохимические процессы, протекавшие в океанической верхней мантии:

1) первичные недифференцированные нодули;

6	20	23	24	28	36	38	41	44	90
0,10	2,3	0,31	0,34	0,59	0,16	0,33	0,04	0,04	0,04
0,26	3,0	0,80	0,87	1,36	0,40	0,81	0,11	0,11	0,11
0,06	0,67	0,18	0,18	0,19	0,07	0,136	0,04	0,03	0,03
0,02	0,24	0,07	0,07	0,06	0,02	0,045	0,015	0,01	0,01
0,02	0,17	0,05	0,05	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
0,07	0,65	0,20	0,21	0,09	0,05	0,01	0,05	0,05	0,05
0,01	0,09	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
116	115	111	135	133	122	145	127	134	133
11,1	8,3	12,1	9,4	9,1	8,6	4,7	8,3	8,7	6,8
–	–	0,05	–	–	–	–	–	–	–

2) ксенолиты сравнительно небольших степеней плавления;

3) деплетированные нодули, являющиеся результатом значительного плавления мантии;

4) обогащенные нодули, отражающие метасоматическое перемещение вещества в пределах океанической мантии.

Геохимические характеристики исследованных глубинных ксенолитов свидетельствуют о наличии существенной гетерогенности мантийного субстрата архипелага Зеленого Мыса и о сложной дифференциации этого блока океанической литосферы. Полученные физико-химические параметры минеральных равновесий нодулей данного режима указывают на весьма высокотемпературный и довольно восстановленный характер верхней мантии по сравнению с подкоровыми зонами континентов. Определенные вариации термодинамических характеристик позволяют заключить, что шпинелевые перидотиты островов Зеленого Мыса представляют собой разноглубинные (в пределах шпинелевой фации) образования, охватывающие заметный разрез океанической верхней мантии (30–100 км).

Изменения составов изученных нодулей свидетельствуют о том, что их вещество подвергалось в прошлом значительному плавлению. В отличие от многих районов континентальной мантии подкоровый субстрат островов Зеленого Мыса характеризуется высокой магнезиальностью и сравнительно низкими концентрациями "базальтовых" компонентов. Таким образом, мантийный блок этого региона носит реститовый характер и потерял легкоплавкие компоненты. Рассчитанный состав первичной магмы, которая выплавлялась из мантии рассмотренного региона, соответствует высокомагнезиальному толеитовому пикробазальту и заметно отличается от первичных щелочных магм архипелага Зеленого Мыса. По всей вероятности, дифференциация этих пикробазальтов определила ранние этапы магматизма островов Зеленого Мыса, с которыми связано появление толеитовых пиллоу-лав островов Сантьягу и Маю. Появление щелочного магматизма контролировалось более поздними геодинамическими процессами, которые, несомненно, протекали на глубинах, превышающих 65–100 км.

Гетерогенность мантийного субстрата под островами Зеленого Мыса проявилась также в присутствии группы примитивных толеитовых недефференцированных нодулей, приближающихся по составу к первичной мантии Земли. Низкая магнезиальность, высокие концентрации Al_2O_3, CaO, щелочей, нефракционированный характер распределения редкоземельных элементов подтверждают вероятность обнаружения нами фрагментов неизмененной океанической верхней мантии Земли. По своим петрологогеохимическим характеристикам первичная океаническая мантия островов Зеленого Мыса близка к модельным составам и примитивным нодулям океанических островов и континентов [Ringwood, 1979; Wanke, 1981; Jagoutz et al., 1979].

Доказательством неоднородности подкорового субстрата архипелага Зеленого Мыса является развитие метасоматизированных нодулей, отражающих, по-видимому, крупномасштабные перемещения вещества в пределах океанической верхней мантии. Несомненно, метасоматический привнос вещества осуществлялся в более поздние этапы дифференциации верхней мантии островов Зеленого Мыса, так как метасоматической проработке подвергались ранее проплавленные (деплетированные в отношении главных элементов) и недифференцированные нодули. В процессе метасоматоза осуществлялся привнос редких и летучих элементов, легких редких земель, т.е. тех компонентов, которыми обогащены щелочные породы островов Зеленого Мыса. Не исключено, что возникновение гетерогенности верхней мантии за счет метасоматических явлений создавало условия для проявления щелочного магматизма и что метасоматизированная мантия – источник щелочных пород островов Зеленого Мыса. Литературные материалы и наши данные [Когарко, Карпенко, 1988] по геохимии изотопов щелочных пород островов Зеленого Мыса показали деплетированный в отношении редких элементов мантийный источник. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют от 0,7039 до 0,7029 ΣNd +4,9–+4,4 [Klerkx et al., 1974; Когарко, Карпенко, 1988]. В то же время щелочные породы

островов Зеленого Мыса чрезвычайно обогащены редкими элементами. Возможное объяснение этого явления – допущение активного мантийного метасоматоза, очень быстро развивающегося непосредственно перед генерацией и внедрением щелочных магм. В этом случае возникает обогащенный редкими элементами мантийный источник, время существования которого настолько мало, что в нем не успевают накопиться радиогенные изотопы и остается изотопная метка деплетированного резервуара. По-видимому, мощная метасоматическая проработка зон мантии является причиной снижения температур мантийного субстрата и выплавления магм повышенной щелочности.

ГЕОХИМИЯ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ

Исследования первичных малодифференцированных высокомагнезиальных магм, генезис которых определяется процессами частичного плавления мантии, дают ценную информацию о составе мантийного субстрата, его гетерогенности, физико-химических параметрах и особенностях дифференциации подкоровых зон. К первичным магмам относятся расплавы, состав которых равновесен с оливином мантии Fo_{90-86}, магниевое число не ниже 0,65, концентрация никеля $\geqslant 300$ г/т, отношение Ni/Co превышает 2 [Когарко, Арутюнян, 1982].

С целью решения вопросов геохимической типизации мантийного субстрата – источника щелочного магматизма островов Зеленого Мыса и Мирового океана и термодинамических условий магмогенерации было проведено исследование геохимии первичных магм островов Сантьягу, Сал, Сан-Висенти, Боавишта, Фогу, Сан-Николау, Маю.

Были изучены наиболее магнезиальные примитивные породы различных возрастных комплексов архипелага Зеленого Мыса. Примеры составов первичных магм приведены в табл. 25. Использование классификационных диаграмм $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ [McDonald, Katsura, 1964] и SiO_2–CaO [Когарко, 1987] позволяет выделить следующие петрологические типы первичных магм (рис. 74, 75).

Петрохимические типы	Содержание нормативного нефелина, %
Базальты промежуточного типа	Близко к 0
Оливиновые базальты	0–5
Базаниты	5–10
Оливиновые нефелиниты	Выше 10
Мелилитовые нефелиниты	Содержат нормативный ларнит

Среди первичных магм островов Зеленого Мыса выделяется также группа пикритов, состав которых весьма близок к меймечитам Полярной Сибири.

Рассмотрение возрастных соотношений выделенных нами групп первичных расплавов показывает тенденцию к росту щелочности (количество нормативного нефелина) в процессе развития магматизма островов Зеленого Мыса, однако в целом ряде случаев эта закономерность нарушается и ее нельзя считать универсальной для всех островов этого архипелага.

Состав первичных магм является результатом частичного плавления мантийного субстрата. В качестве меры степени плавления мантии обычно используются концентрации редких литофильных элементов, обладающих очень низкими коэффициентами распределения в равновесиях расплав–минерал. Обычно используются содержания Th, P либо редких земель. Подобный подход мы [Когарко, 1984], а также Д. Клог и Ф. Фрей [Clague, Frey, 1982] развили для оценки характера плавления подкоровых зон при генерации щелочных магм континентальных рифтов и океанических островов. Чем в меньшей степени плавится исходный субстрат, тем выше концентрации несовместимых элементов в выплавках. Для анализа зависимостей распределения петрогенных и редких элементов в первичных расплавах как функции степени плавления мантии

Таблица 25

Примеры составов первичных магм островов Зеленого Мыса

Компонент	Сантьягу						
	11/3	11/5	11/6	643	621	578	576
SiO_2	41,76	40,85	42,25	42,81	44,18	39,32	41,20
TiO_2	3,13	3,13	3,12	3,13	2,59	3,09	3,22
Al_2O_3	11,33	11,28	11,43	10,56	10,37	9,59	11,47
Fe_2O_3	1,41	1,40	1,40	2,21	3,20	2,57	4,52
FeO	10,19	10,00	10,08	8,50	6,82	9,73	8,40
MnO	0,18	0,19	0,18	0,160	0,142	0,18	0,18
MgO	12,89	12,61	12,24	12,72	12,24	15,89	12,78
CaO	12,25	12,25	12,14	12,96	14,63	13,58	12,48
Na_2O	1,46	2,40	1,63	1,51	1,19	2,00	2,76
K_2O	1,86	0,44	1,95	1,56	1,33	1,34	0,58
H_2O	2,04	2,00	1,45	–	–	–	–
П.п.п.	–	–	–	2,20	2,30	0,78	0,60
P_2O_5	0,90	1,02	1,08	0,38	0,338	0,93	0,90
CO_2	1,26	1,52	0,39	–	–	–	–
Сумма	100,66	99,09	99,34	98,70	99,33	99,00	99,09
Магниевое число	0,70	0,69	0,69	0,72	0,76	0,75	0,73
Nb	83	77	77	44	48	93	82
Zr	300	360	400	210	200	90	320
La	49,6	72,6	71,9	20,6	26,0	55,8	53,2
Ce	102,1	148,5	139,2	44	48	114	92
Nd	48,5	71,6	64,7	19	–	–	–
Sm	9,9	13,4	9,9	3,9	4,87	8,5	73
Eu	3,1	3,9	3,1	1,1	1,4	2,6	2,1
Gd	–	–	–	–	4,3	7,0	6,1
Tb	1,2	1,6	1,1	0,62	0,74	1,0	1,0
Yb	1,7	1,8	1,3	2,0	1,2	0,93	0,99
Lu	0,22	0,13	0,14	0,24	0,14	0,11	0,12
Hf	6,3	8,5	6,3	2,8	1,1	2,9	4,3
Ta	4,1	3,1	4,6	4,1	0,55	0,94	0,87
Th	3,5	5,7	6,2	2,6	2,0	5,5	4,1
U	1,6	2,4	1,7	0,7	0,14	2,9	0,64
Sr	760	820	760	623	783	980	835
Cr	520	480	480	1167	1018	990	455
V	190	220	210	229	259	368	289
Ba	710	820	860	438	371	893	824
Ni	270	240	250	325	240	378	273
Co	47	47	47	59	58	62	52
Cu	70	74	80	106	73	107	79
Be	3,2	0,46	3,6	2,2	2,2	0,46	2,7
Y	19	21	19	16	16	10	8,5
Sc	18	19	19	20	24	10	9
Li	5,3	8,4	5,7	4,2	11,3	5,75	4,8
Rb	31,0	12,4	39,7	35,8	26,7	28	32
Cs	1	1	1	1,5	1	0,2	0,75
Zn	135,0	118,6	156,6	88,5	84	104	122
Pb	9,9	7,4	14,9	6,5	10,0	12,5	3,5
F	405	490	440	–	34,0	780	100

Сал							
186	161	72	650	651	652	683	712
41,39	37,74	39,89	42,42	38,18	38,53	35,71	39,71
3,06	4,42	3,21	3,35	2,76	3,51	3,09	3,36
11,36	6,93	9,00	12,55	8,19	10,24	10,91	9,71
2,00	3,28	1,48	3,29	2,20	4,85	9,72	3,29
11,56	9,83	10,54	8,52	10,13	7,75	0,68	8,36
0,19	0,179	0,18	0,183	0,18	0,197	0,174	0,190
11,83	20,96	19,53	11,73	21,51	15,70	12,94	16,75
11,53	12,35	9,81	11,81	10,79	12,62	15,04	12,87
2,30	0,92	1,93	2,08	1,91	2,30	2,96	2,60
2,02	0,23	0,32	0,58	0,77	1,20	1,82	1,34
–	2,39	–	–	–	1,36	–	0,36
0,60	2,40	2,30	2,10	1,8	1,85	4,85	0,40
0,97	0,704	0,46	0,583	0,68	0,80	1,760	0,74
–	–	0,97	–	0,34	0,49	–	0,03
98,81	102,33	99,62	99,20	99,44	99,55 (без п.п.п.)	99,65	99,31 (без п.п.п.)
0,65	0,78	0,77	0,72	0,79	0,79	0,73	0,78
88	90	63	55	48	70	79	70
335	380	250	215	190	350	240	280
64,0	56,4	75,4	32,2	40,3	51,0	85,8	47,4
128	115	111	67	88	99	172	84
–	–	–	–	–	41	72	–
8,95	10,0	7,3	5,9	5,7	7,5	12,6	7,6
2,7	2,8	1,6	1,6	1,4	2,1	4,2	2,2
8,2	8,6	6,2	4,1	4,3	5,9	–	6,3
1,33	1,53	0,77	0,64	0,73	0,93	2,2	0,97
2,92	1,58	1,0	1,0	0,86	0,99	5,4	1,0
0,32	0,19	0,12	0,11	0,1	0,12	0,61	0,12
0,2	6,9	–	1,5	2,0	–	2,5	5,6
0,69	0,81	0,36	0,86	0,56	0,95	5,5	1,02
3,7	4,1	1,7	2,2	1,1	5,2	9,5	5,5
1,1	1,3	0,68	0,46	0,59	1,37	2,3	2,0
891	738	572	804	692	673	1133	926
623	1255	749	630	1218	723	393	881
268	343	239	333	282	227	519	237
703	534	558	348	470	519	1200	510
259	678	601	192	677	335	314	433
46	95	70	59	83	60	54	62
101	70	150	64	128	69	80,1	78
3,7	4,4	2,7	2,2	0,46	1,4	2,6	–
18	22	7,6	22	7,0	15	29	–
14	19	11	20	7	12	18	–
5,5	5,8	5,0	6,4	5,25	9,2	8,3	6,2
37	4,42	9,0	9,9	17	20,0	36,6	29,6
0,2	1,5	0,2	1,0	0,75	0,7	1	2,7
126	123	168	110	102	139,5	87	111,1
6	8	8	5	4,5	14,0	5	12,8
460	200	355	115	10	720	310	–

Таблица 25 (продолжение)

Компонент	Сан-Висенти						
	303	380	3/3А	327	1/2А	32/7	400
SiO_2	38,48	39,26	40,67	39,20	43,73	39,75	44,50
TiO_2	2,56	3,68	3,06	3,16	3,82	3,62	2,82
Al_2O_3	7,63	10,31	10,26	10,73	10,99	10,91	12,63
Fe_2O_3	1,72	2,77	1,52	2,99	1,42	1,39	1,04
FeO	11,11	9,55	10,94	9,32	10,24	10,00	11,13
MnO	0,22	0,19	0,18	0,18	0,18	0,17	0,21
MgO	22,45	15,22	16,22	15,55	12,90	13,58	11,83
CaO	9,98	12,97	11,96	12,93	12,29	13,80	10,66
Na_2O	2,23	2,31	1,97	2,91	1,09	2,22	2,87
K_2O	0,98	0,56	0,92	0,99	1,50	1,07	1,15
H_2O	–	–	0,87	–	0,90	1,24	–
П.п.п.	0,85	1,10	–	1,80	–	–	–
P_2O_5	0,76	0,91	0,53	0,71	0,60	0,78	0,48
CO_2	–	–	0,29	–	0,10	0,23	–
Сумма	98,97	98,83	99,29	100,47	99,76	98,76	99,32
Магниевое число	0,78	0,74	0,73	0,74	0,69	0,71	0,66
Nb	58	80	52	63	46	120	45
Zr	250	315	270	90	310	280	190
La	36,7	58,0	40,9	41,5	32,6	52,6	41,3
Ce	74	119	86,7	86	77,3	108,3	93
Nd	–	–	43,9	–	42,5	46,2	–
Sm	5,7	8,9	9,0	6,9	9,0	10,2	9,0
Eu	1,6	3,0	2,9	2,3	2,4	2,9	2,7
Gd	4,9	8,5	–	7,1	–	–	7,6
Tb	0,9	1,4	1,3	1,3	1,0	1,1	1,2
Yb	0,94	2,0	1,5	1,6	1,4	1,7	1,8
Lu	0,10	0,24	0,17	0,19	0,14	0,19	0,22
Hf	3,1	5,1	4,4	0,66	6,4	4,0	2,3
Ta	0,36	0,45	2,3	0,41	2,8	3,5	0,26
Th	2,7	4,6	2,2	2,8	2,0	3,1	2,1
U	0,95	1,08	0,9	1,23	1,7	1,4	0,71
Sr	884	776	830	869	650	820	611
Cr	687	946	600	844	580	580	532
V	256	350	290	317	330	310	263
Ba	674	972	350	603	480	540	772
Ni	826	360	450	384	340	330	243
Co	87	62	70	63	59	56	49
Cu	133	129	96	113	130	73	104
Be	3,2	2,7	0,46	3,0	0,46	0,46	2,4
Y	18	12	22	11	22	22	12
Sc	10	15	20	12	21	20	13
Li	9,2	7,7	7,8	4,4	8,3	8,2	5,8
Rb	25	6,7	20,9	11,8	31,0	17,0	22
Cs	0,2	0,6	1	0,2	1	1	0,33
Zn	119,5	122	261,7	105,5	185,7	109,0	113,5
Pb	6,5	7	103,4	5	40,6	12,9	5
F	560	430	485	400	430	440	140

Сан-Висенти			Боавишта				
26	220	221	532	535	543	544	546
42,71	44,73	44,29	38,98	37,70	42,84	41,76	44,56
2,92	1,72	2,17	2,48	2,79	3,28	3,47	3,67
13,56	8,46	9,39	7,93	8,87	12,03	12,21	11,11
1,41	2,62	4,42	1,93	2,08	5,52	1,62	2,90
10,20	7,34	3,98	9,70	11,03	6,58	11,00	8,26
0,16	0,147	0,115	0,19	0,20	0,180	0,19	0,193
10,56	19,33	12,02	22,43	18,02	11,85	12,14	11,15
12,80	12,05	16,65	10,79	13,65	11,16	10,91	10,72
2,28	0,94	0,96	2,01	2,18	1,91	2,10	1,90
1,14	0,41	0,49	1,04	1,08	1,10	1,10	1,06
0,68	–	0,75	–	–	–	–	–
–	1,00	2,10	0,25	–	2,30	1,60	2,70
0,56	0,208	0,271	1,08	1,29	0,570	0,55	0,512
0,87	–	1,35	0,00	0,00	0,49	0,00	–
99,85	98,56	96,86 (без п.п.п)	98,81	98,89	99,81	98,65	98,74
0,651	0,83	0,75	0,81	0,75	0,67	0,67	0,71
38	18	28	78	82	54	51	48
190	120	180	280	310	290	210	210
33,3	15,1	19,4	65,7	31,1	28,2	23,9	65,6
71,2	31,0	39,6	123	70	65	55,7	124
36,0	–	–	–	37,4	–	32	–
7,7	2,7	4,2	9,6	5,2	7,2	6,1	7,7
2,8	0,81	1,2	2,8	1,4	2,0	1,6	2,3
–	2,2	3,4	8,4	–	6,1	–	6,7
1,0	0,41	0,52	1,19	0,77	0,96	0,82	1,1
1,4	0,75	0,66	0,19	1,3	0,96	1,9	0,86
0,15	0,09	0,08	0,11	0,16	0,12	0,17	0,10
4,6	–	–	–	3,9	3,8	3,3	4,2
3,8	0,16	0,18	0,59	4,4	0,57	2,4	0,66
2,2	0,37	0,97	4,0	7,4	1,1	1,7	3,3
0,4	0,60	1,4	12,8	1,9	3,0	2,8	0,39
600	431	417	1089	1143	815	714	635
355	1290	807	1232	961	472	513	562
320	175	315	244	270	215	373	230
480	130	192	773	798	507	528	373
175	613	218	785	510	192	240	195
47	68	48	73	63	55	54	49
90	128	139	125	176	65	116	119
0,46	1,9	2,5	2,9	2,4	4,6	0,46	2,7
25	13	12	11	11	41	7,8	21
24	24	50	8,6	8,6	26	9	17
13,7	2,9	3,4	72	6,2	4,5	5,9	6,3
18,1	11,2	10,2	25	27	30,1	9,0	20,8
1	1	1,4	1,9	0,2	1,1	0,2	1
193,5	86	79,1	105,5	110,5	112,7	133	130
62,0	5	16,8	2	5	14,7	5	5
780	105	185	530	720	490	300	–

Таблица 25 (окончание)

Компонент	Фогу	Маю			Сан-Николау				
	93-7	42/1	48	69/2	408	416	428	465	476
SiO_2	42,85	37,08	37,02	42,25	41,28	43,72	42,55	39,51	39,94
TiO_2	3,73	2,70	3,38	3,51	3,06	3,02	2,98	2,55	2,75
Al_2O_3	15,45	10,25	9,47	8,23	11,62	11,80	10,70	9,90	11,47
Fe_2O_3	3,34	1,27	1,40	1,47	4,51	4,13	0,98	3,73	7,00
FeO	8,09	9,16	10,12	10,59	7,70	7,08	11,41	7,59	3,94
MnO	0,203	0,19	0,19	0,17	0,20	0,19	0,19	0,19	0,22
MgO	5,98	13,71	14,81	16,66	15,12	13,27	15,52	16,33	13,36
CaO	11,96	17,62	16,44	13,36	11,72	12,57	11,41	11,32	13,96
Na_2O	3,86	2,69	2,53	0,91	2,90	1,55	2,14	0,72	4,34
K_2O	2,65	0,53	1,38	0,91	0,72	1,065	0,72	0,33	1,53
H_2O	–	1,92	0,51	0,73	–	1,19	–	–	–
П.п.п.	–	–	–	–	0,25	1,75	–	5,95	0,80
P_2O_5	1,062	1,49	1,15	0,48	0,666	0,488	0,45	0,81	0,736
CO_2	–	0,39	0,47	0,08	–	0,56	0,00	0,59	
Сумма	99,18	99,00	98,87	99,35	99,75	100,6 (без п.п.п)	99,05	99,52	100,05
Магниевое число	0,57	0,73	0,73	0,74	0,78	0,77	0,71	0,80	0,72
Nb	–	88	82	48	48	45	51	52	63
Zr	–	370	320	310	200	210	225	195	240
La	100,2	102,4	84,6	42,5	60,6	75,6	62,3	51,6	88,9
Ce	189	198,1	167,1	92,8	111	130	99	131	140
Nd	–	90,1	78,5	43,8	–	–	–	35,1	54,5
Sm	12,1	18,0	13,7	9,5	7,9	7,5	65	6,8	7,7
Eu	3,4	5,4	4,3	2,7	2,0	1,7	1,6	1,8	2,4
Gd	8,4	–	–	–	5,9	5,1	4,7	–	6,7
Tb	1,3	2,1	1,3	1,2	0,95	0,74	0,68	0,89	0,88
Yb	2,0	2,3	1,3	1,2	0,86	0,8	1,2	2,2	1,5
Lu	0,22	0,23	0,14	0,13	0,10	0,09	0,14	0,18	0,08
Hf	6,7	6,3	8,2	4,5	0,98	4,1	4,9	4,6	3,6
Ta	0,72	4,1	5,1	3,3	0,43	0,34	0,74	3,9	0,56
Th	3,3	12,6	6,9	0,9	2,4	2,1	2,4	5,1	9,1
U	0,33	3,0	2,4	0,6	8,8	9,3	10,9	1,5	2,1
Sr	1211	1400	760	600	545	533	369	616	1125
Cr	80	290	500	830	591	661	756	938	1255
V	330	200	220	260	200	209	260	262	717
Ba	1048	950	760	460	424	311	228	385	852
Ni	36	240	250	360	367	210	269	465	348
Co	41	42	47	63	56	55	50	53	58
Cu	79,1	86	90	74	63	54	98	141	56
Be	7,6	0,46	0,46	0,46	1,2	3,0	2,4	3,2	4,5
Y	21	22	24	20	12	19	10	12	30
Sc	17	19	21	21	14	34	15	12	22
Li	6,2	8,9	7,7	4,7	6,6	6,6	4,8	8,8	19,9
Rb	55,0	20,2	34,8	18,1	20,8	20,8	15,8	10	33,6
Cs	1	1,2	1	1	0,75	0,75	0,58	0,2	1
Zn	126	106,4	104,8	104,2	100,0	95,0	120,5	112	130,6
Pb	5	17,3	17,4	70,5	4,0	7,5	5	0,5	24,4
F	730	610	700	610	520	390	100	360	810

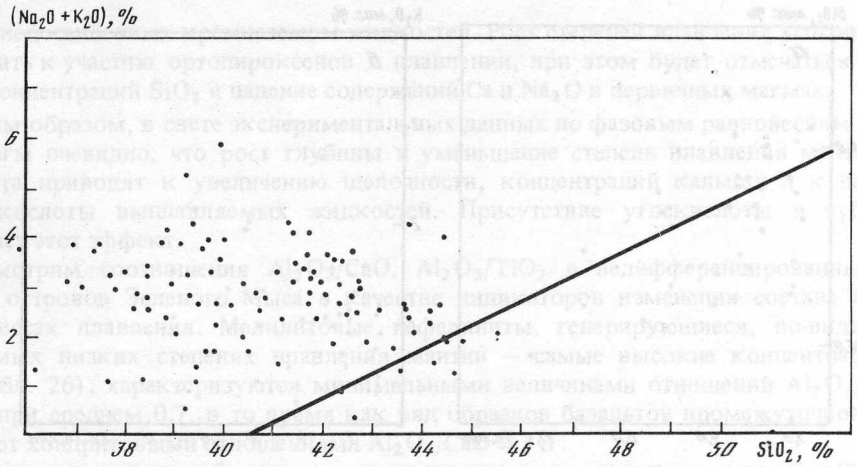


Рис. 74. Диаграмма $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ для первичных магм

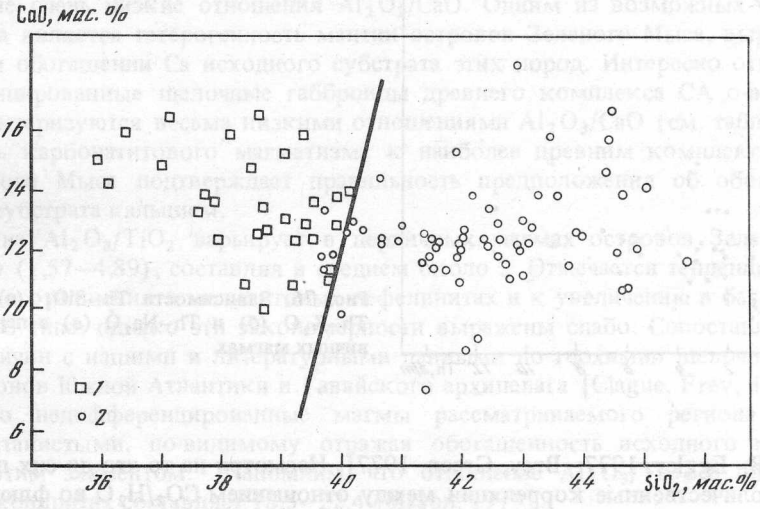


Рис. 75. Диаграмма $SiO_2 - CaO$ для первичных магм
1 – ларнитнормативные магмы; *2* – магмы, не содержащие нормативного ларнита

мы использовали Th. Построенные графические зависимости (рис. 76) показывают, что для первичных магм островов Зеленого Мыса наблюдается падение содержаний кремнезема и рост концентрации щелочей с уменьшением степени плавления мантии. Для ряда островов отмечается также тенденция к увеличению концентраций Ca в первичных магмах. Аналогичные зависимости были отмечены нами для щелочных серий островов Южной Атлантики [Когарко, 1987] и рядом авторов для Гавайских островов [Clague, Frey, 1982].

Экспериментальные исследования фазовых равновесий в щелочных магмах при высоких параметрах T и P показали [Green, 1973], что с ростом давления и глубины плавления отмечается заметное расширение полей кристаллизации ортопироксенов и, как следствие этого, увеличение концентраций Na, Ca и уменьшение содержаний SiO_2 в мантийных выплавках.

Резко недосыщенные кремнеземом ларнитнормативные составы могут генерироваться из мантии только в присутствии летучих компонентов – углекислоты и воды

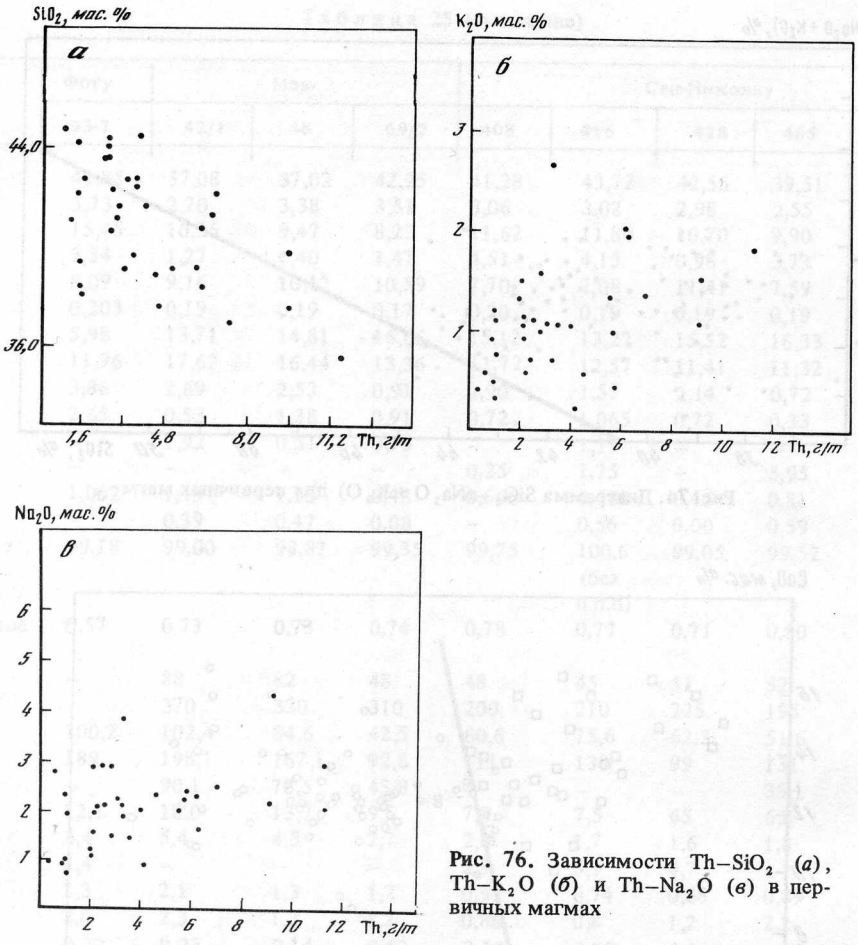


Рис. 76. Зависимости Th–SiO_2 (*а*), Th–K_2O (*б*) и Th–Na_2O (*в*) в первичных магмах

[Brey, 1978; Eggler, 1977; Brey, Green, 1977]. Несмотря на то что до сих пор не установлены количественные корреляции между отношением CO_2/H_2O во флюидной фазе и составом расплава, твердо доказано, что рост мольной доли углекислоты вызывает заметное падение концентраций кремнезема и рост кальция в выплавках. Экспериментальные исследования П. Вайли [Wyllie, 1979] плавления перидотита в присутствии воды и углекислоты показали, что ларнитнормативные жидкости могут выплавляться из мантии при температурном максимуме на поверхности солидуса и давлении 25–35 кбар на глубинах 75–100 км в условиях гранатовой фации.

Согласно экспериментам Г. Брея и Д. Грина [Brey, Green, 1977], существуют реакционные взаимоотношения в мантии: [*Ol* + *Cpx* + L_1 + CO_2 = *Opx* + *Gr* + L_1 + (CO_3^{-2} в жидкости)]. Мелилитсодержащие (ларнитнормативные) расплавы возникают при соотношении CO_2/H_2O = 0,1–0,2 мол.%, температуре 1160 °С, давлении 27 кбар. Согласно Д. Эгглеру [Eggler, 1978], подобные реакции, включающие инконгруэнтное плавление клинопироксена *Cpx* + *Ol* + CO_2 → *Opx* + расплав, осуществляются на глубинах 75–90 км (*P* = 25–30 кбар) в присутствии карбоната. Клинопироксен является главным минералом-концентратором Na и Ca в гранатовом перидотите. Плавление низких степеней в присутствии летучих компонентов (CO_2, H_2O) будет вызывать накопление Na и Ca в расплавах; инконгруэнтный характер плавления клинопироксена и сильное расширение полей кристаллизации ортопироксена приводят к генерации

сильно недосыщенных кремнеземом жидкостей. Рост степеней плавления мантии будет приводить к участию ортопироксенов в плавлении, при этом будет отмечаться увеличение концентраций SiO_2 и падение содержаний Ca и Na_2O в первичных магмах.

Таким образом, в свете экспериментальных данных по фазовым равновесиям щелочных магм очевидно, что рост глубины и уменьшение степени плавления мантийного субстрата приводят к увеличению щелочности, концентраций кальция и к падению кремнекислоты выплавляемых жидкостей. Присутствие углекислоты в субстрате усиливает этот эффект.

Рассмотрим соотношения Al_2O_3/CaO, Al_2O_3/TiO_2 в недифференцированных расплавах островов Зеленого Мыса в качестве индикаторов изменения состава мантии в процессах плавления. Мелилитовые нефелиниты, генерирующиеся, по-видимому, при самых низких степенях плавления мантии – самые высокие концентрации Th (см. табл. 26), характеризуются минимальными величинами отношений Al_2O_3/CaO = = 0,55 при среднем 0,7, в то время как ряд образцов базальтов промежуточного типа обладают хондритовыми отношениями $Al_2O_3/CaO \cong 1{,}1$.

Представляют большой интерес породы древнего комплекса о-ва Сан-Висенти, относящиеся к типу промежуточных составов (нормативный нефелин около 0) и вследствие этого, по-видимому, связанные с высокими степенями плавления субстрата, но имеющие очень низкие отношения Al_2O_3/CaO. Одним из возможных объяснений этого факта является гетерогенность мантии островов Зеленого Мыса, выразившаяся в заметном обогащении Ca исходного субстрата этих пород. Интересно отметить, что недифференцированные щелочные габброиды древнего комплекса СА о-ва Сантьягу также характеризуются весьма низкими отношениями Al_2O_3/CaO (см. табл. 25). Приуроченность карбонатитового магматизма к наиболее древним комплексам архипелага Зеленого Мыса подтверждает правильность предположения об обогащенности исходного субстрата кальцием.

Отношение Al_2O_3/TiO_2 варьирует в первичных магмах островов Зеленого Мыса значительно (1,57–4,89), составляя в среднем около 2. Отмечается тенденция к уменьшению этого отношения в мелилитовых нефелинитах и к увеличению в базальтах промежуточного типа, однако эти закономерности выражены слабо. Сопоставление полученных величин с нашими и литературными данными по геохимии щелочного магматизма островов Южной Атлантики и Гавайского архипелага [Clague, Frey, 1982] показывает, что недифференцированные магмы рассматриваемого региона являются самыми титанистыми, по-видимому отражая обогащенность исходного мантийного субстрата этим элементом. Напомним, что отношение Al_2O_3/TiO_2 в примитивной мантии и в хондритах составляет 18,5–22,4 [Mason, 1979].

Для понимания физико-химических процессов выплавления из мантии первичных магм островов Зеленого Мыса целесообразно рассмотреть их химизм на основании фазовых равновесий системы *Ol–Ne–Di*, составы которой близки к недифференцированным расплавам. Ряд авторов [Sack et al., 1987] сделали обобщение экспериментальных материалов по особенностям плавления мантийного перидотита, полям устойчивости минеральных фаз в щелочных расплавах и условиям высоких температур и давлений. Мы нанесли составы первичных магм на диаграмму плавкости *Ol–Di–Ne*, на которой показаны линия составов щелочных магм, равновесных в интервале давления 8–30 кбар, с парагенетическими минеральными ассоциациями мантии *Ol–Cpx–Opx–Gr* (*Sp*) и низкобарные котектические линии совместной кристаллизации *Ol–Di–Ne–Pl* (рис. 77). Нанесение точек составов первичных магм позволило выделить следующие группы: 1) составы, равновесные в области высоких давлений с минералами мантии; 2) составы, попавшие в поле диопсида, скорее всего, в результате процессов кумуляции пироксена; 3) самая большая группа расплавов, характеризующаяся изотопным содержанием нормативного диопсида и изменяющимися пропорциями нормативных оливина и нефелина.

Рассмотрение диаграмм плавкости тройных систем типа *Ne–Fo*–SiO_3 и *Ks–Fo*–SiO_2 показывает, что добавление алюмосиликатов щелочей резко снижает содержание MgO

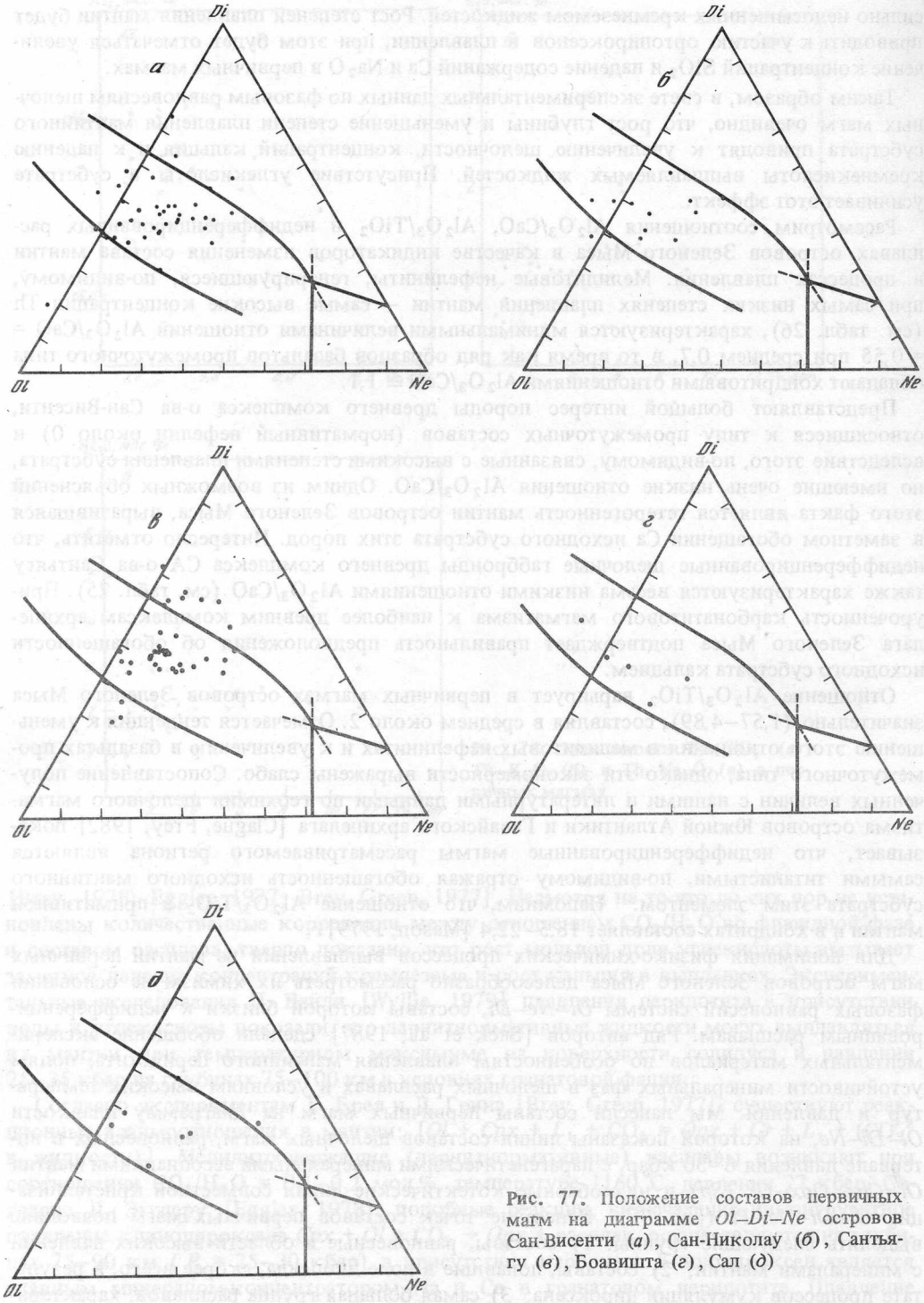


Рис. 77. Положение составов первичных магм на диаграмме *Ol–Di–Ne* островов Сан-Висенти (*а*), Сан-Николау (*б*), Сантьягу (*в*), Боавишта (*г*), Сал (*д*)

в расплавах, равновесных с оливином. Об этом же свидетельствуют эксперименты с природными составами. В частности, в высококалиевом биотитовом мафурите в отсутствие летучих компонентов оливин остается ликвидусной фазой вплоть до давления 30 кбар [Рябчиков, Грин, 1978] при содержании MgO 9%, в то время как для низкощелочных составов содержание MgO в расплаве, сосуществующем с оливином, при 30 кбар превышает 15–20%. Эти закономерности позволяют рассматривать тренды проекций составов первичных щелочно-базальтовых магм (см. рис. 77) как увеличение поля оливина при возрастании содержания щелочных компонентов (рост нормативного нефелина). Это может быть связано с плавлением мантийного источника, в различной степени обогащенного щелочами в результате предшествовавших эпизодов мантийного метасоматизма.

Таким образом, проведенный анализ распределения петрогенных элементов в первичных магмах островов Зеленого Мыса показал, что мантийный источник щелочного магматизма рассматриваемого региона обогащен Ca, Ti и щелочными элементами, причем отмечается неоднородность в распределении этих элементов в исходном субстрате. Выплавление магм архипелага осуществлялось на глубинах 75–100 км в условиях повышенного потенциала летучих компонентов CO_2 и H_2O.

Перейдем теперь к рассмотрению особенностей распределения редких элементов в первичных магмах архипелага Зеленого Мыса.

Накопленный к настоящему времени материал по геохимии щелочного магматизма океанических островов однозначно говорит об аномальном характере мантийных источников этих пород. Еще в 60-х годах П. Гаст [Gast, 1968] показал, что никакие вариации степеней плавления океанской мантии не могут обеспечить разницу в накоплении редких несовместимых элементов в толеитах дна океана и щелочных базальтах океанических островов; необходимо привлекать механизмы латеральной и вертикальной гетерогенности мантийных источников. Многочисленные изотопные [Hawkesworth et al., 1983] и геохимические исследования Л.Н. Когарко [1984] показали существенное обогащение подкоровых зон – источника щелочного магматизма – редкими литофильными элементами. Существует несколько гипотез возникновения аномальных блоков в океанической и континентальной мантии.

1. Модель двуслойной структуры мантии, согласно которой нижняя мантия представляет собой недифференцированное, первичное вещество Земли, обогащенное литофильными элементами, в то время как верхняя мантия резко деплетирована в результате многократных процессов частичного плавления и потери базальтовых расплавов [Schilling, 1973; De Paolo, Wasserbourg, 1976].

2. Субдукция океанической коры, приводящая к возникновению зон в мантии, обогащенных элементами, концентрирующимися в морских осадках [Hofman, White, 1982; Ringwood, 1982; Vollmer, 1983].

3. Контаминация океанической мантии блоками континентальной коры либо континентальной литосферы. Эти блоки погружены в астеносферный слой либо в пограничную зону верхней мантии [McKenzie, O'Nions, 1983; Ringwood, 1982].

4. Мантийный метасоматоз, обусловленный переносом вещества в глобальном масштабе и связанный с процессами дегазации Земли [Hawkesworth et al., 1983; Sun, Hauson, 1975; Когарко, Рябчиков, 1988].

Представляет интерес рассмотрение полученного довольно обширного аналитического материала в свете этих гипотез и сопоставление его с данными по геохимии редких элементов в щелочных сериях других островов Мирового океана.

Распределение редкоземельных элементов (рис. 78) в первичных магмах островов Зеленого Мыса является типичным для щелочных пород с резким преобладанием легких TR над тяжелыми. Отношение La/Sm меняется от 11,55 до 1,96. Вариации концентраций легких редких земель значительные (от нескольких граммов до сотен граммов на тонну), в то время как содержания тяжелых TR меняются в более скромных пределах (в 2–6 раз). Мелилитовые нефелиниты характеризуются, как правило, максимальными концентрациями TR, базальты промежуточного типа, например о-ва Сан-Ви-

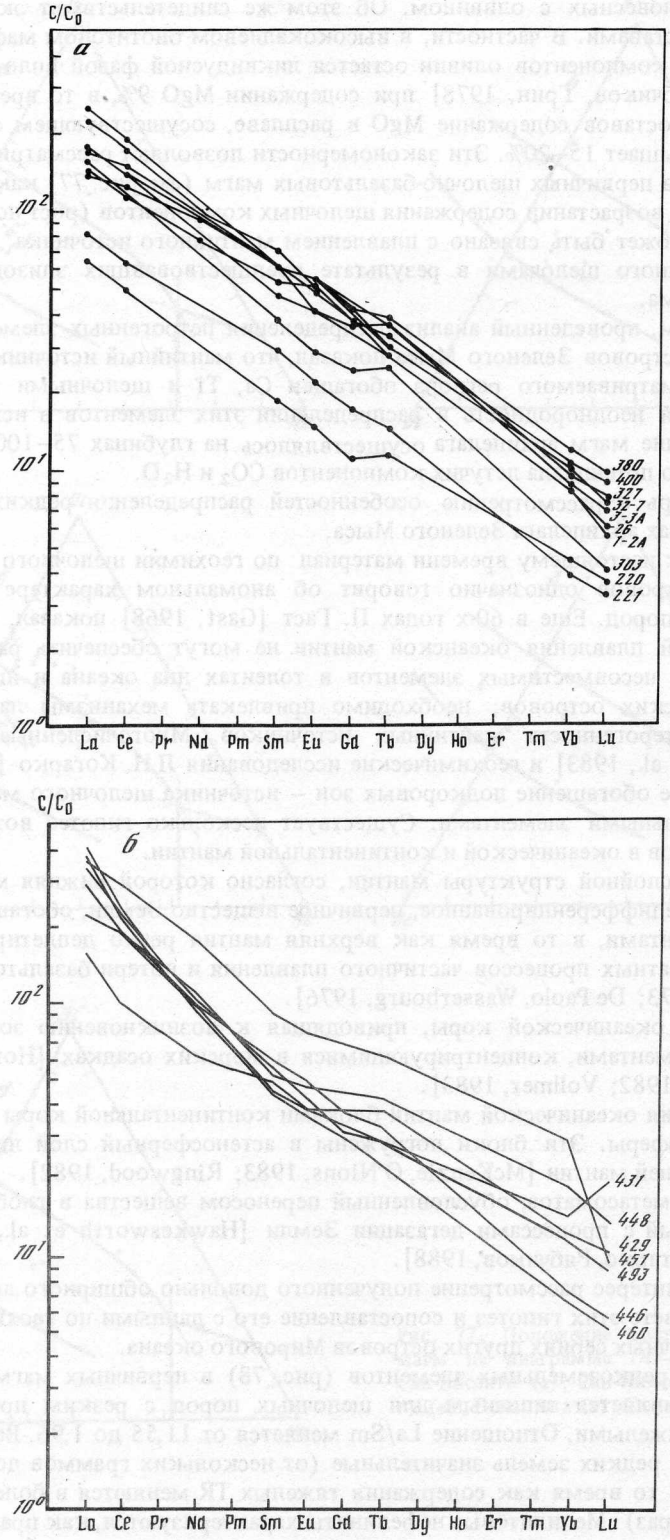

C/C0
а
10²
10¹
10⁰
380
400
327
32-1
3-1A
26
1-2A
303
220
221
La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
C/C0
б
10²
10¹
10⁰
431
448
429
451
493
446
460
La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu

Рис. 78

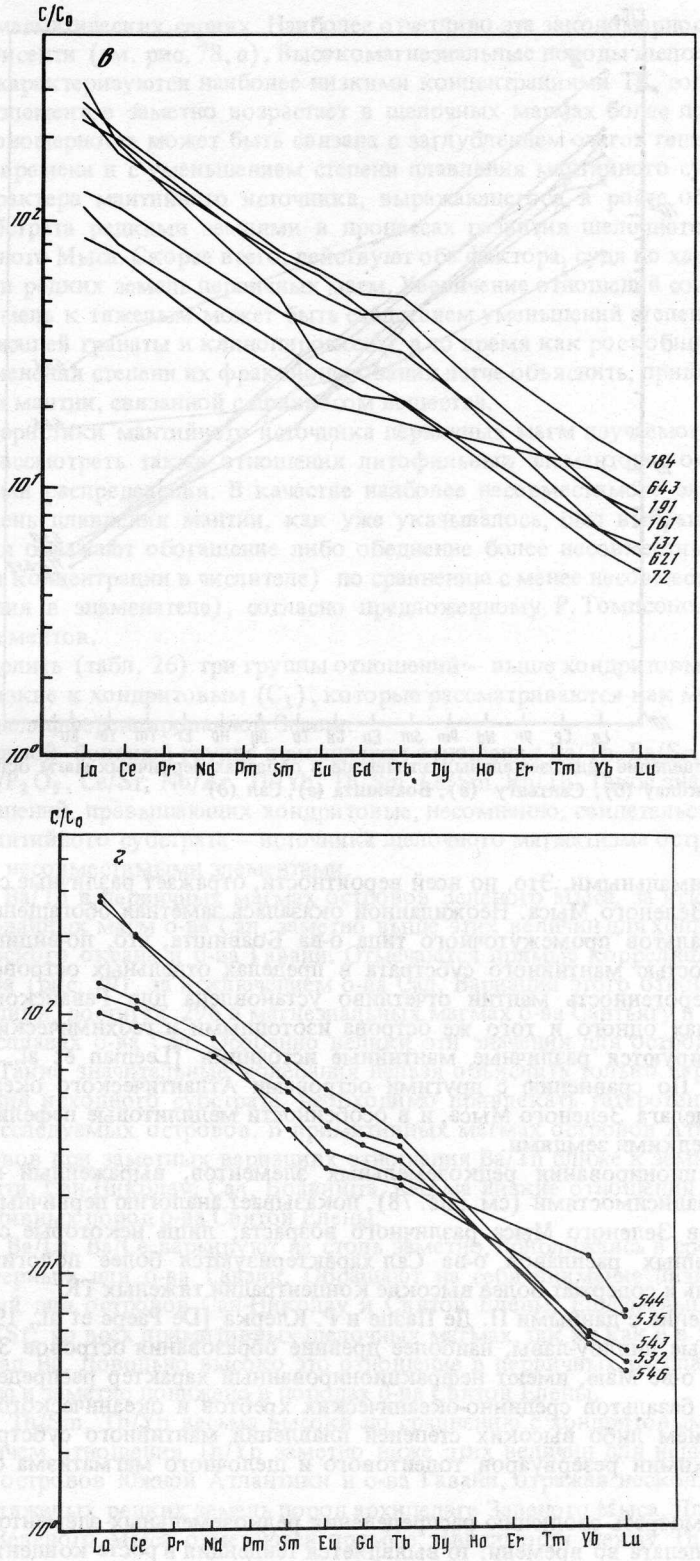


Рис. 78 (продолжение)

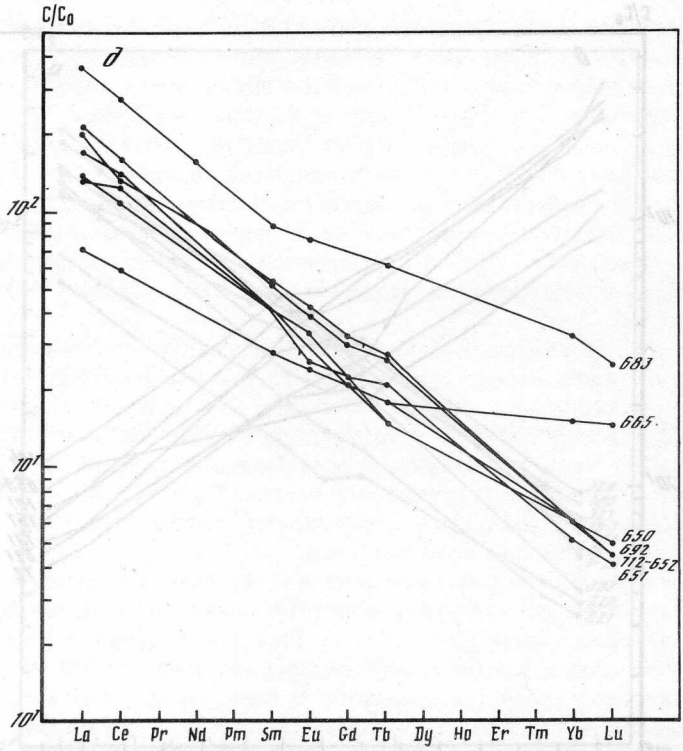


Рис. 78. Распределение редкоземельных элементов в образцах первичных магм островов Сан-Висенти (*а*), Сан-Николау (*б*), Сантьягу (*в*), Боавишта (*г*), Сал (*д*)

сенте, – минимальными. Это, по всей вероятности, отражает различные степени плавления мантии Зеленого Мыса. Неожиданной оказалась заметная обогащенность редкими землями базальтов промежуточного типа о-ва Боавишта, что, по-видимому, связано с гетерогенностью мантийного субстрата в пределах отдельных островов. Микромасштабная гетерогенность мантии отчетливо установлена для Гавайского архипелага, где в пределах одного и того же острова изотопными и геохимическими исследованиями фиксируются различные мантийные источники [Leeman et al., 1980; Clague, Frey, 1982]. По сравнению с другими островами Атлантического океана первичные магмы архипелага Зеленого Мыса, и в особенности мелилитовые нефелиниты, заметно обогащены редкими землями.

Тип фракционирования редкоземельных элементов, выраженный нормативными к хондриту зависимостями (см. рис. 78), показывает аналогию первичных магм отдельных островов Зеленого Мыса различного возраста; лишь некоторые составы недифференцированных расплавов о-ва Сал характеризуются более пологими спектрами редких земель и содержат более высокие концентрации тяжелых TR.

Сопоставление с данными П. Де Паэпе и Р. Клерка [De Paepe et al., 1974] показало, что толеитовые пиллоу-лавы, наиболее древние образования островов Зеленого Мыса, развитые на о-ве Маю, имеют нефракционированный характер распределения TR: это типично для базальтов срединно-океанических хребтов и океанического ложа и является следствием либо высоких степеней плавления мантийного субстрата, либо различия в геохимии резервуаров толеитового и щелочного магматизма островов Зеленого Мыса.

Если рассмотреть эволюцию распределения редкоземельных элементов в первичных магмах архипелага во времени, то выявляется тенденция в росте концентраций TR в бо-

лее молодых магматических сериях. Наиболее отчетливо эта закономерность проявлена для о-ва Сан-Висенти (см. рис. 78, *а*). Высокомагнезиальные породы щелочно-габброидного массива характеризуются наиболее низкими концентрациями TR, содержание редкоземельных элементов заметно возрастает в щелочных магмах более поздних серий. Подобная закономерность может быть связана с заглублением очагов генерации щелочных магм во времени и с уменьшением степени плавления мантийного субстрата либо со сменой характера мантийного источника, выражающегося в росте обогащенности исходного субстрата редкими землями в процессах развития щелочного магматизма островов Зеленого Мыса. Скорее всего, действуют оба фактора, судя по характеру изменения спектров редких земель первичных магм. Увеличение отношений содержаний легких редких земель к тяжелым может быть следствием уменьшений степеней плавления мантии, содержащей гранаты и клинопироксены, в то время как рост общих концентраций TR без изменения степени их фракционирования легче объяснить, привлекая модели гетерогенности мантии, связанной с привносом вещества.

Для характеристики мантийного источника первичных магм изучаемого региона целесообразно рассмотреть также отношения литофильных элементов с очень низкими коэффициентами распределения. В качестве наиболее несовместимого элемента, отражающего степень плавления мантии, как уже указывалось, был выбран Th. Выбранные отношения отражают обогащение либо обеднение более несовместимым элементом (величина концентрации в числителе) по сравнению с менее несовместимым (величина содержания в знаменателе), согласно предложенному Р. Томпсоном [Thompson, 1982] ряду элементов.

Можно выделить (табл. 26) три группы отношений — выше хондритовых, ниже хондритовых и близкие к хондритовым (C_1), которые рассматриваются как модельные для примитивной недифференцированной Земли.

К первой, самой большой группе принадлежат отношения Ba/Th, Ba/Sr, Ba/La, Ba/Ce, Ce/P_2O_5, K_2O/P_2O_5, Ce/Sr, Nb/Zr, Th/Yb, Th/Sm, La/Sm, Rb/Th. Такое значительное количество отношений, превышающих хондритовые, несомненно, свидетельствуют об обогащенности мантийного субстрата – источника щелочного магматизма островов Зеленого Мыса более несовместимыми элементами.

Отношение Ba/Th в первичных магмах островов Зеленого Мыса, за исключением недифференцированных магм о-ва Сал, заметно выше этих величин для хондритов, островов Атлантического океана и о-ва Гавайи. Отмечаются прямые корреляционные связи между Th и Ba (рис. 79), за исключением о-ва Сал. Вариации этого отношения внутри архипелага велики, достигая 296 в магнезиальных магмах о-ва Сантьягу и падая до 53 в первичных расплавах о-ва Сал. Особенно велики эти значения для островов Сантьягу, Маю и Фогу. Такие значительные колебания нельзя объяснить только вариациями степеней плавления исходного субстрата, необходимо привлекать гетерогенность мантии в пределах исследуемых островов. В примитивных магмах островов Атлантики и Гавайских островов при заметных вариациях отношения Ba/Th ближе к земным по островам Сан-Висенти, Сан-Николау, Сал, Боавишта, весьма низкие отношения получены нами для примитивных пород о-ва Святой Елены.

Отношения Ba/La, Ba/Ce варьируют не столь заметно, приближаясь в среднем к величинам, характерным для о-ва Гавайи. Обращают на себя внимание низкие величины этих отношений для островов Сан-Николау и Святой Елены. Еще меньше колеблется отношение Ba/Sr; во всех примитивных щелочных магмах, так же как и в хондритах, Sr преобладает над Ba. Довольно высоко это отношение в первичных расплавах островов Сантьягу и Маю и заметно понижено в породах о-ва Святой Елены.

Отношения Th/Sm, Th/Yb весьма высоки по сравнению с хондритовыми (иногда на порядок), причем отношения Th/Yb заметно ниже этих величин для недифференцированных магм островов Южной Атлантики и о-ва Гавайи, отражая несколько более пологий спектр тяжелых редких земель пород архипелага Зеленого Мыса. Для большинства островов Зеленого Мыса отмечаются прямые зависимости между Th и тяжелыми TR, что является следствием роста содержаний редких земель при уменьшении степени

Таблица 26

Отношения редких элементов в первичных магмах архипелага

Отношение	Сан-Висенти	Сан-Николау	Боавишта	Сал	Маю	Сантьягу	Фогу	Гран-Канария	Святой Елены	Тристан-да-Кунья	Гавайи и Оаху	Хондриты
$Ce/P_2O_5 \cdot 10^4$	141	192	100	93	136	133	178	–	–	–	125	4–3,4
$Rb/Sr \cdot 10^4$	275	310	277	262	212	301	–	398	405	399	230	2200–2900
$Th/La \cdot 10^4$	756	553	1095	1000	753	754	–	1010	980	990	970	1200–2000
$Th/Ce \cdot 10^4$	316	338	502	524	382	379	–	740	950	900	540	450–600
$Th/Sm \cdot 10^3$	360	560	630	637	430	461	272	579	598	651	510	67–90
Th/Nd	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	118	221–286
$Th/Yb \cdot 10^3$	743	718	914	634	971	746	650	2710	1380	2190	2300	190
$Th/Sr \cdot 10^4$	29,1	55,7	29,7	33,5	29,4	29,4	27,2	58,8	81,98	51,28	43,7	66–27
Ba/Th	242	123	213	53	320	296	318	104	49	99	131	63–103
Ba/Sr	0,699	0,662	0,667	0,637	0,775	0,794	0,862	0,61	0,40	0,51	0,66	0,42–0,28
Ba/La	16,10	6,36	16,64	11,71	12,1	14,08	10,46	10,57	4,8	9,83	12,5	11,2–12,6
Ba/Ce	6,75	3,51	7,59	5,69	5,95	7,25	5,54	7,73	4,66	8,94	6,89	3,8–4,7
K_2O/P_2O_5	1,71	1,46	1,59	1,25	1,06	1,86	–	1,36	2,72	3,09	1,13	0,33–0,48
$Ce/Sr \cdot 10^3$	112	196	89	114	114	111	156	79	86	57	100	87–72
$Zr/Ti \cdot 10^4$	71	106	88	56	81	95	–	160	130	108	111	102–71
$Nb/Zr \cdot 10^3$	260	232	197	228	427	259	154	208	229	245	270	100–62
$Nb/La \cdot 10^3$	1042	554	926	645	962	952	599	1160	1257	1110	527	1000
K/Nb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
La/Sm	4,90	9,26	5,84	6,31	5,45	6,53	8,28	–	–	–	–	1,59
Rb/Th	10,35	6,49	9,86	6,66	8,75	11,07	–	5,72	5,64	6,61	5,34	7,2–8,6
Ba/Nb	14,8	10,81	14,44	20,69	12,31	14,03	17,47	9,09	3,82	6,85	17,2	19,7
Ce/Y	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,44
Th/Ta	3,84	2,48	–	4,69	–	–	–	–	–	2,16	–	–
$Th/Nb \cdot 10^3$	58	87	67	110	58	47	–	87	78	89	130	120
Rb/Nb	0,50	0,50	0,57	0,67	0,42	0,49	–	0,59	0,38	0,69	0,54	1

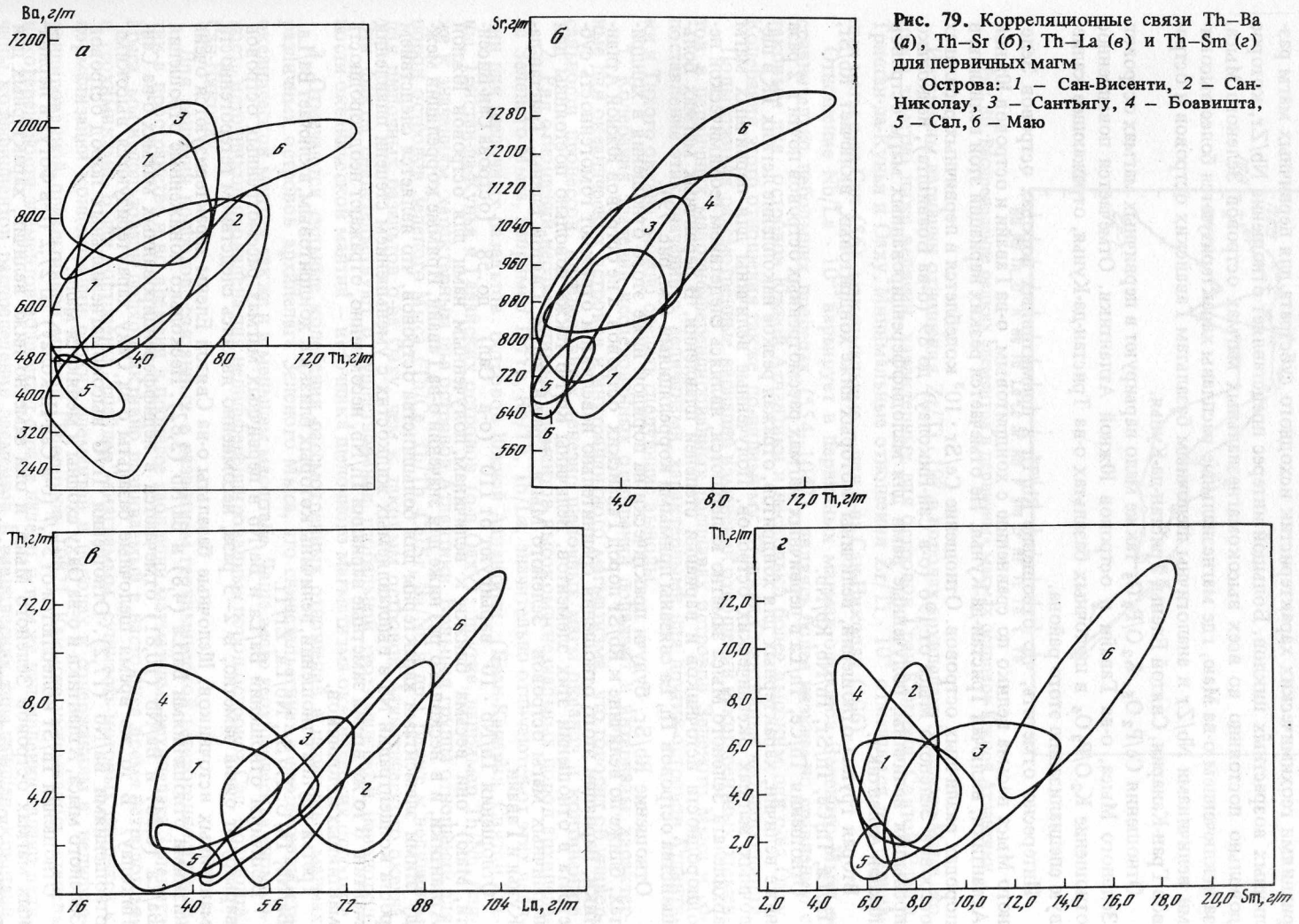


Рис. 79. Корреляционные связи Th–Ba (*а*), Th–Sr (*б*), Th–La (*в*) и Th–Sm (*г*) для первичных магм

Острова: *1* – Сан-Висенти, *2* – Сан-Николау, *3* – Сантьягу, *4* – Боавишта, *5* – Сал, *6* – Маю

плавления мантийного источника; однако на ряде островов отмечаются обратные зависимости (например, Боавишта, Сан-Висенти), что, по всей вероятности, связано с вариациями геохимических характеристик исходного субстрата для первичных магм различных возрастных циклов. Большой интерес представляет отношение Nb/Zr, которое довольно постоянно во всех высокомагнезиальных магмах островов Зеленого Мыса, за исключением о-ва Маю, где магнезиальные расплавы характеризуются более высокими величинами Nb/Zr и аналогичны щелочным базальтам Гавайских островов и островов Гран-Канария, Святой Елены, Тристан-да-Кунья.

Отношения Ce/P_2O_5, K_2O/P_2O_5 также мало варьируют в первичных магмах островов Зеленого Мыса, о-ва Гавайи и островов Южной Атлантики. Отмечается повышенное отношение K_2O/P_2O_5 в щелочных базальтах о-ва Тристан-да-Кунья, отражающее калиевую специализацию этого района.

Интересно отметить, что отношение Rb/Th в примитивных породах островов Зеленого Мыса весьма велико по сравнению с хондритовым, о-ва Гавайи и островов Южной Атлантики, включая Тристан-да-Кунья. Не отмечается резких вариаций этой величины в породах различных островов. Отношение $Ce/Sr \cdot 10^3$ колеблется в первичных расплавах островов Зеленого Мыса от 196 (о-в Сан-Николау) до 89 (о-ва Боавишта), несколько превышая величины, полученные нами для малодифференцированных магм островов Южной Атлантики.

Вторая группа отношений, величины которых ниже хондритовых, включает Rb/Sr, Th/La, Th/Ce, Th/Sr, Th/Nb, Rb/Nb.

Отношения Th/Ce, Th/La в первичных магмах рассмотренных островов почти в 2 раза ниже величин, характерных для хондритов, отражая резкое накопление легких TR в щелочных магмах океанических островов. Полученные величины для первичных магм архипелага Зеленого Мыса заметно колеблются, являясь следствием геохимической неоднородности источников и вариации степеней плавления. В первичных магмах большинства островов Th, La связаны прямыми корреляциями (см. рис. 79).

Отношение Rb/Sr, будучи практически на порядок ниже этого отношения в хондритах, ближе по величине к Rb/Sr пород Гавайских островов, а не островов Южной Атлантики. Вариации этого отношения сравнительно невелики и отражают гомогенность субстрата в отношении этих элементов. Величины Rb/Nb также довольно постоянны для первичных магм островов Зеленого Мыса, Гран-Канария, Святой Елены, Тристан-да-Кунья и Гавайи.

Отношения $Th/Nb \cdot 10^3$ варьируют от 110 (о-в Сал) до 58 (острова Сан-Висенти, Маю), они весьма близки к величинам, полученным нами для островов Южной Атлантики, и в несколько раз ниже для значений о-ва Гавайи. Прямые корреляции между этими элементами характерны для большинства островов, что является следствием роста концентраций Nb в выплавляемых жидкостях с уменьшением степени плавления мантии. В то же время заметные вариации Th/Nb, несомненно, отражают неоднородность мантийных источников.

Третья группа отношений, величины которых близки к хондритовым, включает Ba/La, Ba/Nb, Th/U, Th/Sr, Nb/La, Zr/Ti.

Величины отношений Ba/La и Ba/Nb в первичных магмах рассмотренных островов варьируют очень заметно, в 2–3 раза, несомненно являясь следствием гетерогенности мантийных источников. Щелочные базальты о-ва Святой Елены характеризуются очень низкими отношениями Ba/La (4,8) и Ba/Nb (3,82). Несколько пониженные отношения Ba/La (6,36) и Ba/Nb (10,81) отмечаются в недифференцированных магмах о-ва Сан-Николау. В то же время щелочные базальты о-ва Оаху характеризуются высокими отношениями Ba/Nb (17,2). Отношения Th/U высокомагнезиальных пород островов Зеленого мыса, Атлантики и о-ва Оаху сходны и меняются мало.

Отношения Th/Sr колеблются от 55,7 (о-в Сан-Николау) до 27,2 (о-в Фогу) в первичных магмах островов Зеленого Мыса, и они заметно ниже величин, характерных для островов Южной Атлантики и о-ва Оаху. Это является, по-видимому, следствием крупномасштабной латеральной гетерогенности мантии.

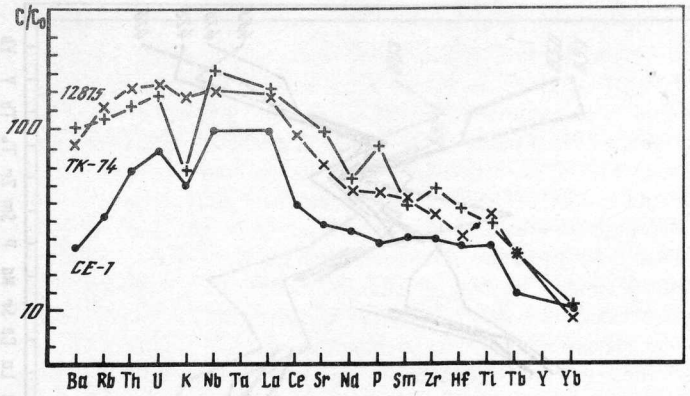


Рис. 80. Распределение редких элементов в первичных магмах островов Южной Атлантики

Интересны вариации отношения $Zr/Ti \cdot 10^4$ в породах архипелага Зеленого Мыса, которое заметно ниже величин, характерных для островов Гран-Канария, Святой Елены, Тристан-да-Кунья и Оаху. Минимальные отношения $Zr/Ti \cdot 10^4$ отмечаются для первичных магм о-ва Сал (56), максимальные – для о-ва Сан-Николау (106).

Отношение $Nb/La \cdot 10^3$ варьирует в первичных магмах островов Зеленого Мыса в сравнительно небольших пределах (554–1042), являясь более низким по сравнению с таковым для островов Южной Атлантики и несколько более высоким для о-ва Оаху. Колебания этого отношения также, по-видимому, отражают мантийные неоднородности.

Подытоживая рассмотренные вариации изменений отношений некогерентных элементов в первичных малодифференцированных расплавах островов Зеленого Мыса и сопоставление этих значений с величинами, характерными для других островов Атлантики и Тихого океана, можно сделать следующие выводы.

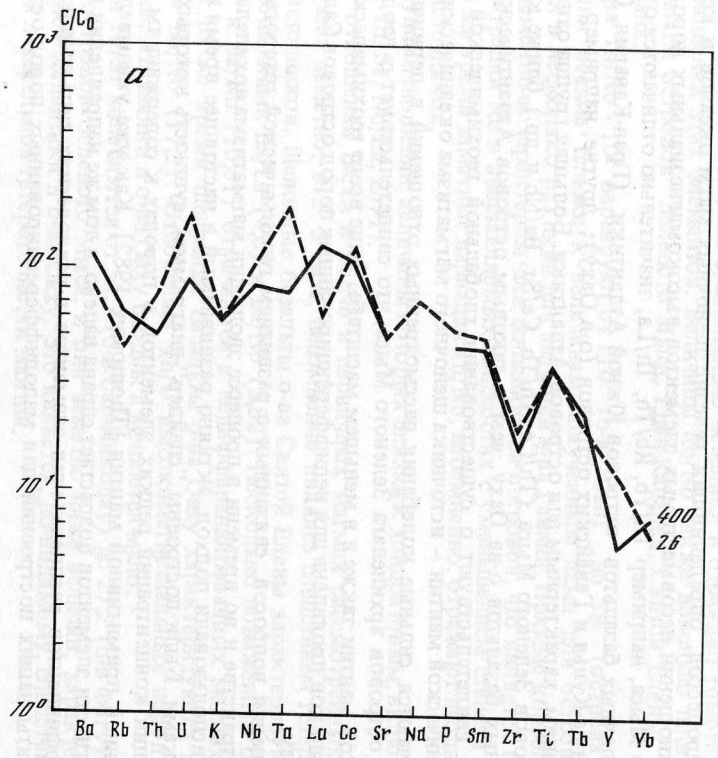
1. Колебания значений исследованных отношений попадают в интервалы, характерные для океанических островов и внутриплитного магматизма, что говорит об универсальности процессов, определивших генезис щелочных магм океанов и континентов.

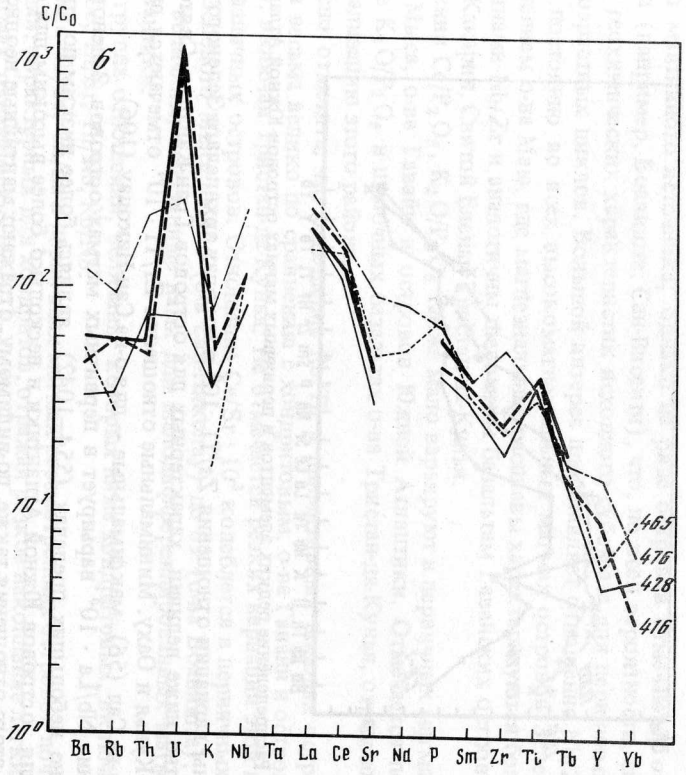
2. Ряд отношений несовместимых элементов высокомагнезиальных пород архипелага Зеленого Мыса, например Th/Yb, Rb/Th, Th/La, значительно отличаются от этих величин для щелочных базальтов островов Южной Атлантики (Гран-Канария, Святой Елены, Тристан-да-Кунья и Гавайских островов (о-в Оаху); другие, например Th/Nb, ближе к значениям, характерным для островов Атлантики. Большая группа отношений для пород островов Зеленого Мыса (Th/Ce, Th/Th, Ce/Sr, Ba/Nb и др.) ближе к величинам для щелочных базальтов о-ва Оаху, чем к таковым островов Атлантического океана. Эти факты свидетельствуют о существовании глобальной геохимической неоднородности океанической мантии – источника щелочного магматизма океанических островов.

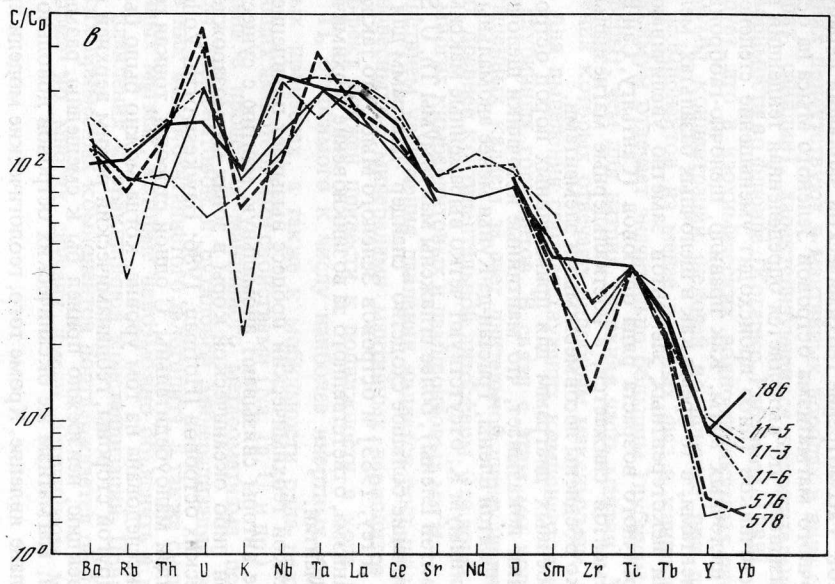
3. Отмечаются сильные колебания рассмотренных отношений в первичных магмах различных островов архипелага Зеленого Мыса, что свидетельствует о неоднородности океанической мантии также и в меньшем масштабе. Чаще всего геохимическая аномальность источников проявлена для недифференцированных пород островов Сал, Боавишта, Сан-Николау.

Для решения вопросов, связанных с развитием геохимической гетерогенности мантии в пространстве и во времени в процессе эволюции магматизма архипелага Зеленого Мыса, мы использовали подход, активно развиваемый в настоящее время петрологами и геохимиками. Были построены "спайдер"-диаграммы, сущность которых сводится к нормализации концентраций редких элементов в породах к содержаниям в недифференцированной примитивной мантии [Thompson, 1982]. Как уже указывалось, степень некогерентности элементов возрастает справа налево, в том же направлении падают величины коэффициентов распределения элементов в равновесиях типа расплав–кристалл.

Результаты наших построений для малодифференцированных пород островов Зеле-


C/C0
10^3
10^2
10^1
10^0
а
400
26
Ba Rb Th U K Nb Ta La Ce Sr Nd P Sm Zr Ti Tb Y Yb


C/C0
10^3
10^2
10^1
10^0
б
465
476
428
416
Ba Rb Th U K Nb Ta La Ce Sr Nd P Sm Zr Ti Tb Y Yb



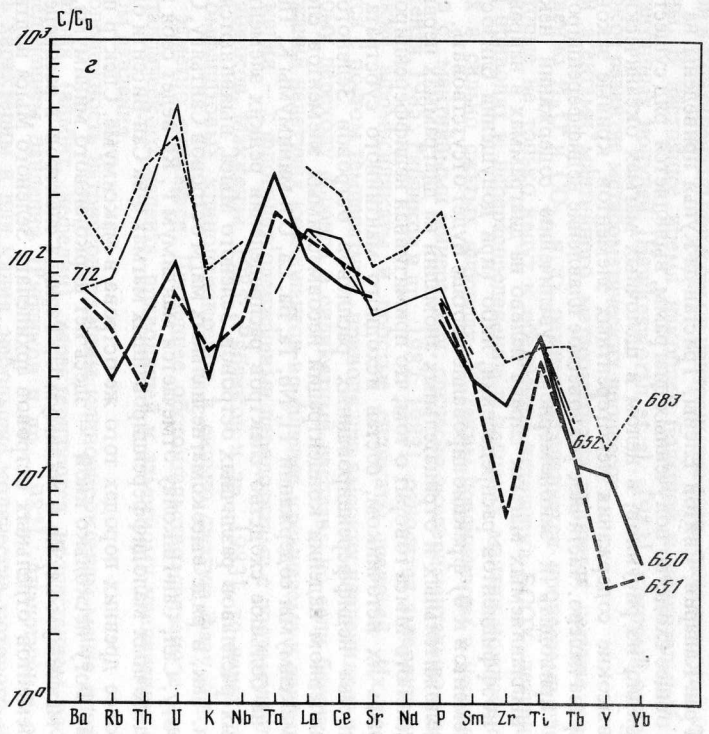


Рис. 81. Распределение редких элементов в первичных магмах островов Сан-Висенти (*а*), Сан-Николау (*б*), Сантьягу (*в*), Боавишта (*г*)

ного Мыса, Гран-Канария, Святой Елены, Тристан-да-Кунья приведены на рис. 80, 81. Несмотря на общее сходство полученных диаграмм, выявляется ряд существенных различий. Как видно из рисунков, в целом в щелочных магмах океанических островов отмечаются высокие содержания некогерентных элементов, кривые закономерно повышаются справа налево. Частичное равновесное плавление недифференцированной мантии должно приводить к закономерному увеличению содержаний некогерентных элементов в выплавляемых магмах справа налево на диаграммах в направлении падения величин коэффициентов распределения, либо (при допущении близости *Kd* некогерентных элементов к 0) фракционирование вообще будет отсутствовать.

Наличие положительных и отрицательных аномалий на диаграммах первичных магм архипелага Зеленого Мыса говорит о том, что примитивная недифференцированная мантия не являлась их источником, состав исходного мантийного субстрата был иным. Для большинства недифференцированных расплавов островов Зеленого Мыса при общем направленном падении концентраций несовместимых элементов слева направо характерны максимумы содержаний Ti, Nb, Ta, Ba, La, U и минимумы K, Th, Zr, Sr, Yb.

Несмотря на большое сходство спектров распределения редких элементов высокомагнезиальных расплавов различных островов Зеленого Мыса, выявляются определенные различия. Так, в ряде высокомагнезиальных магм островов Сантьягу, Сан-Висенти, Боавишта, Фогу, Сал, Сан-Николау отмечается максимум P, Rb ведет себя по-разному: в молодых щелочных малодифференцированных магмах о-ва Сан-Висенти он в минимуме, а в наиболее древних породах того же острова в максимуме. Спектр посткальдерных магм о-ва Фогу несколько иной – здесь нет циркониевого минимума, а есть ярко выраженный максимум La, Rb и минимум U. Разница спектров в распределении некогерентных элементов отдельных островов архипелага Зеленого Мыса подтверждает гетерогенность их источников, ярко демонстрируемых на основании исследований отношений редких элементов. Рассмотрение геохимической эволюции первичных магм во времени развития щелочного магматизма островов Зеленого Мыса на основании построенных диаграмм показывает, что выявляется определенная тенденция в росте обогащенности мантийных источников (либо происходит уменьшение степеней плавления) более поздних порций щелочных магм. Как правило, щелочно-габброидные массивы обеднены редкими элементами, в то время как в щелочных базальтах, мелилитовых нефелинитах концентрации некогерентных элементов заметно увеличиваются. В самых поздних породах четвертичного возраста ряда островов (Сантьягу, Сан-Висенти) темп накопления редких элементов снижается, а посткальдерные магнезиальные расплавы о-ва Фогу даже несколько обеднены несовместимыми элементами.

Сопоставление построенных диаграмм для примитивных пород островов Зеленого Мыса и Южной Атлантики показывает, что мантийные источники щелочных базальтов островов Гран-Канария, Святой Елены, Тристан-да-Кунья менее аномальны (см. рис. 80), в них имеется тот же минимум K, отсутствуют четко выраженные максимумы Ti, La, P (за исключением о-ва Святой Елены), более сглажены максимумы Th, U, Se.

Обращает на себя внимание большое сходство "спайдер"-диаграмм для мелилитовых нефелинитов о-ва Оаху [Frey, 1983] и островов Зеленого Мыса, что также подтверждает универсальность механизма, ответственного за возникновение геохимически аномальных блоков океанской мантии.

Возникает вопрос: какой геохимический процесс вызывает появление зон аномальной мантии? Некоторые авторы связывают аномальную мантию с существованием реликтов континентальной либо океанической коры в зонах магмозарождении щелочного магматизма океанических островов [Hofman, 1986; Hawkesworth, Vollmer, 1979].

На наш взгляд, эти идеи малоубедительны. С одной стороны, тонкая геохимия океанической коры еще не исследована на том уровне, когда можно было бы делать такие смелые обобщения; с другой стороны, геодинамический режим верхней мантии, включающий активную конвекцию, неизбежно привел бы к смешению, размыву, растаскиванию коровых блоков, магматизм же океанических островов довольно локализованное в геохимическом плане явление. Кроме того, геологические модели проникновения

океанической и континентальной коры в центральные зоны океанической мантии весьма дискуссионны. В настоящее время накоплен большой и убедительный материал по геохимии мантийных нодулей [Hawkesworth et al., 1983], который однозначно показывает широкое развитие метасоматических процессов.

Главными агентами мантийного метасоматизма являются летучие компоненты – преимущественно H_2O и CO_2, и их режим определяется процессами глобальной дегазации, которые не только ведут к обеднению источника БСОХ летучими соединениями, но и приводят к перераспределению в пределах мантии компонентов, хорошо растворимых в сильно сжатых флюидах. К таким соединениям в условиях равновесия флюидов с мантийными минералами, согласно экспериментальным данным [Рябчиков, Маккензи, 1985; Рябчиков и др., 1982, 1983], относится в первую очередь кремнезем, а также алюмосиликаты и простые силикаты щелочей. Их растворимости увеличиваются с ростом температуры, приводя при высоких давлениях к постепенному закритическому переходу флюида в силикатный расплав; но если барические зависимости содержаний нелетучих компонентов во флюиде кремнезема в равновесии с гарцбургитом и калия – с флогопитсодержащими перидотитами с ростом давления увеличиваются [Рябчиков, Маккензи, 1985; Рябчиков и др., 1983], то переход соединений натрия из омфацитовых клинопироксенов в сильно сжатую фазу при возрастании глубинности заметно снижается. Последнее обстоятельство связано с высокой плотностью кристаллического жадеита, приводящей к заметному увеличению его устойчивости с ростом давления.

В противоположность натрийсодержащим клинопироксенам менее плотные алюмосиликаты натрия (альбит, нефелин) характеризуются возрастанием растворимости в воде с увеличением давления [Рябчиков и др., 1982]. Аналогичные соотношения должны быть характерны и для калия, небольшие количества которого при высоких давлениях входят в клинопироксены в виде калиевого аналога жадеита, а при более низких давлениях присутствуют в мантийных породах в виде собственных минералов калия (флогопит, санидин), характеризующихся положительными барическими градиентами растворимости во флюиде [Когарко, Рябчиков, 1988].

Отсюда следует, что в изохимических водно-силикатных системах должны наблюдаться максимумы концентраций щелочей во флюиде при давлениях, отвечающих переходу этих компонентов из менее плотных фаз в клинопироксены, причем для калия этот максимум отвечает значительно бóльшим глубинам (основания континентальной литосферы), чем для натрия (верхняя часть мантии). Участки мантии, температуры и давления которых отвечают подобным максимумам, должны быть наиболее благоприятны для выделения соответствующих компонентов из флюидов, поступающих из более глубинных горизонтов. В связи с этим мы должны ожидать наличия участков, обогащенных калием за счет длительной циркуляции глубинных флюидов, в нижних частях древней континентальной литосферы. Эти зоны, по-видимому, являются источником многих кимберлитовых и лампроитовых магм.

Важным следствием увеличения давления является рост щелочности (агпаитности) флюидов, равновесных с минералами мантийных лерцолитов [Когарко, Рябчиков, 1988]. Этот эффект должен привести к подвижности в ходе процессов мантийного метасоматизма Ti, относимого к числу наиболее инертных компонентов в коровых гидротермальных процессах, а также к мобильности ряда редкометалльных компонентов, обладающих амфотерными свойствами (Na, Ta, U, и др.).

Перенос титана в процессах мантийного метасоматизма подтверждается наложенным характером ильменитовой и рутиловой минерализаций в мантийных породах, присутствием в них высокотитанистого флогопита, а также существенными вариациями Ti в первичных магмах, которые невозможно объяснить в рамках простых моделей частичного плавления и фракционной кристаллизации. Повышенная подвижность Nb и ряда других примесных компонентов подтверждается обогащенностью ими кимберлитов, которые во многих случаях имеют источником метасоматизированную мантию.

В последнее десятилетие в глубинных нодулях и мантийных породах обнаружен целый ряд новых минералов – концентрирующих щелочи, Ti, Ba, Sr, Nb, редкие земли. Эти минералы ассоциируют в нодулях с флогопитом, амфиболом, ильменитом и рутилом. Экспериментальные исследования показали стабильность щелочных титанатов до 20–30 кбар и при температурах 900–1100 °С, т.е. до глубины 75–100 км.

Повышенная щелочность глубинных флюидов способствует стабилизации в них многих комплексных соединений. Она обеспечивает, в частности, высокую растворимость в них сульфидов халькофильных металлов в форме гидросульфидных комплексов, что подтверждается экспериментальными данными для 20 кбар и 600–900 °С. Карбонаты щелочноземельных металлов также должны быть хорошо растворимы в щелочных сильно сжатых растворах в форме комплексов, изученных в работе [Дернов-Пегарев, Малинин, 1976]. Возникающие в результате глубинного метасоматизма участки карбонатизированной мантии служат, по-видимому, источником карбонатитовых и мелилитовых магм.

Важная роль флюидного массопереноса в формировании источника щелочных магм, мелилитов, кимберлитовых и карбонатитовых расплавов подтверждается их редкой обогащенностью легкими РЗЭ. Согласно имеющимся экспериментальным данным, РЗЭ могут интенсивно экстрагироваться из породообразующих минералов мантии при высоких давлениях водными и водно-углекислыми флюидами [Jones, Wyllie, 1986].

В последние годы в геохимии активно развивается новое направление, охватывающее проблемы связи характера распределения редких элементов с типом геодинамических режимов магмообразования. Например, накоплен обширный материал, вскрывший отчетливую аномальность островодужного магматизма на Ti и Nb.

Проведенные геохимические исследования щелочного магматизма архипелага Зеленого Мыса показали значительную обогащенность легкими редкими землями, Ti, Ba, Nb. Подобная типизация характерна для щелочных пород континентальных рифтов, формирующихся в условиях глубинного растяжения утолщенных мощных консолидированных блоков литосферы. По всей вероятности, именно утолщение океанической коры приводит к смене истощенных магмогенерирующих систем (мезозойские толеиты островов Маю и Сантьягу) более обогащенными (более поздние щелочные комплексы). Различия в субсинхронном молодом магматизме, когда практически одновременно изливаются мелилитовые нефелиниты, базаниты и оливиновые меланефелиниты, связаны с разгрузкой магматических резервуаров, располагающихся на разных глубинах в гетерогенной по вертикали и латерали океанической литосфере.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ[1]

Для оценки физико-химических параметров кристаллизации щелочных пород островов Зеленого Мыса мы использовали методы термобарометрии включений в минералах, позволяющие получить информацию о температурах, давлениях углекислоты и воды, порядке кристаллизации фаз, гетерогенности или гомогенности равновесного с ними расплава и эволюции магм.

Метод термобарометрии базируется на теории захвата растущими гранями кристаллов равновесного с ними расплава с растворенными летучими компонентами и последующей герметичной консервации минералообразующей среды в виде микровключений. При комнатной температуре эти включения представляют собой вакуоли в теле кристаллов сферической формы или полоски с отрицательной огранкой, заполненные стеклом, кристаллами или сочетанием этих фаз в различных пропорциях. По этому признаку включения делятся на стекловатые, раскристаллизованные и частично раскристаллизованные.

[1] Раздел написан совместно с Б.П. Романчевым.

При нагревании содержащих включения минералов вещество в вакуолях плавится, минералы-узники растворяются в расплаве в обратном порядке их выделения в твердую фазу при остывании лав и при определенных температурах полностью переходят в расплав, который при этих параметрах находился в равновесии с минералом-хозяином в природных условиях. Температуры начала плавления вещества включений с позиции физической химии являются температурами, близкими к солидусу пород, а температуры гомогенизации – близкими к ликвидусу природных многокомпонентных систем, фазы которых представлены минералами и расплавами изучаемых микровключений.

Для постоянного наблюдения за изменением вещества включений при нагревании от начала плавления до полной их гомогенизации мы сконструировали микротермокамеру с платино-родиевым нагревателем с рабочим диапазоном 20–1500 °С, помещаемую на столик микроскопа для работы в проходящем свете с использованием длиннофокусного объектива с 26-кратным увеличением. В работе с легкоокисляемыми при высоких температурах минералами типа оливина применялась графитовая футеровка рабочего объема термокамеры с другими минералами. Эксперименты проводились в воздушной среде.

Для термометрических опытов мы выбрали наиболее распространенные на островах Зеленого Мыса типы пород – пикробазальты, меланефелиниты, тефриты, базаниты, фоидиты, экссекситы, трахиты, фонолиты, карбонатиты. В результате комплексного исследования включений в минералах мы получили информацию о температурах, давлениях CO_2 и H_2O и составах расплавов при формировании ранних, средних и поздних дифференциатов, слагающих вулканические постройки и массивы архипелага Зеленого Мыса.

В группу ранних дифференциатов мы отнесли породы с максимальными концентрациями MgO – пикробазальты и щелочные пикриты с содержаниями MgO 15,89–22,77 мас.% (обр. 31, 72, 161, 564, 578) и оливиновые меланефелиниты, в которых содержания MgO превышали 11 мас.% (обр. 17, 546, 186, 585, 646). Интрузивные разности существенно магнезиальных пород представлены габбро-эссекситами, в которых концентрация MgO достигала 11–14 мас.% (обр. 623, 624).

Пикробазальты, щелочные пикриты, оливиновые меланефелиниты, габбро рассматриваются нами как наиболее примитивные породы. В ранних дифференциатах первичных магм молодого магматизма островов Зеленого Мыса (эффузивные и неовулканические комплексы) – пикробазальтах и щелочных пикритах – основными минералами-вкрапленниками являются оливин и авгит. Кристаллы оливина содержат первичные частично раскристаллизованные включения, в которых наряду с газовой фазой и стеклом присутствуют минералы-узники – пироксен и шпинель. Газовая фаза иногда сжижена, что свидетельствует о преобладании среди летучих углекислоты. Включения в авгите представляют собой вакуоли, заполненные стеклом, газом, кристаллами шпинелидов, пироксена и амфиболов. В наиболее крупном (около 100 мкм) включении в авгите (обр. 31) (рис. 82) на микрозонде CAMEBAX мы определили составы стекла, шпинелида и пироксена, выросшего в виде минерала-узника перпендикулярно стенке вакуоли.

Согласно данным микрозондового анализа (табл. 27), состав пироксена внутри включения отличается от состава минерала-хозяина меньшей магнезиальностью и более высокими содержаниями FeO, Al_2O_3, TiO_2. Состав шпинелида представляет собой твердый раствор шпинели, ильменита, магнетита. Остаточное стекло во включениях содержит высокие концентрации SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, K_2O. Включения с таким фазовым составом (*Px + Sp + Gl + V*) являются типичными для вкрапленников всех изученных пикробазальтов и пикритов и отражают, по-видимому, равновесия, характерные для примитивных магм серий молодого вулканизма – *Ol + Px + Sp + L + V*.

Включения в минералах высокомагнезиальных относительно ранних островных пород значительно сложнее и отличаются от вышеописанных более широким развитием минералов-узников, решетка которых строится с участием летучих компонентов F,

Таблица 27

Составы минералов и фаз микровключений в образцах с островов Зеленого Мыса

Компонент	31				17			
	$Px_{м-х}$	$Px_{м-у}$	*Gl*	*Sp*	$Ol_{м-х}$	$Px_{м-у}$	$Sp_{м-у}$	$Ne_{м-у}$
SiO_2	51,03	46,46	60,51	0,13	40,06	47,76	0,48	41,92
TiO_2	1,35	3,41	0,05	16,72	0,09	3,40	20,13	–
Al_2O_3	4,60	8,92	20,00	9,53	0,02	6,70	4,02	29,76
FeO	4,40	6,90	0,35	66,96	13,51	5,10	64,50	1,12
MgO	15,70	12,72	0,03	3,15	45,97	13,52	8,84	0,38
CaO	22,09	21,21	3,20	0,50	0,45	23,02	0,07	0,76
Na_2O	0,32	0,47	5,10	–	–	0,52	–	14,50
K_2O	–	–	5,49	0,02	–	0,15	–	11,83
P_2O_5	0,43	0,90	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,92	100,99	94,73	97,01	100,10	100,20	98,04	100,27

Компонент	642					161	
	$Px_{м-х}$	*Gl*	$Amp_{м-у}$	$Amp_{м-у}$	$Bi_{м-у}$	$Sp_{м-у}$	$Ol_{м-х}$	$Px_{м-у}$
SiO_2	49,32	55,93	37,76	48,28	36,79	0,29	41,27	48,48
TiO_2	2,20	0,76	8,32	0,31	8,68	7,58	–	3,44
Al_2O_3	6,33	21,84	16,62	14,78	16,16	10,32	–	3,65
FeO	5,33	5,23	9,11	16,61	8,39	75,37	14,37	6,02
MgO	14,76	0,08	11,79	14,84	16,46	2,97	44,56	14,00
CaO	21,33	1,90	11,63	0,31	0,18	0,29	0,20	27,76
Na_2O	0,51	4,71	2,75	1,26	1,00	0,06	–	0,55
K_2O	–	8,12	2,33	1,95	11,34	0,14	–	–
P_2O_5	–	1,21	–	–	0,85	–	–	–
Сумма	С 99,78	99,78	100,31	98,34	99,85	97,02	100,4	99,90

OH^-, CO_3^{2-}. Например, во включениях в оливине щелочного пикрита (обр. 161, см. табл. 28) в качестве минералов-узников обнаружены пироксен диопсид-геденбергитового ряда, титаномагнетит, нефелин (твердый раствор кальсилита и нефелина) и биотит (мероксен) с высоким содержанием MgO, а в минералах оливиновых эссекситов (обр. 623, 624), помимо пироксена, шпинели, биотита, полевого шпата, во включениях найден кальцит, поэтому ассоциации в вакуолях можно представить как совокупности минерала-хозяина и фаз-включений: *Ol* + *Px* + *Sp* + *Ne* + *Bi* + *Gl* + *U* и *Ol* + *Px* + *Sp* + *Bi* + + *Fsp* + *CC* + *V*.

Различие в составах микровключений отразилось и на температурах гомогенизации вещества вакуолей в термометрических опытах с минералами пород разных возрастных уровней.

При нагревании в термокамере минералов включения в них претерпевают эволюцию от многофазового состояния до гомогенного расплава. Температура гомогенизации, по нашему мнению, близка к температурам кристаллизации минералов-вкрапленников, другими словами, к температурам ликвидуса пород. При наблюдении за ходом гомогенизации включений от комнатной температуры до 1400 °С и выше мы фиксировали максимальные температуры устойчивости минералов-узников, что позволило выяснить порядок кристаллизации минералов пикробазальтов и щелочных пикритов в закрытой системе.

Включения в оливинах относительно молодых пикробазальтов и щелочных пикритов

546								
$Px_{м-х}$	$Amp_{м-у}$	$Amp_{м-у}$	Gl	Gl	$CC_{м-у}$	$Sp_{м-у}$	$Sp_{м-у}$	Gr
47,32	44,86	40,06	57,17	47,87	0,67	0,11	0,03	38,24
3,23	0,13	8,02	1,46	1,22	0,06	2,85	28,92	0,07
5,76	13,11	11,44	14,14	6,76	0,01	6,80	0,56	12,69
7,21	7,77	9,05	5,64	4,82	1,16	66,51	43,25	11,02
14,91	25,92	13,16	12,45	14,79	15,97	19,21	24,71	24,62
21,27	1,01	14,88	1,88	17,62	38,52	0,36	0,34	12,74
0,52	0,20	1,88	1,41	0,30	0,06	–	–	0,09
–	0,48	1,36	1,55	5,91	0,04	–	–	0,20
–	0,29	–	1,04	0,28	–	–	–	0,15
100,22	93,77	99,85	96,74	99,57	56,49	95,84	97,81	99,82

161			623				624		
$Sp_{м-у}$	$Bi_{м-у}$	$Ne_{м-у}$	$Px_{м-х}$	$Bi_{м-у}$	$CC_{м-у}$	$FSp_{м-у}$	$Px_{м-х}$	$Ol_{м-у}$	$Sp_{м-у}$
0,08	38,24	41,77	46,33	32,87	0,18	56,69	46,33	39,82	0,16
22,62	4,40	0,09	2,67	7,63	–	–	4,03	0,25	26,84
0,23	12,03	29,30	6,68	14,75	0,05	16,18	7,60	0,26	7,41
71,75	5,07	1,30	5,82	20,23	0,31	–	6,89	17,64	62,71
4,42	21,00	0,19	13,70	9,78	0,19	–	12,43	41,34	0,50
0,38	0,06	0,90	23,48	0,77	52,54	4,27	22,96	0,68	0,55
0,15	0,42	13,29	0,41	0,18	–	1,18	0,35	–	–
–	12,27	12,59	–	12,86	0,22	18,57	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
99,63	93,49	99,43	99,09	99,07	53,49	99,89	100,59	99,99	98,17

в процессе нагревания изменяются достаточно однообразно: постепенное нагревание приводит к размягчению стекла и медленному растворению минералов-узников в образовавшемся расплаве. Растворение кристаллов во включениях начинается при температурах порядка 900–1000 °С, активное плавление отмечается при 1030–1080 °С. При этих температурах заметным становится растворение шпинели и пироксена внутри вакуолей. Полное растворение этих минералов-узников зафиксировано в интервале температур 1280–1380 °С. В наиболее высокомагнезиальном оливине ($Fo_{88,85}$) выше этой температуры во включениях наблюдается равновесие расплав + газ. Гомогенизация включений такого типа была достигнута при 1420 °С (обр. 564). Температуры кристаллизации менее магнезиальных оливинов несколько ниже 1280–1390 °С (рис. 83).

Процесс плавления вещества включений в авгите пикробазальтов аналогичен ходу гомогенизации включений в оливинах тех же пород. Начало плавления заметно при 930 °С, растворение минералов-узников шпинели и пироксена происходит в интервале от 930 °С до температур гомогенизации. В отдельных включениях мы обнаружили амфибол, по-видимому, керсутит. Температура его стабильности, по нашим наблюдениям, не превышает 1015–1020 °С.

Температурные условия кристаллизации раннего щелочного пикрита из вулканогенно-осадочно-эффузивного комплекса (север о-ва Сантьягу) (обр. 161) резко отличны от условий образования молодых пикробазальтов. Исследуемый нами пикрит содер-

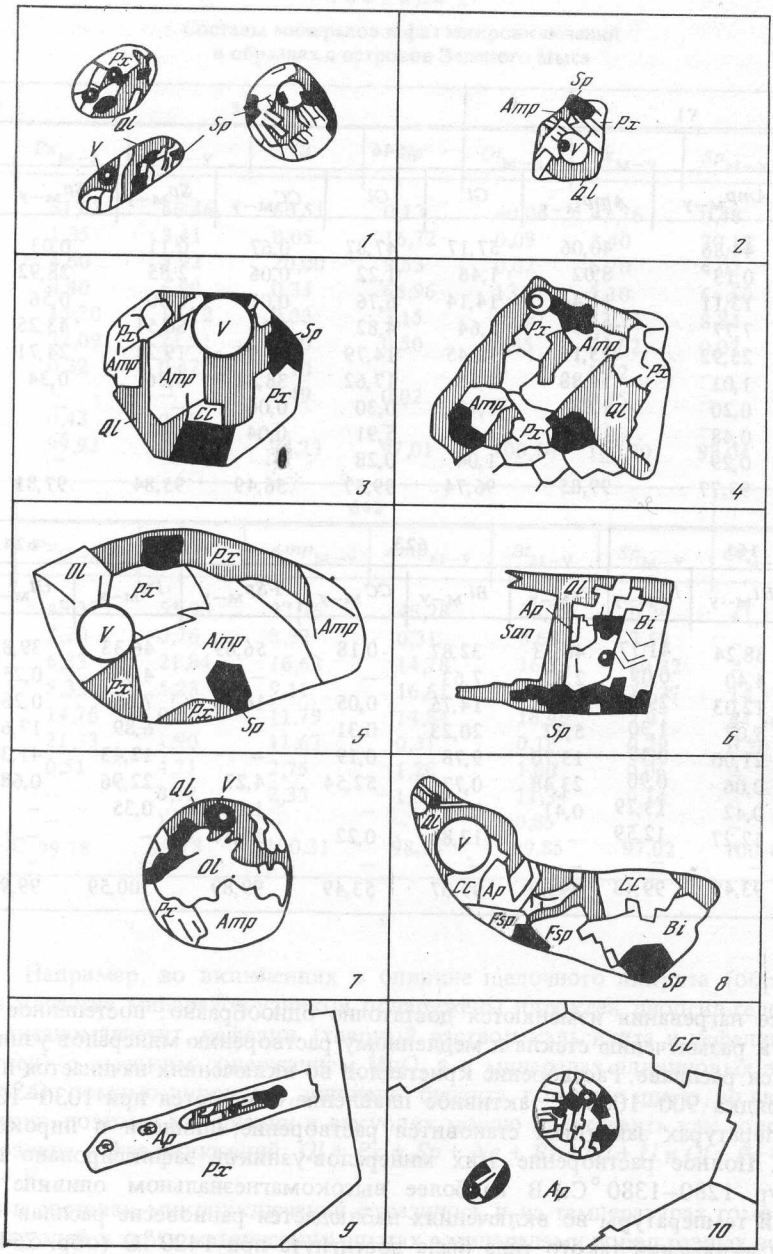


Рис. 82. Типы включений в минералах пород островов Зеленого Мыса (X 1000, зарисовка)

1 — в оливине, *Cpx + Sp + Ql + V*, пикробазальт, обр. 31; *2* — в оливине с жидким углекислым газом, *Cpx + Sp + Ql + Amp + V_{CO_2}*, меланефелинит, обр. 186; *3* — в авгите, *Amp + Sp + CC + Ql + V*, меланефелинит, обр. 546; *4* — в авгите, *Cpx + Amp + Sp + Ql + V* (*L* CO_2), меланефелинит, обр. 646; *5* — в авгите, *Ol + Cpx + Amph + Sp + V*, эссексит, обр. 624; *6* — в санидине, *San + Sp + Bi + Ap + Ql + V*, трахит, обр. 541; *7* — в оливине, *Ol + Cpx + Amp + Ql + Sp + V*, тефрит, обр. 533; *8* — в авгите, *Fsp + + Sp + Bi + CC + Ql + V*, нефелинит, обр. 2; *9* — игольчатого апатита в пироксене, серия многофазовых включений в апатите, трахит, обр. 141; *10* — в апатите, *K + CC + Mgt + V*, карбонатит, обр. 52

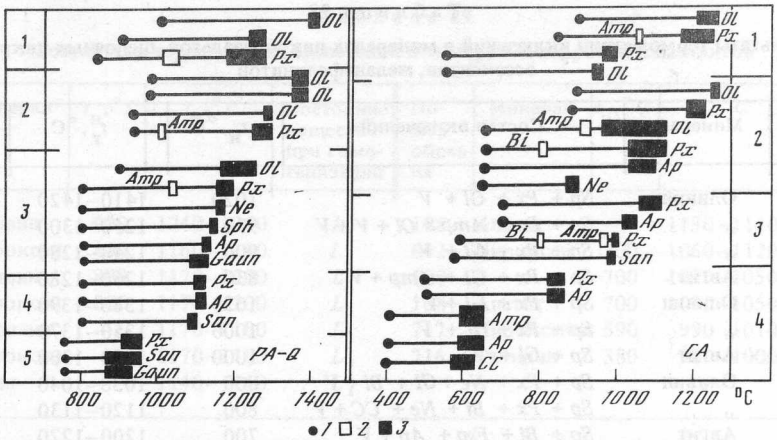


Рис. 83. Результаты термометрии включений в минералах групп пород

Для возраста $PA–Q$: 1 – пикробазальты; 2 – щелочные пикриты; 3 – тефриты, базаниты; 4 – трахиты; 5 – фонолиты

Для возраста CA: 1 – пикробазальты; 2 – фоидиты; 3 – тефриты, базаниты; 4 – карбонатиты

Температуры: *1* – начала плавления; *2* – кристаллизации минерала; *3* – начала кристаллизации породы

$PA–Q$ – возраст пород, соответствующий осадочно-эффузивному и неовулканическим комплексам, CA – возраст более древних, чем $PA–Q$, пород [Silva et al., 1979 (1980)]

жит только вкрапленники оливина $Fo_{88–85}$, в которых обнаружены два типа частично раскристаллизованных включений – с кальцитом и без него, но оба типа включений имеют низкие температуры гомогенизации – не выше 1130 °С, состав гомогенизированных включений соответствует щелочному высокотитанистому базальту с высокими содержаниями щелочей, F, Cl, S (в мас.%): SiO_2 38,15; TiO_2 5,92; Al_2O_3 12,41; FeO 12,67; MgO 7,44; CaO 13,71; Na_2O 2,58; K_2O 4,88; P_2O_5 1,64; Cl 0,19; S 0,13. По-видимому, высокая щелочность расплава и насыщенность летучими компонентами способствовали кристаллизации минералов пикритов при относительно низких температурах: в ходе гомогенизации включений были определены температуры кристаллизации биотита 780, нефелина 900, пироксена, шпинели 1100, оливина 1130 °С. Температуры солидуса резко понижаются, особенно во включениях, в которых в ассоциации с вышеперечисленными минералами встречается карбонат. Такие включения были встречены нами в минералах эссекситов из округа Санта-Катарина (обр. 623, 624) и щелочного пикрита (обр. 161). Начало плавления в этих включениях отмечается уже с 550 °С. Дальнейший нагрев до 800 °С приводит к разложению биотита, постепенному растворению остальных фаз и гомогенизации вещества в вакуолях. В зависимости от состава минералов-узников температуры гомогенизации включений в минералах высокомагнезиальных пород колеблются в широких пределах (табл. 28).

С учетом наблюдений за ходом гомогенизации включений порядок кристаллизации минералов при остывании примитивных магм различных эффузивных серий можно представить в следующем виде: молодые породы – $Ol_{1420} - Sp + Px_{1390–1240} - Amp_{1020°C}$ – солидус 830 °С; древние породы – $Ol_{1130–1030} - Sp + Px_{1120–1030} - Ne_{900} - Bi_{780} - CC_{760°C}$; а эссексит-габброидного массива – $Ol + Px + Sp_{1220–960} - Ap_{1050} - Fsp - Amp_{1050} - Bi_{800} - CC_{650–550°C}$ – солидус 550 °С.

В группу высокомагнезиальных пород, по нашему мнению соответствующих по составу первичным магмам, мы включили оливиновые меланефелиниты – породы с нормативным нефелином, состоящие из вкрапленников оливина, авгита и основной массы. Включения в оливинах меланефелинитов имеют постоянный фазовый состав – $Px + Sp + Gl + V$, в авгите – $Sp + Gl + V$, в апатите – $Sp + Gl + V$. Все включения в минералах меланефелинитов гомогенизировались в расплав, но температуры гомогенизации разли-

Таблица 28

Результаты термометрии включений в минералах пикробазальтов, щелочных пикритов, эссекситов, меланефелинитов

Номер образца	Минерал	Состав включений	$t_н$, °С	$t_г$, °С	MgO
564	Оливин	*Sp + Px + Gl + V*	1020	1410–1420	22,77
72	„	*Sp + Px + Amp + Ol + V + V*	930	1250–1300	19,53
31	„	*Sp + Px + Gl + V*	900	1240–1280	16,78
31	Авгит	*Sp + Px + Gl + Amp + V*	830	1260–1280	16,78
174	Оливин	*Sp + Px + Gl + V*	1020	1380–1390	15,98
578	„	*Sp + Px + Gl + V*	1000	1350–1370	15,89
578	Авгит	*Sp + Gl + V*	1000	1280–1300	15,89
161	Оливин	*Sp + Px + Ne + Gl + Bi + V*	800	1030–1040	20,96
161	„	*Sp + Px + Bi + Ne + CC + V*	800	1120–1130	20,96
623	Авгит	*Sp + Bi + Fsp + Ap + V*	700	1200–1220	13,65
623	Оливин	*Sp + Bi + Fsp + Ap + CC + V*	550	960–1000	13,65
624	„	*Sp + Px + Amp + V*	900	1200–1220	10,89
624	Авгит	*Sp + Px + Gl + Amp + V*	840	1160–1220	10,89
624	„	*Sp + Bi + Ap + CC + V*	700	1080–1180	10,89
186	Оливин	*Sp + Px + Gl + V*	900	1200–1230	11,83
585	„	*Sp + Px + Gl + V*	900	1240–1250	11,12
646	Авгит	*Sp + Gl + V*	700	1130–1160	11,10
646	Апатит	*Sp + Gl + V*	650	1080–1100	11,10

Примечание. Здесь и далее приняты следующие обозначения: $t_н$, °С – температуры начала плавления; $t_г$, °С – температуры гомогенизации (или герметизации в случаях с ликвацией $L_1 + L_2$ вещества включений).

чались на 100 °С и более (обр. 186, 585, 646), что, по-видимому, было обусловлено различным составом стекол, ассоциирующим в вакуолях с минералами-узниками. Результаты термометрии включений (см. табл. 28) укладываются в интервалы температур кристаллизации минералов щелочных пикритов на ранних стадиях эволюции первичных магм начальных и поздних этапов формирования островов.

Тефриты, базаниты ассоциируют с высокомагнезиальными породами в вулканических центрах островов Зеленого Мыса. По составу они являются дифференциатами примитивных магм в эволюционном ряду щелочных ультраосновных и основных пород.

В группу тефритов и базанитов входит широкий спектр пород с составами оливиновых, гаюиновых тефритов, собственно тефритов и базанитов. В зависимости от магнезиальности и составов лав в них присутствуют различные минералы-вкрапленники. Мы исследовали включения во всех встреченных минералах.

В оливиновых тефритах и базанитах вкрапленники оливинов содержат включения, состоящие из стекла, шпинели, пироксена и газа. Минералы-вкрапленники тефритов – оливин и авгит содержат частично раскристаллизованные включения, которые, помимо стекла, заполнены несколькими минералами-узниками. Некоторые включения были проанализированы на микрозонде. Среди минералов-узников идентифицированы шпинелиды, амфиболы, биотит; состав стекла близок к составам трахифонолитов (табл. 29, обр. 642). С учетом данных микрозондового анализа и оптических свойств минералов-узников фазовые составы включений в минералах тефритов и базанитов описываются следущими ассоциациями:

обр. 139, 533 – *Ol, Px – Gl + Sp + Amp + Ap + V,*
обр. 642 – *Px – Ol + Amp + Bi + Sp + CC + V,*
обр. 108, 716, 717 – *Px, Fsp, Ap – Gl + ΣK + V + CC,*
обр. 185 – *Ne, Sph, Px, Ap, Gaun – Gl + V.*

Таблица 29

Результаты термометрии включений в минералах тефритов и базанитов

Номер образца	Минерал	$t_н$, °С	$t_г$, °С	Состояние вещества при гомогенизации	Номер образца	Минерал	$t_н$, °С	$t_г$, °С	Состояние вещества при гомогенизации
533	Оливин	900	1240–1260	L_1	185	Апатит	–	1130–1140	L_1
533	Пироксен	800	1160–1180	L_1	642	Пироксен	700	1060–1120	$L_1 + L_2$
139	Оливин	800	1170–1200	L_1	108	”	700	1030–1050	$L_1 + L_2$
139	Пироксен	800	1170–1200	L_1	108	Апатит	700	1030–1050	$L_1 + L_2$
185	Нефелин	–	1170–1180	L_1	717	Пироксенит	590	990–1010	$L_1 + L_2$
185	Пироксен	–	1170–1180	L_1	716	Санидин	580	980–1000	$L_1 + L_2$
185	Сфен	–	1140–1160	L_1					

Составы минералов-узников соответствуют амфиболам паргасит-керсутитового ряда, слюда относится к высокотитанистому биотиту анит-флогопитового ряда, пироксен описывается твердыми растворами молекулы чермака, диопсида, геденбергита и титанистого минала.

Наблюдения за ходом гомогенизации включений в оливинах оливиновых тефритов и базанитов (обр. 139, 533) показали, что стекло после постепенного размягчения становится жидким около 900 °С – при этой температуре в вакуолях заметно перемещение газового пузырька в объеме расплава. Заметное плавление минералов-узников шпинели и пироксена фиксируется при 1100–1120 °С. Обычно газ, шпинель и пироксен растворяются одновременно в расплаве при температурах гомогенизации, но иногда в вакуолях наблюдается равновесие расплав–газ. Температуры гомогенизации включений в оливинах, как было установлено нами, колеблются в интервале 1200–1260 °С.

По включениям в оливинах и пироксенах тефритов и базанитов нами были установлены температуры устойчивости амфиболов и биотита в щелочном расплаве. Разложение биотита зафиксировано при 960 °С, амфибол стабилен до 1050 °С, при нагревании выше этой температуры компоненты амфибола растворяются, в процесс плавления вовлекается апатит, который полностью растворяется вместе с газом при температурах гомогенизации 1160–1200 °С. Минимальные температуры ликвидуса и солидуса состава включений мы зафиксировали во включениях минералов базанитов из нижних частей разрезов в районе г. Прая и Таррафала (обр. 642, 108). Эти включения содержали карбонатное вещество, реакция которого со стеклом начиналась при 700 °С. Образовавшийся карбонатный расплав сосуществовал до температур захвата вещества включений минералом-хозяином (1060 °С), которые были определены по достижении равновесия в вакуолях расплав L_1 + расплав L_2 после того, как твердые солевые (карбонат, апатит) и силикатные (биотит, амфибол) минералы перешли в жидкое состояние. При 1120 °С начинается реакция между расплавами и стенками вакуоли, что приводит к повторному появлению в вакуоли газовой фазы.

В менее основных тефритах и базанитах из массива о-ва Сал (обр. 716, 717) начало плавления силикатных и карбонатных фаз заметно уже при 580 °С и твердые фазы включений растворяются при более низких температурах: апатит, пироксен, полевой шпат растворяются в расплаве в интервале 960–1000 °С, последним растворяется шпинелид. При температурах 980–1050 °С в вакуолях сосуществуют два расплава – существенно солевой и существенно силикатный. При закалке солевой расплав раскристаллизовывается в мелкозернистый агрегат, силикатный закаливается в стекло.

В минералах гаюиновых тефритов (обр. 185) – нефелине, сфене, апатите, пироксене – встречены только двухфазные первичные включения, состоящие из стекла и газовой фазы. Активное плавление стекла и начало растворения газовой фазы заметны толь-

Таблица 30

Результаты термометрии включений в минералах фоидитов

Номер образца	Минерал	$t_н$, °С	$t_г$, °С	Состояние вещества при гомогенизации
620	Оливин	900	1250–1260	L_1
620	Авгит	880	1180–1230	L_1
639	,,	800	1160–1190	$L_1 + Y, L_1, L_1 + L_2$
25, 106, 184	,,	700	1100–1130	$L_1, L_1 + L_2 \pm Y$
2	,,	650	1040–1060	$L_1 + L_2$
25	Апатит	650	1030–1100	$L_1, L + Y, L_1 + L_2$
132	Нефелин	610	870–900	$L_1 + L_2$

ко при температурах около 1100 °С, окончательное растворение газа в расплаве и гомогенизация включений фиксируются в интервале температур 1130–1180 °С.

Согласно данным термометрии включений (см. табл. 29), кристаллизация тефритов и базанитов происходила с выделением в твердую фазу минералов-вкрапленников в следующем порядке: породы верхов разреза островов – $Ol_{1260} - Px, Sp_{1200} - He_{1180} - Gaun, Sph, Ap_{1140} - Amp_{1050\,°C}$ – солидус 800 °С; породы низов разреза островов – $Px_{1120} - Ap, Sp_{1050} - San, Amp_{1015} - Bi_{960} - CC_{700\,°C}$ – солидус 580 °С.

Кристаллические фазы тефритов и базанитов при формировании серий молодых пород находились в равновесии с единым существенно силикатным расплавом, формирование пород ранних серий происходило в условиях равновесия минералов с двумя ликвирующими жидкостями – существенно силикатным и существенно карбонатным расплавами.

Фоидиты развиты в основании ряда вулканических построек. Эта группа объединяет резко недонасыщенные кремнекислотой нефелиннормативные меланефелиниты, нефелиниты, мелилитовые нефелиниты, мельтейгиты.

В минералах фоидитов мы обнаружили частично раскристаллизованные включения, характерной особенностью которых является многообразие минералов-узников и их агрегатов. В общем виде фазовый состав включений представляет собой ассоциацию стекла, газа и кристаллов: в оливине и пироксене меланефелинита (обр. 620) обнаружены в качестве минералов-узников шпинелид, апатит, амфибол, в пироксенах нефелинитов (обр. 2, 25, 106, 184, 639), в кристаллах апатита (обр. 106) и нефелина (обр. 132) в стекле присутствуют агрегаты кристаллов различного состава ΣK и ΣCC.

В тонкораскристаллизованных агрегатах ΣK и ΣCC зерна минералов-узников не превышают 1–2 мкм, поэтому идентифицировать их трудно. Встречаются игольчатые пироксены, апатит, карбонаты (ΣCC), присутствие которых в вакуолях предполагается на основании только их оптических свойств (двупреломление, цвет, отражательная способность), но предположение это имеет под собой реальную основу, так как при сравнении с идентифицированными фазами на микрозонде устанавливается аналогия оптических свойств проанализированных и предполагаемых фаз. Эти тонкораскристаллизованные агрегаты при нагревании начинают плавиться первыми при минимальных температурах 600–650 °С.

Активное плавление солевых и силикатных фаз наблюдается при повышении нагрева до 900 °С, в интервале температур 900–930 °С разлагается амфибол, биотит при этой температуре неустойчив, верхний предел устойчивости биотита во включениях в минералах фоидитов, по нашим наблюдениям, близок к 800–780 °С. Разложение биотита и керсутита и расплавление их приводят к появлению в вакуолях двух расплавов. Сосуществование силикатного и солевого расплавов наблюдается в интервале температур 900–1100 °С. В зависимости от количества карбонатного вещества во включениях некоторые из них гомогенизируются, другие остаются гетерогенными ($L_1 + L_2$).

Таблица 31

Результаты термометрии включений в минералах трахитов и фонолитов

Номер образца	Минерал	$t_н$, °С	$t_г$, °С	Состояние вещества при гомогенизации	Номер образца	Минерал	$t_н$, °С	$t_г$, °С	Состояние вещества при гомогенизации
141	Пироксен	850	1100–1120	L_1	133	Пироксен	750	900–960	L_1
141	Апатит	850	1100–1130	L_1	133	Санидин	750	900–960	$L_1, L_1 + L_2$
141	Санидин	850	1080–1100	L_1	541	„	750	860–940	$L_1, L_1 + Y$

Температуры захвата гетерогенного расплава гранями кристаллов мы определяли по температурам достижения равновесий: расплав + расплав ($L_1 + L_2$) или расплав + + газ ($L_1 + Y$) в вакуолях. По нашему мнению, эти температуры близки к температурам кристаллизации минералов, содержащих первичные включения ликвационного типа [Романчев и др., 1972]. Определенные таким образом температуры кристаллизации ($t_к$, °С) минералов фоидитов приведены в табл. 30.

Эти результаты показывают, что фоидиты кристаллизовались в широком интервале температур, от 870 до 1260 °С, с выделением в твердую фазу минералов в следующем порядке: $Ol_{1260} - Px$, $Sp_{1230} - Ap_{1100}$, $Amp_{930} - He_{900} - Bi_{800} - CC_{650\,°C}$ при возможном солидусе ниже 600 °С. В формировании фоидитов принимали участие процессы ликвационного характера и, как показывают наблюдения за состоянием вещества, уже при достаточно высоких температурах – 1100–1180 °С.

Фонолиты и трахиты горы Грациоза (о-в Сантьягу) содержат вкрапленники пироксена, калиевого полевого шпата и апатита. При изучении минералов трахитов в них были обнаружены частично раскристаллизованные включения, состоящие из глушенного микролитами стекла и газовой фазы. Постепенное повышение температуры приводит к расплавлению всех фаз при температуре около 1000 °С. Растворение последнего минерала-узника (по-видимому, магнетита) и газа зафиксировано нами в интервале 1080–1120 °С. Начало плавления вещества в вакуолях отмечается при 850 °С. Температуры начала плавления (850 °С) и гомогенизации (1080–1120 °С) установлены для включений в пироксене, санидине и апатите, что свидетельствует об одновременном характере выделения этих трех фаз из расплава и его ахтиэвтектическом характере.

Включения в пироксенах и полевых шпатах фонолитов также частично раскристаллизованы, однако в вакуолях по оптическим свойствам выделяются голубой гаюин, игольчатые кристаллы апатита и пироксена, непрозрачный рудный минерал, стекло и газ. Плавление фаз и реакция с расплавом во включениях отмечаются уже при 750 °С. Плавление силикатных фаз, апатита и гаюина приводит к появлению в вакуолях двух несмешивающихся расплавов – солевого и силикатного. Растворение газовой фазы в жидкостях, по нашему мнению, соответствует температуре захвата расплавов растущими гранями кристаллов и отражает состояние минералообразования. Наши наблюдения показывают, что в некоторых включениях в санидине после растворения газа в расплавах наблюдается равновесие расплав + расплав ($L_1 + L_2$), что указывает на возможную кристаллизацию как гаюина, так и санидина из ликвирующей гетерогенной среды при температурах 900–960 °С. В некоторых включениях происходила гомогенизация в единый существенно силикатный расплав, который при охлаждении закаливается в стекло.

С учетом результатов термометрии включений (табл. 31) эволюцию трахитов и фонолитов горы Грациоза можно представить в следующем виде: $Px, Ap_{1120-960} - Fsp_{1100-960} - He, Haun_{940\,°C}$ – солидус 750 °С. Ранняя кристаллизация пироксена, апатита и полевого шпата способствовала накоплению в остаточном расплаве нефели-

нового и сульфатного компонентов и кристаллизации гаюина из ликвирующего расплава.

Карбонатитоиды, согласно петрографическим наблюдениям, образуют непрерывный ряд пород с изменением составов от силикатно-карбонатных до почти чистых карбонатитов кальцит-сидеритового типа со сменой минеральных ассоциаций: $CPx + Amp + CC + Ap + Mgt \rightarrow Amp + CC + Mgt \rightarrow CC + Ap + Mgt$.

Для карбонат-силикатных пород характерно взаимное прорастание минералов, так, например, клинопироксен содержит кристаллы апатита и кальцита, апатит – клинопироксена и кальцита. В клинопироксене, апатите и амфиболе обнаружены многофазовые включения, содержащие стекло, газ и кристаллический агрегат, в котором по высокому двупреломлению выделяется карбонат. Температуры кристаллизации пироксена и апатита были определены по включениям в этих минералах. Начало плавления микрокристаллического агрегата во включениях в апатите и пироксене отмечается при температуре 500 °С. Дальнейшее повышение температуры приводит к размягчению стекла и появлению в вакуолях силикатного расплава, в котором постепенно растворяются солевые и летучие фазы включений. Гомогенизация включений в обоих минералах образует силикатный расплав, насыщенный солями и летучими компонентами. При резком охлаждении этот расплав закаливается в стекло. Гомогенизация включений в клинопироксенах была достигнута в интервале температур 830–870 °С, в апатитах – 850–870 °С. Включение в апатите, который в виде минерала-спутника находился внутри кристалла пироксена, было сгомогенизировано при 850 °С; в игольчатом пироксене, проросшем внутри кристалла апатита, включения имели точно такую же температуру гомогенизации – 850 °С. По нашему мнению, взаимные прорастания минералов и равенство температур их кристаллизации свидетельствуют об одновременном выделении из анхиэвтектического расплава пироксена и апатита. Подобные многофазовые включения были нами обнаружены в кристаллах амфибола, но гомогенизации содержащегося в них вещества достигнуть не удалось из-за вскрытия их при температурах выше 700 °С.

Температурная характеристика амфиболового карбонатита была получена по включениям в апатите. В кристаллах апатита встречаются серии включений размером от 8 мкм и меньше. В максимально крупных включениях (8–10 мкм) просматриваются бурый кристалл, рудный и несколько прозрачных, которые по габитусу и оптическим свойствам подобны амфиболу, магнетиту, полевому шпату, кальциту. Газовый пузырек имеет шаровую форму, что свидетельствует о присутствии воды в жидком состоянии внутри вакуолей. При нагревании начало растворения твердых фаз наблюдается при 400 °С. Постепенный нагрев приводит к расплавлению всех солевых и силикатных фаз и растворению газа при температуре 640 °С. При этой температуре в некоторых включениях присутствует гомогенный существенно силикатный расплав, а в некоторых – два расплава (существенно силикатный, занимающий 80–90% объема вакуолей, и в подчиненном количестве карбонатный, который в отличие от силикатного при охлаждении не закаливается в стекло, а раскристаллизовывается в мелкозернистый агрегат с высокими интерференционными окрасками). Аналогичные по составу включения мы обнаружили в зернах апатита, которые располагались внутри кристаллов амфиболов. Эти включения гомогенизировались при температуре 660 °С в существенно силикатный расплав, насыщенный солевыми и летучими компонентами.

Заключительная стадия карбонатитов кальцит-сидеритового состава характеризуется наиболее низкими температурами кристаллизации – около 600 °С. В сидерите и апатите включения многофазовые с жидкостью, до 80% объема вакуолей заполнено прозрачными изотропными и анизотропными кристаллами, которые начинают реагировать между собой и с жидкостью при температуре около 400 °С. Вовлечение в реакцию все большего объема твердых фаз с повышением температуры приводит к появлению в вакуолях солевого расплава, в котором постепенно растворяются все минералы-узники и газ, и при температурах 590–640 °С в апатите и 570–590 °С в сидерите во включениях образуется гомогенный существенно солевой расплав (L_2), который при ох-

Таблица 32

Результаты термометрии включений в минералах карбонатитов (возраст *СА*)

Номер образца	Минерал	$t_н$, °С	$t_г$, °С	Состояние вещества в вакуолях при гомогенизации	Номер образца	Минерал	$t_н$, °С	$t_г$, °С	Состояние вещества в вакуолях при гомогенизации
52	Пироксен	500	830–870	L_1	170	Апатит	400	590–640	L_2
52	Апатит	500	850–870	L_1	170	Сидерит	400	570–590	L_2
168	„	400	645–660	L_1, $(L_1 + L_2)$					

лаждении не закаливается, а раскристаллизовывается в мелкозернистый агрегат. Наличие изотропных и анизотропных прозрачных кристаллов в вакуолях позволяет нам предполагать, что в качестве минералов-узников во включениях присутствуют карбонаты ($CaCO_3$, $FeCO_3$), гидрокарбонаты ($KHCO_3$, $NaHCO_3$), галлоиды, сульфасоли, на что косвенно указывают низкие температуры начала растворения фаз и гомогенизации включений. Подобные включения в апатитах из карбонатитов Африки были проанализированы М. Ле Ба и Б.П. Романчевым [Le Bas, Aspden, 1981; Rankin, Le Bas, 1974] методом микрозондового анализа и водной вытяжки, в результате чего минералы-узники были идентифицированы как сильвин, нахколит, галит, сульфат натрия, кальцит, апатит и ньеререрит. Из-за редкой встречаемости включений в минералах карбонатитов островов Зеленого Мыса и их незначительных размеров (не более 10 мкм) количественную идентификацию минералов-узников нам не удалось провести.

Наблюдения за ходом гомогенизации включений и результаты термодинамических исследований минеральных фаз карбонатитов Зеленого Мыса (табл. 32) позволили нам проследить, как эволюционировал силикатно-карбонатный расплав при понижении температур. Согласно полученным температурам гомогенизации включений, которые, по нашему мнению, близки к температурам кристаллизации, ликвидусными фазами силикат-карбонатного расплава являются пироксен и апатит. Их выделение на ранних стадиях при температурах 870–850 °С привело к накоплению в остаточном расплаве летучих и кристаллизации амфибола и при еще более низких температурах – карбонатов кальция и железа: $Ap, Px_{870} - Ap, Amf_{660} - Ap, CC_{645} - Ap, \mathrm{FeC}_{950\,^\circ\mathrm{C}}$. Состав расплава в этом процессе изменился от существенно силикатного до карбонат-фосфатного через состояние ликвации $- L_1 \rightarrow L_1 + L_2 \rightarrow L_2$.

Обнаруженное нами явление несмесимости силикатного и солевого (карбонатного) расплавов в природных объектах островов Зеленого Мыса находит свое подтверждение в экспериментальных работах по изучению состояния систем алюмосиликаты–карбонаты.

В работах А. Костера ван Гросса, П. Вайли, В. Къярсгаарда и Д. Гамильтона [Koster van Gross, Wyllie, 1963; Kjarsgaard, Hamilton, 1988] описаны системы с щелочными и щелочноземельными карбонатами, в которых карбонатные расплавы не смешиваются с силикатными, что на диаграммах состояния выражается в наличии широких полей несмесимости, поэтому результаты экспериментальных работ и наши наблюдения на природных объектах позволяют сделать вывод о возможном ликвационном генезисе карбонатитов, связанных с щелочными алюмосиликатными породами типа тефритов, нефелинитов, фонолитов.

Изученные породы при рассмотрении островов в целом образуют группы, дифференцированные ряды: пикробазальты – меланефелиниты – тефриты – трахиты (относительно молодые породы) и щелочные пикриты – меланефелиниты – тефриты – нефелиниты – карбонатиты (ранние породы) со своими температурными характеристиками (см. табл. 28–32), с особенностями эволюции расплавов и давления летучих компонен-

тов в CO_2, SO_4, H_2O. Если термобарометрические данные различных групп пород рассматривались в совокупности, то вулканический процесс, происходящий на более ранних этапах формирования островов, можно представить как единый эволюционный процесс от исходной магмы пикритового состава до карбонатитов с понижением температур от 1260 до 400 °С (см. рис. 83). В этом интервале происходили кристаллизация и обогащение остаточных расплавов солями, щелочами, кремнеземом и алюминием. Накопление карбонатитового вещества до пределов его растворимости в алюмосиликатной магме произошло на довольно ранней высокотемпературной стадии (1100 °С), что проявилось в отделении самостоятельного карбонатитового расплава на ранней стадии эволюции магм, а существование самостоятельного карбонатитового расплава – только при достаточно высоких давлениях.

В одном из образцов раннего нефелинита, генетически связанного с карбонатитами, найден кристалл апатита, внутри которого присутствовало включение с высокоплотной углекислотой, находящейся в двухфазном состоянии жидкость + газ. При температуре гомогенизации 19,2 °С в жидкости была определена плотность углекислоты 0,765 г/см^3. С учетом температур гомогенизации включений в апатитах этого образца (1000 °С) мы рассчитали давление CO_2 при кристаллизации расплава нефелинитового состава, используя модернизированное К.И. Шмуловичем и В.М. Шмоновым [1975] уравнение Тэта. Углекислый газ с плотностью 0,764 г/см^3 при 1000 °С, по этим расчетам, способен развить давление 5,65 кбар.

В молодых породах включения в оливинах пикробазальтов и оливиновых меланефелинитов содержат еще более высокоплотный углекислый газ, соответственно 0,807 и 0,792 г/см^3. При температурах кристаллизации магм пикробазальтового (1390 °С) и меланефелинитового (1230 °С) состава давление CO_2 достигало 6,3 и 5,6 кбар. Такие давления, по нашему мнению, существовали в промежуточных очагах вулканов островов Зеленого Мыса примерно на глубинах 25 км, где происходила эволюция первичных магм. Процесс кристаллизационной дифференциации приводил к накоплению в остаточных расплавах H_2O, что на определенных этапах вызвало кристаллизацию амфиболов паргасит-керсутитового ряда.

По нашим данным, керсутит начал выделяться из расплава при 1060 °С. Такая высокая температура устойчивости амфибола, согласно экспериментальным данным Д. Холловея [Holloway, 1973], возможна только при незначительных концентрациях воды (0,3–0,5 мас.%) в расплаве щелочного состава. Наиболее низкие температуры стабильности амфибола в силикатных расплавах (900–930 °С) установлены по включениям в минералах нефелинитов, что указывает на возможное накопление в остаточных расплавах воды в количествах, превышающих 1 мас.%. В целом оценочные концентрации воды в первичных магмах и остаточных расплавах 0,3–1% и более, что свидетельствует об относительной "сухости" щелочных магм островов Зеленого Мыса и о существенной роли CO_2 среди летучих в магматическом процессе. Помимо CO_2 и H_2O, в процессах дифференциации магм участвовали и другие летучие компоненты, такие, как S, Cl, F. Согласно петрографическим наблюдениям, среди лав вулканов островов Зеленого Мыса встречаются гаюиновые тефриты, карбонатиты, фонолиты с апатитом, амфиболом и биотитом. При исследовании составов включений на микрозонде S и Cl были обнаружены в количествах 0,13–0,19 мас.% в стекле сгомогенизированного включения в оливине щелочного пикрита.

По нашим наблюдениям, накопление солей угольной кислоты, сульфатов, щелочных и щелочноземельных элементов привело к кристаллизации карбонатов и гаюина из несмешивающихся расплавов на довольно ранних стадиях эволюции первичных магм. Особенность эволюции магм, формирующих породы островов, проявилась в генерации самостоятельного карбонатитового расплава, который существовал, не смешиваясь с силикатным, уже при температурах около 1000 °С. Кристаллизация карбонатитов осуществлялась, по-видимому, в жерлах карбонатитовых вулканов в интервале 570–870 °С. Более молодой вулканизм характеризуется накоплением SO_4 в остаточных расплавах и образованием самостоятельной солевой жидкости также на ранних этапах

эволюции. По результатам наблюдений за изменениями в состоянии вещества в вакуолях при нагревании солевой расплав обособляется в силикатном также при температуре около 1000 °С. Кристаллизация гаюина происходила с одновременным использованием компонентов обоих несмешивающихся расплавов.

ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМ

Развитие глубококонтрастных по составу щелочных пород (от высокомагнезиальных пикритов до лейкократовых фонолитов и карбонатитов) на островах Зеленого Мыса свидетельствует об очень интенсивных процессах дифференциации первичных выплавок из верхней мантии. По ряду петролого-геохимических признаков щелочные серии рассматриваемых островов являются классическими примерами активного проявления процессов кристаллизационной дифференциации. К подобным признакам относятся следующие.

1. Направленное изменение химического состава щелочных пород островов Зеленого Мыса от высокомагнезиальных оливинсодержащих разностей до лейкократовых, обогащенных нефелином и полевыми шпатами. Интересно отметить, что на широко используемых петрологических диаграммах тренды эволюции щелочных серий островов Зеленого Мыса аналогичны линиям дифференциации щелочных магм других регионов, генезис которых большинство авторов рассматривают как результаты кристаллизационной дифференциации.

2. Широко развитые процессы кумуляции минералов-вкрапленников в эффузивных и интрузивных породах, которой, например, можно объяснить первичную магматическую расслоенность щелочно-габброидных массивов.

3. Закономерное изменение составов минералов-вкрапленников и основных масс щелочных эффузивов. Отмечается, например, накопление Na и Fe в более поздних пироксенах [Gunn, Watkins, 1976; наши данные], что согласуется с моделями кристаллизационной дифференциации.

4. Важным аргументом в пользу ведущей роли кристаллизационной дифференциации в генезисе щелочных магм архипелага является совпадение эволюции природных щелочных серий островов Зеленого Мыса с направленностью изменений составов расплавов в искусственной системе оливин–диопсид–нефелин, являющейся приближенной моделью щелочных магм (рис. 84). Составы первичных магм попадают в поле кристаллизации оливина на котектику оливин–клинопироксен, дифференциаты эволюционируют вдоль котектической линии *Ol–Cpx* в направлении роста нормативного содержания нефелина; нефелиниты и трахиты попадают в поле эвтектических составов. Интересно отметить довольно низкобарный характер кристаллизационной дифференциации щелочных магм островов Зеленого Мыса (см. рис. 83), которая, по-видимому, протекала в промежуточных очагах; это согласуется с нашими исследованиями микровключений в минералах, указывающими на глубины дифференциации щелочных расплавов – 15–25 км. Аналогичные выводы о наличии мощных промежуточных камер, в которых шли процессы кристаллизационной дифференциации, были сделаны нами на основе исследований геохимии щелочных пород островов Южной Атлантики [Барсуков, Когарко и др., 1979].

Представляет интерес более подробно рассмотреть закономерности распределения петрогенных и редких элементов в процессах эволюции щелочных магм островов Зеленого Мыса. Проведенные петролого-геохимические исследования позволяют с известной степенью приближения выделить следующие две дифференцированные серии пород.

Высокощелочная серия, включающая пикриты, высокомагнезиальные фоидиты, низкомагнезиальные фоидиты, фонолиты.

Серия умеренной щелочности: пикробазальты, базаниты, тефриты, тефрофонолиты, фонотефриты, фонолиты, трахиты.

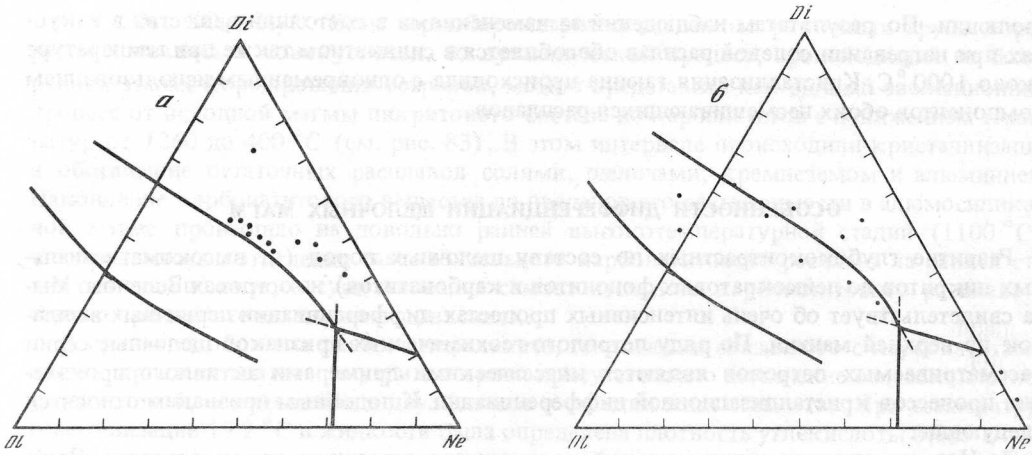


Рис. 84. Проекции составов щелочных пород на диаграмме оливин–диопсид–нефелин островов Сал (*а*) и Фогу (*б*)

В процессах дифференциации обеих серий отмечается падение содержаний Mg, Fe, Ti, Ca, рост концентраций Al, Si, K и Na. Редкие литофильные элементы – редкие земли, Zr, Nb, Th, Rb, Li – прогрессивно накапливаются в более поздних продуктах дифференциации (рис. 85, табл. 33). Концентрации Sr и Ba проходят через максимум, что типично для щелочных серий, имеющих широкие поля кристаллизации плагиоклазов и мелилитов, характеризующихся высокими коэффициентами распределения этих элементов.

Экстремальное распределение в процессах эволюции щелочных магм островов Зеленого Мыса характерно также для фосфора; подобное поведение фосфора характерно для процессов кристаллизационной дифференциации, при которых происходит накопление фосфора вплоть до начала выделения апатита – главного минерала-концентратора фосфора, после чего концентрации этого элемента падают в остаточных расплавах вследствие значительного расширения полей кристаллизации апатита [Когарко и др., 1987].

Таким образом, непрерывные изменения составов щелочных серий островов в отношении и петрогенных и редких элементов, определенные количественные соотношения между породами, наличие минералов-вкрапленников, эволюционирующих параллельно изменению состава пород, позволяют предположить существование приоритетного процесса эволюции магматических расплавов в выделенных рядах.

Согласно всем рассмотренным признакам, наиболее вероятным механизмом, управляющим эволюцией подобного типа, является реализация равновесий расплав–кристалл, т.е. процесс кристаллизационной дифференциации. Действие этого механизма происходит как на больших глубинах в области зарождения первичных магм, так и в промежуточных очагах сравнительно малых глубин. Наблюдаемые ассоциации минералов-вкрапленников, включающие *Ol, Cpx, Pl,* относятся к малоглубинным (до 10–15 кбар).

Для построения количественной модели процессов дифференциации щелочных магм в промежуточных очагах мы провели расчеты на ЭВМ по программе наименьших квадратов. Рассчитывался путь дифференциации щелочно-базальтовой магмы промежуточного состава (содержание нормативного нефелина близко к 0) щелочно-габброидного комплекса о-ва Сан-Висенти. Х. Фурнес и К. Стилман [Furnes, Stillman, 1987] сделали аналогичные исследования характера кристаллизационной дифференциации высокощелочной базанитовой магмы дайковой серии о-ва Маю.

Для расчетов мы брали пару пород серии, соответствующих по составу более маг-

Таблица 33

Содержание редких элементов в породах щелочных серий островов Зеленого Мыса

Порода	Ba	Rb	Th	U	Nb	Ta	La	Ce
Пикробазальты	336	19,3	1,8	4,9	43,3	1,3	36,2	71,2
Фоидиты I высокомагнезиальные	593	11,4	2,8	1,10	63,5	12,9	63,8	112
Фоидиты II низкомагнезиальные	966	46,3	7,23	5	123	1,96	80,8	138
Тефриты, базаниты	722	37,1	4,3	1,6	82,6	3,4	62,8	112,2
Фонотефриты	1251	112,2	17,9	3,5	105	3,88	84,6	157
Тефрофонолиты	912	85,25	–	–	1,55	–	–	–
Фонолит	728	160	22,1	4,8	159	5	110	179
Трахит	1014	116,9	9,6	2,2	92	10,4	114,2	205

Порода	Sr	Nd	P_2O_5,%	Sm	Sr	Hf	Tb	Y
Пикробазальты	605	43,2	0,43	6,2	205	3,4	0,81	18,7
Фоидиты I высокомагнезиальные	715	50,2	0,62	8,4	195	4,5	1,04	12,1
Фоидиты II низкомагнезиальные	1061	47,6	1,0	10,6	407	6,0	1,56	36,5
Тефриты, базаниты	881	40,8	0,78	9,1	273	5,9	1,28	30
Фонотефриты	1471	83,2	0,46	10,9	600	8,9	1,19	33,5
Тефрофонолиты	649	–	0,21	–	–	–	–	37
Фонолит	397	92	0,10	10,9	1067	12,5	1,5	64
Трахит	524	114	0,19	19,9	527	6,6	3,0	49

Порода	Yb	Ni	Co	Sc	Cu	Zn	Pb	Sn
Пикробазальты	1,0	321	58	22,9	100,6	111	12	2,3
Фоидиты I высокомагнезиальные	1,4	493	64,7	15,75	127	124	15,3	3,6
Фоидиты II низкомагнезиальные	2,47	–	–	–	80	150	12,2	4,7
Тефриты, базаниты	2,46	68	37	19	86	135	16	4,5
Фонотефриты	3,7	30,5	17,5	17,4	43,4	147	21	3,6
Тефрофонолиты	3,9	19	11	8	24,5	165	151	2,8
Фонолит	2,9	–	–	–	17	135	22	2,5
Трахит	4,0	16	7,5	61,3	28	122	10	1,5

незиальному (исходному) и менее магнезиальному (дочернему) расплавам, а также составы минералов-вкрапленников исходной породы. Таким способом весь ход дифференциации был разделен на определенные этапы – шаги. На ЭВМ подбирались такие пропорции кристаллизующихся минералов-вкрапленников и результирующих расплавов (F), при которых между составами наилучшим образом выполняются линейные соотношения. Критериями достоверности проведенных расчетов являются положительные значения величин пропорций минералов, сумма членов пропорции, равная 100%. Вычисления проводились по петрогенным элементам – SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O.

Для вычисления были выбраны следующие ряды пород: щелочное меланократовое оливиновое габбро → щелочное мезократовое оливиновое габбро → дайковый базанит → дайковый тефрит → меланократовый нефелиновый сиенит → нефелиновый сиенит (табл. 34–36). В серии умеренной щелочности интрузивного комплекса о-ва Сан-Висенти на ранних этапах происходило фракционирование оливина и клинопироксена, на средних этапах кристаллизация оливина прекращалась и главными минеральными

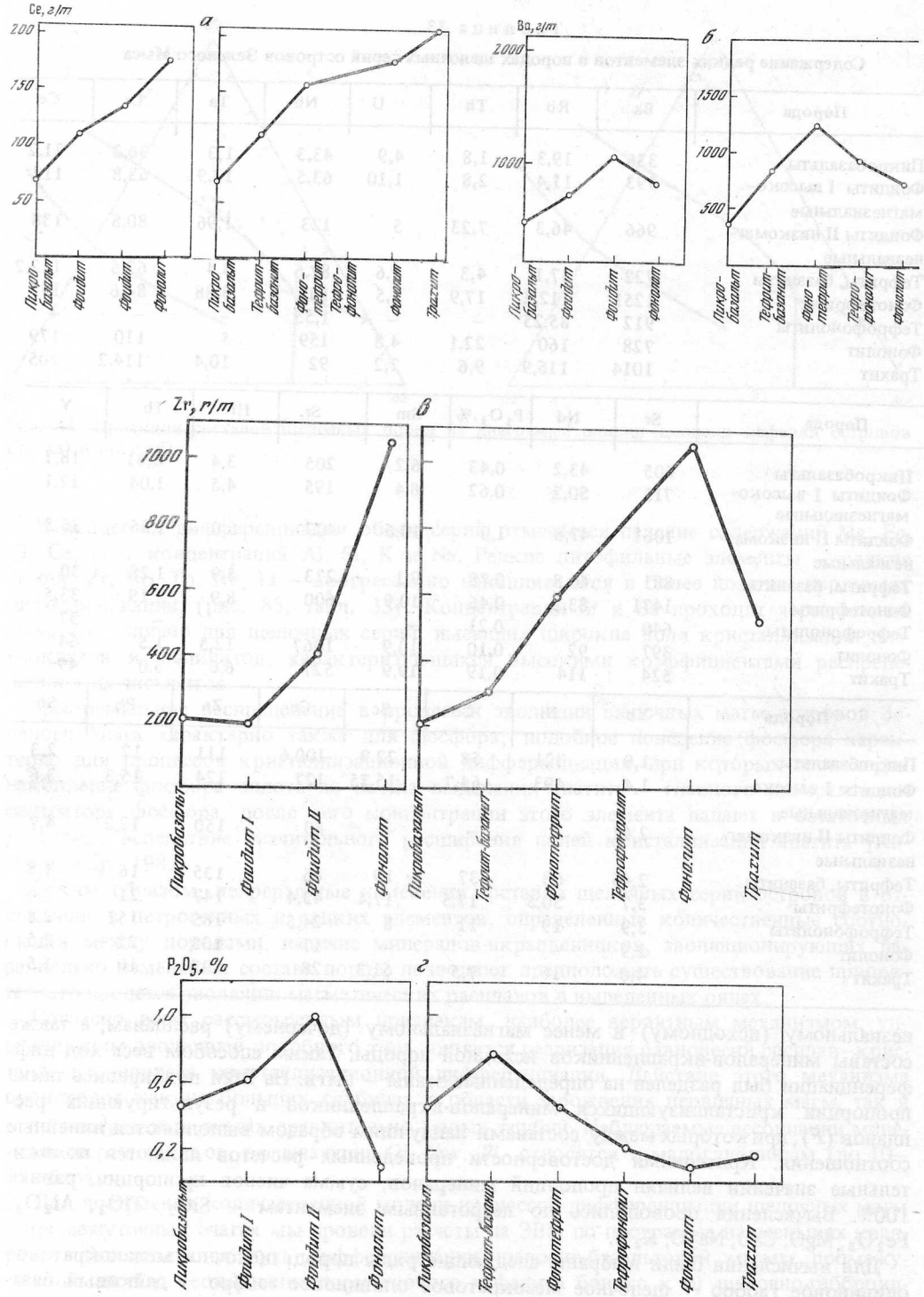


Рис. 85. Поведение индикаторных элементов в двух эволюционных сериях щелочных пород (*а–г*)

Таблица 34

Модели фракционной кристаллизации щелочной магмы интрузивного комплекса о-ва Сан-Висенти

Серия пород	Номер образца	Доля расплава, остающегося после кристаллизации, %	Состав кристаллического осадка, %			
			Оливин	Клинопироксен	Титаномагнетит	Плагиоклаз
Меланократовое оливиновое габбро	220	76,4	19,7	4,7	–	–
Мезократовое оливиновое габбро	224					
Мезократовое оливиновое габбро	224	53,15	9,03	37,44	–	–
Дайковый базанит	216					
Дайковый базанит	216	64,3	–	32,2	4,4	–
Дайковый тефрит	225					
Дайковый тефрит	225	56,39	–	19,45	8,5	15,63
Меланократовый нефелиновый сиенит	236					
Меланократовый нефелиновый сиенит	236	76,35	–	9,03	3,5	11,99
Нефелиновый сиенит	371					

Таблица 35

Составы пород, использованные в расчетах табл. 34

Компонент	Меланократовое оливиновое габбро 220	Мезократовое оливиновое габбро 224	Дайковый базанит 216	Дайковый тефрит 225	Меланократовый нефелиновый сиенит 236	Нефелиновый сиенит 371
SiO_2	44,73	44,23	41,85	44,36	52,09	56,63
TiO_2	1,72	3,10	4,02	3,36	1,66	0,73
Al_2O_3	8,46	9,43	13,53	17,76	19,79	20,34
Fe_2O_3	2,62	3,36	3,14	6,29	3,09	–
FeO	7,34	7,66	8,02	4,76	4,29	5,98
MnO	0,147	0,164	0,17	0,128	0,21	0,226
MgO	19,33	12,91	7,46	5,04	2,41	0,53
CaO	12,05	15,71	12,77	8,34	4,56	2,17
Na_2O	0,94	1,46	2,76	4,54	6,14	7,99
K_2O	0,41	0,78	1,31	1,50	3,96	4,95
П.п.п.	1,00	1,00	4,32	2,40	2,60	–
Сумма	98,75	99,80	99,35	98,48	100,80	99,55

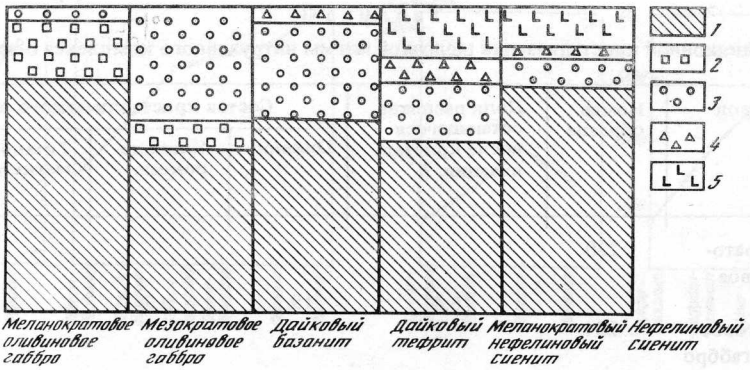


Рис. 86. Схема кристаллизационной дифференциации некоторых пород о-ва Сан-Висенти
1 – расплав; *2* – оливин; *3* – клинопироксен; *4* – титаномагнетит; *5* – плагиоклаз

фазами становились клинопироксен и титаномагнетит. На поздних стадиях эволюции умеренно щелочной серии осуществлялось фракционирование клинопироксена, титаномагнетита и плагиоклаза (рис. 86).

Аналогичные расчеты для дайкового комплекса о-ва Маю [Furnes, Stillman, 1987] показали, что в более щелочной базанитовой серии главными фракционирующими фазами являются оливин, клинопироксен, керсутит и магнетит. Отсутствие плагиоклаза легко объяснимо, так как недосыщенность магм в отношении кремнекислоты резко сужает поле кристаллизации полевых шпатов. Сопоставление проведенных расчетов с аналогичными данными по островам Южной Атлантики (острова Гран-Канария, Святой Елены, Тристан-да-Кунья) показало большую долю расплава по отношению к кристаллам в процессах дифференциации щелочных серий островов Зеленого Мыса.

Обобщенные результаты термобарометрии позволяют нам рассмотреть ранние и молодые серии пород островов как эволюционные ряды кристаллизационной дифференциации первичных магм островов Зеленого Мыса. Постепенное понижение температур кристаллизации ликвидусных фаз от высокомагнезиальных магм к остаточным расплавам свидетельствует о ведущей роли кристаллизационной дифференциации при формировании серий пород. Ранней ликвидусной фазой первичных магм, по составу соответствующих пикробазальтам, в обоих случаях является оливин, тем-

Таблица 36

Составы минералов, использованные в расчетах табл. 34

Компонент	Оливин	Пироксен			Плагиоклаз		Титаномагнетит	
	220	220	224	236	224	225	224	216
SiO_2	39,82	50,19	48,49	40,62	54,50	59,2	–	–
TiO_2	0,25	1,83	2,23	3,87	–	–	47,74	40,42
Al_2O_3	0,26	4,86	6,54	10,88	30,08	27,2	6,44	5,38
Cr_2O_3	–	0,07	–	–	–	–	–	–
FeO	17,64	5,55	6,16	21,68	–	–	40,17	51,28
MgO	41,34	13,71	13,46	7,11	–	–	4,39	2,1
MnO	–	–	0,1	0,61	–	–	–	–
CaO	0,68	21,71	22,91	11,06	10,19	6,29	–	–
Na_2O	–	0,33	0,37	3,22	6,0	7,39	–	–
K_2O	–	–	–	–	0,22	0,96	–	–
Сумма	99,99	98,25	100,26	99,05	100,99	101,04	98,74	99,18

пературы кристаллизации его в относительно сухой системе молодых пород равны 1400° С, в условиях обогащенности магмы ранних серий летучими компонентами выделение оливина как ранней ликвидусной фазы началось примерно около 1230° С. При понижении температуры магматических очагов к оливину присоединяются пироксен и шпинель, потом фельдшпатоиды, апатит, биотит, карбонаты.

На основании результатов проведенных термобарометрических исследований формирование щелочных серий островов Зеленого Мыса объясняется кристаллизационной дифференциацией первичных пикробазальтовых магм в магматических промежуточных очагах на глубинах около 25 км в условиях давлений CO_2 и H_2O около 6 кбар. Процесс кристаллизационной дифференциации, сопряженный с фракционированием ранних ликвидусных минералов – оливина, шпинели и пироксена, сопровождался накоплением солевых компонентов в остаточных расплавах, что привело к отделению самостятельных несмешивающихся жидкостей – солевого и силикатного расплавов и кристаллизации гаюиновых фонолитов и карбонатитов ликвационного генезиса. Общей характерной особенностью эволюции щелочных серий островов Зеленого Мыса является широкий температурный интервал (около 600° С) процесса кристаллизационной дифференциации исходных магм, в ходе которого образовались породы от пикробазальтов до фонолитов и карбонатитов.

ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТИТОВ

Геохимия карбонатитового магматизма освещается в ряде работ [Le Bas, 1984, 1987; Самойлов, 1984; Герасимовский, Поляков, 1974; и др.]. Минералого-геохимические особенности карбонатитов островов Зеленого мыса позволяют здесь выделить четыре группы: 1) кальцитовые карбонатиты; 2) доломитовые карбонатиты; 3) феррокарбонатиты; 4) силикатно-карбонатные породы.

Все эти группы карбонатитов встречаются в виде даек, штоков, туфов, туфобрекчий, туфолав, лавовых потоков. Химические анализы исследованных карбонатитов приведены в табл. 37 и на рис. 87 и 88. Необходимо отметить, что нанесение составов исследованных карбонатитов на геохимические диаграммы (рис. 87, 88) показывает существование непрерывного ряда карбонатитов, за исключением карбонатитов Таррафала (о-в Сантьягу), заметно обогащенных щелочными элементами, по-видимому, за счет ассимиляции карбонатитами этого региона более древних пород. Вследствие этой причины выделение четырех групп карбонатитов на островах Зеленого Мыса довольно условно.

В целом по концентрациям петрогенных и редких элементов карбонатиты островов Зеленого Мыса аналогичны континентальным формациям карбонатитового магматизма. Однако имеется ряд особенностей. В частности, карбонатиты островов Зеленого Мыса характеризуются преобладанием K над Na, в то время как континентальные карбонатиты, связанные с ультраосновными–щелочными формациями, как правило, в большей степени обогащены Na, чем K. Кроме того, карбонатиты различных групп архипелага Зеленого Мыса обеднены Nb, Zr, Zn, но обогащены Ba, V, Pb по сравнению с карбонатитами континентальных ультраостровных–щелочных комплексов по данным В.С. Самойлова [1984]. Концентрации редких земель, P, Mn варьируют в океанических карбонатитах в тех же пределах. Характерны широкие вариации отношений Sr/Ba, Sn/Pb, Ce/Y, Ba/Nb, Pb/Nb, TR/Nb.

Большая аналогия в петрохимических особенностях и редкоэлементной специфике континентальных и океанических карбонатитов, несомненно, свидетельствует об аналогии процессов их зарождения и дифференциации. Наиболее обогащены редкими элементами феррокарбонатиты, более всего развитые в северной части о-ва Сантьягу (Таррафал). Карбонатиты этого района содержат до 1–3% суммы редких земель, что может представлять экономический интерес. Ряд карбонатитов района Таррафал заметно обогащены Mn (до 16,99%) и P (до 6,65%). Довольно высокие концентрации P

Таблица 37

Состав карбонатитов островов Зеленого Мыса

Компонент	Сантьягу								
	К-3	10	21	86/5	95	122	123	124	146
SiO_2	4,78	7,74	22,49	7,97	6,45	1,86	0,37	4,55	6,88
TiO_2	0,24	0,55	2,29	0,87	0,24	0,13	0,09	0,25	0,37
Al_2O_3	0,85	2,19	5,99	–	0,70	0,31	0,30	1,09	1,51
Fe_2O_3	7,30	2,50	10,58	27,18	0,63	1,76	0,34	7,63	7,67
FeO	0,52	2,64	1,71	–	2,88	0,13	3,19	0,76	–
MnO	1,144	0,204	0,286	16,99	0,242	0,21	0,52	1,27	1,242
MgO	11,52	16,09	6,40	2,08	16,05	2,35	17,85	16,82	9,05
CaO	31,82	27,97	22,77	11,53	29,61	49,71	30,05	29,14	32,06
Na_2O	–	0,55	2,07	0,17	0,18	0,00	0,23	0,00	0,46
K_2O	0,69	0,79	1,60	1,15	0,12	0,10	0,07	0,23	0,26
H_2O	–	0,57	1,53	5,16	–	–	–	–	2,24
П.п.п.	–	–	–	–	–	41,68	45,00	36,85	–
P_2O_5	0,733	0,222	0,393	0,80	3,591	0,59	0,63	1,49	1,611
CO_2	35,67	39,78	20,28	12,06	36,30	41,38	42,23	35,93	31,21
Сумма	95,27	101,80	98,39	85,96	96,99	98,83	98,64	100,08	94,56
Nb	–	–	–	–	–	–	68	–	–
Zr	–	–	–	–	–	–	–	–	–
La	2320	–	–	–	–	–	–	–	–
Ce	4650	–	–	–	–	–	–	–	–
Nd	1680	–	–	–	–	–	–	–	–
Sm	103	–	–	–	–	–	–	–	–
Eu	393	–	–	–	–	–	–	–	–
Gd	130	–	–	–	–	–	–	–	–
Tb	11,4	–	–	–	–	–	–	–	–
Yb	16	–	–	–	–	–	–	–	–
Lu	10	–	–	–	–	–	–	–	–
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	–	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sr	1657	840	1027	1775	1332	4698	1033	1254	1400
Cr	26	15	1054	32	15	31	13	14	24
V	389	156	184	1783	368	78	323	691	685
Ba	3040	689	1678	0,5	1160	682	0,5	0,5	1,02%
Ni	61	40	226	71	35	20	20	14	18
Co	22	20	64	133	14	16	14	14	16
Cu	21	19	118	40	42	31	17	19	20
Be	1,5	1,1	1,5	8,8	1,6	0,46	37	34	2,2
Y	20	8,8	20	405	57	230	360	240	33
Sc	25	24	31	20	27	10	8	6	29
Li	1,5	1,0	5,8	8,6	1,0	2,2	3,1	6,0	8,6
Rb	12,5	7,1	16,2	27,1	1,0	4,0	3,5	6,2	5,7
Cs	0,5	0,5	0,5	1,0	0,5	1	1	1,1	0,7
Zn	1110	65	140	2183,7	100	37,4	247,2	332,0	380
Pb	315	10	17	1998,6	19	37,4	93,9	74,3	50
Sn	–	–	–	1,7	–	1,9	1,4	0,8	–
F	–	–	–	560	–	–	145	560	–
B	–	–	–	11	–	–	10	10	–

Сантьягу								
147	150	158	166	167	168	169	170	171
2,62	0,50	3,87	3,47	5,36	5,79	5,77	1,36	3,19
0,24	0,12	0,43	0,17	0,23	0,19	0,44	0,05	0,39
0,62	0,25	1,13	0,39	0,79	1,46	0,40	0,41	0,41
6,79	0,73	2,63	1,19	2,09	1,24	2,10	0,11	0,96
0,89	2,58	0,73	0,72	0,36	3,03	3,44	0,57	2,11
0,954	0,661	0,639	0,20	0,21	0,58	0,36	0,24	0,324
16,31	17,67	16,78	2,31	3,44	7,24	13,09	1,81	2,84
30,94	30,04	29,89	49,21	46,40	38,77	0,00	51,11	46,92
0,00	0,08	0,00	0,00	0,20	0,00	0,22	0,04	–
0,12	0,06	0,22	0,11	0,47	1,04	–	0,23	0,30
–	–	–	–	–	–	35,00	–	0,28
40,60	–	44,05	42,40	36,00	36,32	6,81	40,90	44,25
1,26	0,690	0,231	0,92	4,76	3,34	–	2,70	0,602
–	43,07	–	40,62	34,74	36,17	34,50	39,92	39,71
101,34	96,45	100,6	101,09	100,3	99,0	95,32	99,53	102,3
–	–	24	68	–	–	–	–	–
–	–	160	–	–	–	–	–	–
–	860	–	–	–	–	–	–	–
–	1195	–	–	–	–	–	–	–
–	440	–	–	–	–	–	–	–
–	65	–	–	–	–	–	–	–
–	12	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	5,3	–	–	–	–	–	–	–
–	7	–	–	–	–	–	–	–
–	12	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	7,1	–	–	–	–	–
–	–	–	5,3	–	–	–	–	–
1300	1157	548	4184	4342	2430	1614	4644	4800
20	13	45	28	40	65	18	21	34
349	20	135	76	141	189	137	38	167
6400	1,45%	273	614	995	2721	732	1143	1121
17	18	73	20	16	21	30	10	29
16	17	22	15	17	21	18	7	37
33	28	62	33	36	35	22	18	31
2,2	1,4	1,5	0,46	0,46	0,46	120	0,46	1,0
200	330	4,8	230	228	330	210	260	160
17	12	12	10	60	52	21	10	10
3,25	4,0	3,33	1,5	1,7	2,1	38,4	1	2,5
5,25	3,1	2,08	5,0	17,4	17,4	6,2	6,2	8,3
1,5	0,5	–	1	1,0	1	1	1	0,5
400	380	48	41,4	57,5	263,8	104,1	30,8	86
76	60	22,5	56,4	64,5	49,8	45,6	59,6	28
1,6	–	–	–	1,4	0,8	–	1,6	–
620	–	190	–	–	–	520	–	–
10	–	10	–	–	–	10	–	–

Таблица 37 (окончание)

Компоненты	Сантьягу					Сан-Висенте		
	172	173	572	22	36	240	241	270
SiO_2	1,05	5,20	12,73	0,0	1,1	12,94	8,31	1,24
TiO_2	0,06	0,08	0,17	0,09	0,07	0,22	0,74	0,29
Al_2O_3	0,19	0,99	0,42	0,00	0,0	1,15	0,34	0,77
Fe_2O_3	0,20	1,32	1,02	–	–	3,63	18,02	6,73
FeO	0,79	1,90	2,52	–	–	1,99	–	0,81
MnO	0,297	0,590	0,369	0,68	0,10	0,720	2,380	1,73
MgO	1,17	14,33	13,68	17,2	0,3	5,63	1,64	18,86
CaO	51,34	32,06	29,29	32,7	53,9	36,70	32,06	29,07
Na_2O	–	–	–	0,0	0,0	0,021	0,12	0,02
K_2O	0,09	0,27	0,08	0,0	0,1	0,57	0,16	0,11
H_2O	0,20	–	0,16	–	–	–	3,75	–
П.п.п.	–	–	–	43,85	40,90	29,35	–	40,70
P_2O_5	0,398	0,240	2,02	0,44	0,99	6,65	2,754	0,390
CO_2	42,67	39,19	35,24	–	–	–	23,04	–
Сумма	98,46	96,17	97,70	95,0	97,46	99,57	93,31	100,7
Nb	–	–	–	78	22	160	–	570
Zr	–	–	–	180	110	–	–	–
La	540	–	–	561,8	273	580	–	1060
Ce	940	–	–	261,7	510	880	–	1950
Nd	240	–	–	–	–	990	–	680
Sm	60	–	–	17,0	37	62	–	80
Eu	16	–	–	5,94	10	17,1	–	26,8
Gd	–	–	–	–	–	–	–	80
Tb	4,8	–	–	1,48	1,5	15	–	8,2
Yb	20	–	–	1,42	–	70	–	16
Lu	7	–	–	0,016	7	–	–	20
Hf	–	–	–	2,1	–	–	–	–
Ta	–	–	–	10,6	–	–	–	–
Th	–	–	–	6	–	–	–	–
U	–	–	–	0,6	–	–	–	–
Sr	5250	2000	1400	–	1500	2502	1431	2173
Cr	33	28	26	–	17	52	37	27
V	42	102	372	–	3,9	734	5165	564
Ba	2050	4800	8400	5425	747	6000	1,34%	1,2%
Ni	40	20	61	–	25	14	27	14
Co	15	20	16	4,3	22	12	25	13
Cu	22	21	21	–	9	22	14	26
Be	0,9	0,9	1,0	–	–	4,5	2,1	1,4
Y	170	110	90	–	–	300	320	300
Sc	10	10	26	1,8	–	14	12	20
Li	2,5	2,5	2,5	4	0,5	1,33	2,5	26,7
Rb	1,7	5,8	1,2	7	5,1	3,16	2,8	4,2
Cs	0,5	0,5	0,5	0,2	13,7	1,08	0,5	0,75
Zn	55	81	67	317	23,4	338,5	2500	505,5
Pb	32	33	37	155	33,3	51	140	140,0
Sn	–	–	–	–	–	1,0	–	4,0
F	–	–	–	–	–	–	–	540
B	–	–	–	–	–	–	–	–

Сан-Висенте								Сан-Николау
271	273	276	277	279	281	288	333	506
1,37	1,71	3,71	6,71	25,35	0,50	3,15	1,96	4,00
0,17	0,26	0,29	0,58	1,95	0,05	0,38	0,22	0,33
0,34	0,66	1,32	1,79	7,94	0,16	1,12	0,51	1,21
3,64	1,86	3,45	4,16	8,06	1,23	4,53	1,71	6,16
1,86	4,50	4,35	0,47	0,74	–	0,50	1,89	4,00
1,29	1,357	1,46	0,562	0,423	0,253	0,675	0,760	0,31
17,85	15,91	16,48	2,24	5,24	3,41	10,88	18,96	15,09
27,79	31,02	28,65	44,80	22,62	48,81	36,78	30,16	27,27
1,22	0,22	0,00	0,00	0,58	0,10	0,00	0,00	0,00
0,14	0,18	0,18	1,53	4,44	0,24	0,25	0,05	0,15
3,25	–	–	–	2,74	–	–	–	–
44,25	38,40	39,80	34,05	–	–	38,55	43,33	42,05
0,254	3,19	0,219	3,33	1,781	2,516	2,59	0,480	0,65
40,99	–	–	–	18,17	38,93	–	–	–
100,2	99,30	99,91	100,2	100,0	96,2	99,41	100,03	101,2
570	–	560	–	–	–	–	120	170
–	–	–	–	–	–	–	230	–
–	–	–	–	180	–	290	–	710
–	–	–	–	295	–	580	–	1070
–	–	–	–	120	–	270	–	430
–	–	–	–	20	–	3,3	–	3,6
–	–	–	–	5,6	–	9,8	–	9,0
–	–	–	–	–	–	74	–	40
–	–	–	–	2,0	–	5,8	–	3,3
–	–	–	–	4,0	–	12	–	7
–	–	–	–	3	–	80	–	80
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
2451	2774	2644	2593	1503	4000	2137	1978	547
17	41	32	39	127	23	62	54	60
361	1009	634	551	347	139	396	251	297
0,5	1,5%	1,02%	4200	2750	3600	4400	4600	123
10	68	17	15	84	15	30	45	160
11	17	13	16	45	12	15	10	39
21	17	27	19	79	15	27	39	24
4,2	1,8	1,8	0,46	1,7	1,1	1,5	1,8	5,2
330	250	260	220	67	98	260	130	210
10	12	22	10	28	20	22	10	7
17,8	2,5	9,2	27,5	50,8	18,3	133	3,4	30,9
1,5	1,7	8,3	25,8	106,7	1,7	–	3,1	8,0
1	1,1	2,5	3,3	2,6	0,5	1	1,4	1,0
89,5	610,0	660,0	225,0	165	108	313,5	308,5	257,0
112,9	73,5	72,5	60,0	34	70	99	42,7	84
2,1	2,0	3,3	1,1	–	10	1,3	5,2	1,4
100	660	230	780	–	–	440	100	230
10	–	20	10	–	–	–	–	–

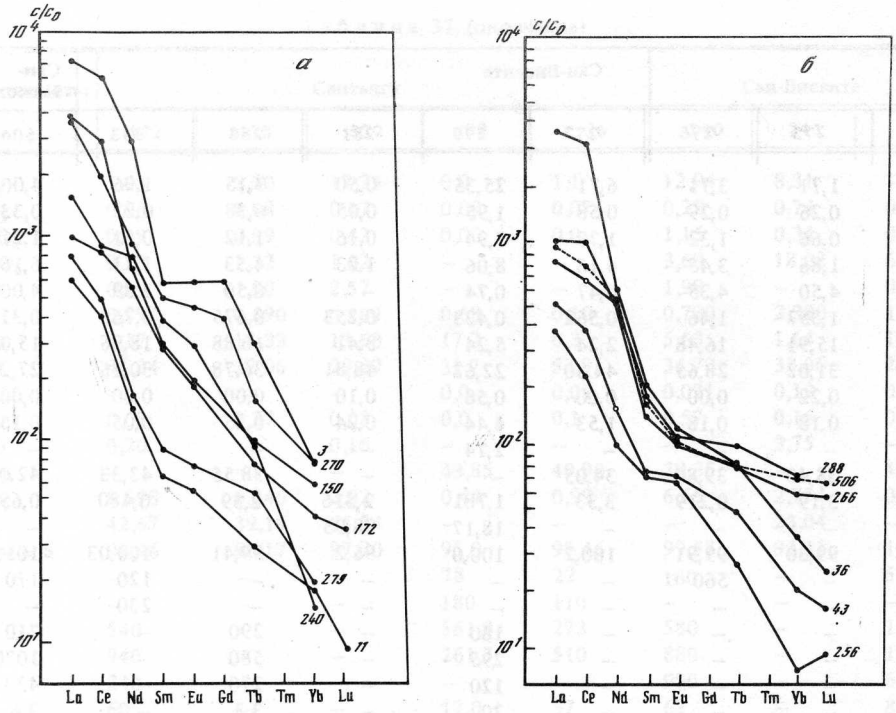


Рис. 87. Распределение редкоземельных элементов в карбонатитах островов Сантьягу, Брава, Фогу (*а*) и Сан-Висенти, Сан-Николау (*б*)

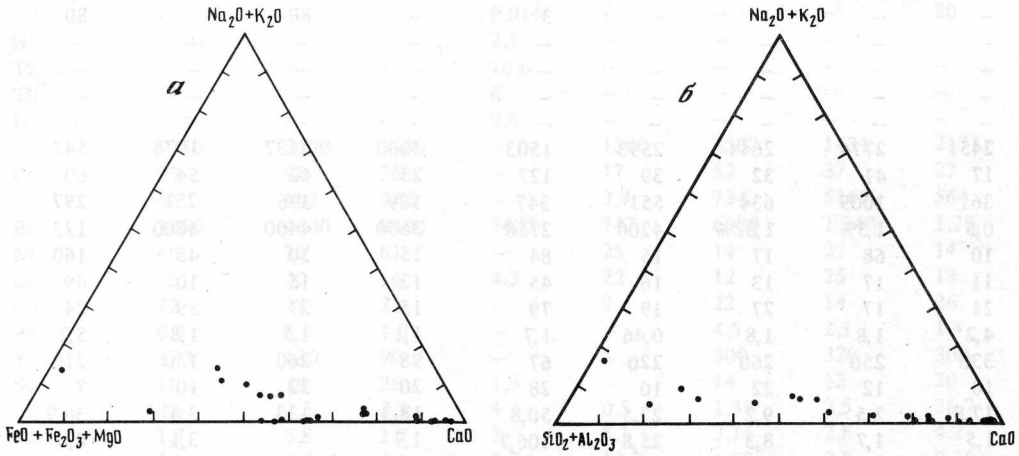


Рис. 88. Положение составов карбонатитов островов Зеленого Мыса на диаграммах ($FeO + Fe_2O_3 + MgO$) – ($Na_2O + K_2O$) – CaO (*а*) и ($SiO_2 + Al_2O_3$) – ($Na_2O + K_2O$) – CaO (*б*)

и K в карбонатитах о-ва Сантьягу делают возможным их рассмотрение как потенциальных источников минеральных удобрений.

Весьма специфичны силикатно-карбонатные породы, широко развитые на островах Сантьягу, Сан-Висенти, Сал и др., содержащие до 30% окиси кремния. Это, как правило, очень тонкозернистые породы, состоящие в основном из карбонатов и калиевого полевого шпата. В качестве акцессорных присутствуют апатит, биотит, перовскит, ще-

лочной амфибол. К силикатно-карбонатным породам мы также относим нефелиниты, содержащие огромное количество глобулей, заполненных карбонатами, апатитом, биотитом и другими минералами (табл. XVI, *1–4*). Содержание карбонатов в подобных породах иногда возрастает до 30 мас.%.

В целом карбонатиты островов Зеленого Мыса по сравнению с другими разностями щелочных пород заметно обогащены редкими землями (особенно легкими редкими землями), Zr, Nb, V, Zn, Sr, Ba, Mn, F и Cl.

* * *

В настоящее время нет единого мнения о генезисе карбонатитовых формаций. Существует несколько гипотез о происхождении магматических карбонатитов.

Экспериментальные исследования П. Вайли [Wyllie, 1979] показали принципиальную возможность существования карбонатитовых магм. Плавление мантийного субстрата, содержащего доломит, может привести к выплавлению карбонатитовых расплавов с глубин 70–100 км.

Дж. Гиттинс [Gittins, 1978], Д. Тваймен [Twyman, Gittins, 1987] и другие авторы на основании детального анализа изменения составов породообразующих минералов карбонатитов активно отстаивают точку зрения на то, что карбонатитовые расплавы являются продуктом кристаллизационной дифференциации первичной магмы состава оливинового севита, которая, в свою очередь, выделилась в результате процессов ликвации на больших глубинах из нефелинитовых магм.

А. Фристон и Д. Гамильтон [Freestone, Hamilton, 1980], М. Ле Ба [Le Bas, 1987], П. Бедсон [Bedson, 1983], Л. Костер ван Грос [Koster van Groos, 1975] рассматривают генезис карбонатитов в свете экспериментальных данных по системам $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-Na_2O-CaO$, в которых отмечаются очень широкие поля несмесимости. Карбонатиты, по мнению этих авторов, возникают на различных глубинах в результате процессов ликвации и могут отделяться от нефелиновых либо фонолитовых магм. В ходе дальнейшей дифференциации они активно теряют щелочи и летучие компоненты, достигая составов кальцитовых и доломитовых карбонатитов.

Существует точка зрения на чисто метасоматическое происхождение ряда карбонатитов континентальных формаций [Самойлов, 1984], однако эти положения явно неприменимы к океаническим карбонатитам, геологическая позиция которых не вызывает сомнения в их магматическом генезисе.

Все высказанные гипотезы о формировании карбонатитовых расплавов имеют ряд положительных и отрицательных сторон и в полной мере не подтверждаются геологическими, минералого-геохимическими критериями.

Нам кажется наиболее вероятной гипотеза ликвационного отделения карбонатитовых жидкостей от нефелинитов и фонолитов. Во-первых, отмечается тесная геологическая связь карбонатитового и фонолит-нефелинитового магматизма комплекса СА на островах Зеленого Мыса. Во-вторых, и в нефелинитах и в фонолитах широко развиты глобулярные выделения карбонатитового вещества (табл. XVI).

Исследования термометрии микровключений в ряде минералов фонолитов и нефелинитов позволили зафиксировать процессы ликвации в области температур 800–1000 °С. При этих параметрах отмечались процессы несмесимости алюмосиликатного и карбонатного расплавов; эти данные хорошо согласуются с экспериментальными исследованиями А. Фристона, Д. Гамильтона [Freestone, Hamilton, 1980] и других авторов, показавшими наличие широкого поля несмесимости в системе $(K_2O + Na_2O)(CO_3)-SiO_2 + Al_2O_3-CaCO_3$. Нанесение на эту диаграмму составов фонолитов, нефелинитов и карбонатитов показывает принципиальную возможность ликвационного отделения карбонатитовых расплавов от фонолитов и нефелинитов. Таким образом, нам представляется, что главным механизмом, приводящим к генезису "остаточных" магм карбонатитового и фонолитового состава, является кристаллизационная дифференциация, сопряженная с ликвацией в условиях сравнительно невысоких давлений.

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРБОНАТИТАХ ОСТРОВА САНТЬЯГУ

В 1983 г. экспедицией Геологического института АН СССР было открыто на севере о-ва Сантьягу (северо-восток округа Таррафал) редкоземельное рудопроявление в карбонатитах с промышленными концентрациями лантана и церия.

Геологическая ситуация была нами рассмотрена ранее (см. главу вторую, рис. 14), однако, видимо, целесообразно еще раз подчеркнуть основные особенности строения района рудопроявления, расположенного в сухих водотоках, выходящих к берегу залива Ангра. Здесь установлены выходы кремнисто-карбонатно-вулканогенного и вулканогенно-осадочно-эффузивного комплексов, которые прорваны многочисленными дайками нескольких генераций. В наиболее древних дайках карбонатитов установлены обломки (5–20 см) габбро, пегматоидных и мелкокристаллических пироксенитов и афировых лав щелочных базальтоидов. Породы обогащены флогопитом, имеют зеленовато-серые цвета и заметно тектонизированы. В истоках долин породы инъецированы дайками и жилами карбонатитов коричневого, зеленоватого и буровато-желтого цвета, мощностью от первых сантиметров до 5–7 м. Элементы падения этих пород изменяются от 325–350° ∠ 62–70° до субгоризонтального. В верховьях водотоков карбонатиты практически полностью замещают туфы и лавобрекчии исчезая на выходе к побережью. Здесь преобладают тектонизированные и гидротермально измененные вмещающие породы. На побережье залива обнажены туфы фонолитового состава плиоцен-миоценового возраста, вложенные в долину и перекрытые современным потоком шлакавых лав. Все породы фумарольно изменены, приобретают яркие цвета желтого, красного и фиолетового оттенков. Падение туфов 290° ∠ 20°.

Досреднемиоценовые породы несогласно перекрыты также потоками массивных и пористых меланефелинитов черного, реже буроватого цвета.

Проведенные минералого-петрографические исследования показали, что карбонатиты рудопроявления представлены двумя генетическими типами – магматическим и гидротермальным.

Первый, магматический тип образует субинтрузивные штокообразные тела и дайки и маломощные, возможно интрузивные, породы. Это, как правило, достаточно хорошо раскристаллизованные кальцитовые карбонатиты, пространственно и генетически связанные с меланефелинитами щелочно-ультраосновного состава. Макроскопически видимой редкометалльной минерализации в них не обнаружено. Изучение тяжелой фракции протолочек показало, что они содержат незначительные количества пирохлора, перовскита и апатита. В них также присутствует небольшое количество магнетита и флогопита.

Второй, гидротермальный тип представлен маломощными жилами и сетью тончайших прожилков, секущих лавобрекчии эффузивов анкарамитового состава и габброэссекситы. Обычно это тонкозернистые, почти нераскристаллизованные карбонатиты с сильно переработанными реликтами вмещающих эффузивных пород. В них присутствует небольшая примесь флогопита, апатита и сидерита. На отдельных участках встречается достаточно большое количество гематита и гидроокислов железа. Макроскопически видимой редкометалльной минерализации в них также не обнаружено. Характерной особенностью карбонатитов является присутствие в них гидротермального кварца.

Изучение химического состава[1] карбонатитов обоих типов показало, что они различаются не только по содержаниям главных породообразующих элементов, но и

[1] Анализы карбонатитов выполнялись в Геологическом институте АН СССР (Ю.И.Пронин), в Московской опытно-методической геохимической экспедиции ИМГРЭ Мингео и АН СССР (Е.М.Марголин, Ю.Г.Косовец) и в Геохимическом институте СО АН СССР (В.С.Самойлов).

Таблица 38

Состав главных породообразующих элементов в различных карбонатитах

Компонент	Кальцитовые карбонатиты	Кальцит-доломитовые карбонатиты	Рудные карбонатиты (РЗЭ)
SiO_2	2,40	0,88	2,98
TiO_2	0,2	0,1	0,05
$Fe_2O_3 x$	2,0	3,6	3,6
MgO	1,5	16,8	9,9
CaO	50,3	31,6	41,43
SrO	1,00	0,13	0,31
BaO	0,07	1,00	0,80
P_2O_5	4,4	0,6	0,22
F,	0,17	0,13	12,3
Число проб	4	4	1

Таблица 39

Содержание редкоземельных элементов в различных типах карбонатитов

Элемент	Кальцитовые карбонатиты	Кальцит-доломитовые карбонатиты	Рудные карбонатиты (РЗЭ)
La	800	1700	10000
Ce	1100	2000	15000
Nd	840	540	43200
Sm	130	150	450
Eu	22	20	145
Gd	–	–	170
Dy	–	–	130
Yb	12	15	29
Y	210	220	900
Число проб	5	5	1

по концентрациям некоторых редких (Ba, Sr, Zr, Th, Nb), летучих (F, P) и особенно редкоземельных элементов. В изученных случаях первые две группы элементов не образуют высоких концентраций. Содержания РЗЭ во всех типах карбонатитов достаточно высокие (десятые доли процента). При этом в кальцит-доломитовых карбонатитах они выше, чем в кальцитовых. В одной пробе кальцит-доломитовых карбонатитов суммарное содержание редкоземельных элементов достигает промышленной концентрации (3% на породу). Максимальный объем среди редкоземельных элементов приходится на Ce (15000 г/т) и La (10000 г/т). Эта проба характеризуется также высоким содержанием F (12,3).

Микроскопическое изучение прозрачных шлифов показало, что в этом карбонатите не содержится ни перовскита, ни пирохлора, ни сколько-нибудь заметных количеств апатита, т.е. минералов, с которыми в карбонатитах обычно связаны редкоземельные элементы. В то же время соотношение La и Ce, выявленное в исследованной пробе карбонатитов, типично бастнезитовое (формула бастнезита Ge, $LaCO_3F$). Для бастнезита крупнейшего редкоземельного месторождения Маунтин-Пасс (США) отношение La/Ce = 0,6. Содержание полезных компонентов колеблется от 7 до 9%. В рассматриваемом случае отношение La/Ce = 0,6, а содержание F 12,3% (табл. 38, 39). Минералогические руды месторождения Маунтин-Пасс представлены бастнезитом (12%), кальцитом и доломитом (60%) и другими примесями (магнетит, гематит, сидерит, стронцианит, торит и др.).

Поскольку редкоземельные карбонатиты о-ва Сантьягу представлены плохо раскристаллизованной разностью, в которой под микроскопом удается диагностировать лишь кальцит, доломит, флогопит, магнетит, гематит, кварц, апатит и ксенокристаллы железомарганцевых силикатов, то была предпринята попытка изучения кристаллитного агрегата с помощью лазерного микрозонда. Этот анализ показал, что агрегат в отдельных точках содержит высокие концентрации La (5–7%), Ce (10–14%), F (10–20%), т.е. в минералогическом отношении тонкозернистый агрегат карбонатита сложен бастнезитом с примесью флюорита, стронцианита, барита и апатита или монацита.

Таким образом, выявленное на о-ве Сантьягу редкоземельное оруденение по комплексу минералого-геохимических признаков является аналогичным крупнейшему редкоземельному гидротермальному карбонатитовому месторождению Маунтин-Пасс (США). Поскольку бастнезитовые месторождения являются самыми технологичными среди редкоземельных, то следует обратить самое серьезное внимание на рудопроявление в районе р. Ангра, его детальное и безотлагательное изучение.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АРХИПЕЛАГА

На островах Зеленого Мыса, за редким исключением, хорошо устанавливается относительный геологический возраст основных комплексов пород в пределах того или иного острова. Однако ограниченное количество определений абсолютного возраста, часть которых к тому же противоречит геологическим данным, и бедность большинства пород органическими остатками затрудняют корреляцию геологических событий на всей территории архипелага и их сравнение с сопредельными регионами. Вместе с тем если рассматривать историю архипелага на фоне событий в сопредельных регионах, то данные по глубоководному бурению и по геологии Мавритано-Сенегальского бассейна могут дополнить представления и о его развитии. Более того, без привлечения этого фактического материала невозможно, по-видимому, решить вопрос о природе фундамента, на котором формировалось поднятие островов Зеленого Мыса. Напомним, что, по мнению большинства специалистов, оно было заложено на океанической коре, однако "некоторые исследователи не исключают существование у островов континентального цоколя" [Удинцев, 1987, с. 182]. Такая альтернатива вынуждает нас рассмотреть обе точки зрения.

Архипелаг Зеленого Мыса расположен в пределах развития линейных магнитных аномалий. Наиболее древние образования, установленные на островах Маю и Сантьягу, представлены толеитовыми пиллоу-лавами, которые надстраиваются карбонатными, а затем и терригенными комплексами (см. главу вторую). Такая последовательность разреза установлена и в глубоководных скважинах. Во время всех экспедиционных работ не были обнаружены ксенолиты или какие-либо иные геологические признаки существования континентальной коры. Данные по геохимии пород (см. главу четвертую, а также [Klerkx, De Paepe, 1976]) свидетельствуют об отсутствии контаминации континентальных образований. Этот набор фактов представляется убедительным для обоснования представлений о первичной океанической природе основания островов Зеленого Мыса.

Вторая точка зрения основана прежде всего на широком развитии ультращелочных магматических пород, которые встречаются в районах с континентальной корой. Подобные образования установлены также и на Канарских островах, при этом под островами Лансароте и Фуэртевентура предполагается кора континентального типа. Находки в мезостазисе эффузивов на о-ве Фуэртевентура [Pelletier, Pomel, 1984] таких минералов, как ставролит, циркон, андалузит, апатит и корунд, как будто подтверждают этот вывод. Более того, подобные минералы установлены и в более западных районах (острова Ла-Пальма и Тенерифе). Эти соображения также косвенно свидетельствуют о существовании континентальной коры под островами Зеленого Мыса.

Глубинное сейсмозондирование показало [Dash et al., 1976], что мощность коры в этой части Атлантического океана составляет 16–17 км, что сопоставимо с мощностью коры в районе Дакара (15 км), заметно меньше, чем в более восточных районах Сенегала (30 км), и существенно больше, чем для нормальной океанической коры. Был установлен также слой (v_n = 6,2 км/с), который отсутствует в сопредельных глубоководных котловинах и до сих пор не имеет однозначной интерпретации (см. главу первую).

Таким образом, можно с уверенностью говорить о парадоксе островов Зеленого Мыса. Для его решения, как уже говорилось в Предисловии, привлекается механизм горячей точки. Однако одновременное проявление ультращелочного магматизма во многих районах окраины северо-западной части Африки требует дополнительных построений. В этой области (зелемысско-иберийская [Мазарович, 1988]) с палеогенового времени начали происходить активные магматические события, которые с разной степенью интенсивности продолжаются до настоящего времени. Устанавливаются, с некоторой долей условности, четыре основные фазы – позднеэоцен-среднемиоценовая, ранне-среднемиоценовая, раннемиоцен-раннеплиоценовая и миоцен-четвертичная. Во время первых двух происходило внедрение основной части интрузивных образований и силлово-дайковых роев и излияние эффузивов. Позже, с позднемиоценового времени, началось активное формирование эффузивных комплексов.

Вся эта область по своей конфигурации довольно точно соответствует прогибам северо-запада Африки. Такое совпадение, видимо, не случайно и было обусловлено едиными глубинными процессами, которые зарождались вне зависимости от типа коры (континентальный или океанический). Это подтверждают и очаги магматизма, известные, в частности, в Сенегале. Здесь щелочной вулканизм начался с олигоцена (35,5±1,5 млн лет) [Dia et al., 1987] и продолжался в миоцене (7–13,5 млн лет) и плейстоцене (0,8–41 млн лет) [Cahar et al., 1984]. Южнее, в районе котловины Сьерра-Леоне [Ельников, 1988], в эоцене предполагается внедрение магматических расплавов и одновременно (поздний эоцен) образование вулканических комплексов на одноименном поднятии.

В связи с вышесказанным можно предположить, что в определенный момент в нижних частях литосферы (65–100 км) или в верхах мантии под континентом начали формироваться аномальные зоны, в которых интенсивно развивались процессы метасоматоза на фоне перемещения Африканской плиты. В них, кроме того, происходило накопление летучих и редких элементов. По мере продвижения плиты к востоку (северо-востоку) эти зоны переместились в районы окраины континента, где и начался подъем расплавов меланефелинитового состава. Этот процесс сопровождался формированием промежуточных магматических камер и опусканием краевых частей Африканского континента, которые необходимо рассмотреть отдельно.

Как уже говорилось в главе первой, вдоль северо-запада Африки протягивается пояс мавританид. На территории северо-восточной части Сенегала они имеет покровно-складчатую структуру [Lecorche, 1983], в которой установлены покровы таконского и раннегерцинского возраста, сложенные вулканогенными и вулканогенно-терригенными образованиями, а также аллохтоны панафриканских офиолитовых серий, деформированных в кембрии и среднем ордовике, и терригенных пород девона. Подобная, хотя и более сложная структура прослежена и далее на север. На юге [Ponsard et al., 1988] известны таксонская фаза складчатости и девонское складкообразование по северному краю впадины Бове, выполненной палеозойскими образованиями.

Изданные геологические карты показывают тесную пространственную связь периконтинентальных бассейнов северо-запада Африки и пояса мавританид. Мезозойско-кайнозойские впадины на широте Дакара достигают максимальной ширины, исчезая в пределах суши около Регибатского выступа и вновь появляясь севернее его. Таким образом, впадины как бы вложены в пояс мавританид, которые, видимо, являлись относительно ослабленной зоной, подвергшейся деструкции в раннем мезозое, т.е. на ранних этапах раскрытия Атлантического океана. В Сенегале этот процесс предположительно начался в триасе, и в ходе его развития [Chanut, Micholet, 1988] произошло омоложение возраста (234±8 млн лет, Rb-Sr метод) метаморфического цоколя восточнее 16° с.ш. и образование рифтогенных структур вдоль 16° 30′ з.д.

По гравитационным и магнитным данным [Roussel, Liger, 1983; Roussel, Lecorche, 1983] в основании Сенегальской впадины предполагается докембрийский кристаллический фундамент. Однако в этом случае пояс мавританид оказывается в положении узкого безкорневого клина [Lecorche, 1983]. Вместе с тем его покровная структура, гетерогенность фундамента Сенегальской впадины [Ritz, 1984; Ritz Vassal, 1986;

Ritz, Belloni, 1988] позволяют высказать предположение, что под мезозойско-кайнозойским чехлом скрыты тектонические останцы мавританских аллохтонов и/или параавтохтоны докембрийских кристаллических образований. В этом случае корни мавританских покровов могут располагаться в районе современного побережья Сенегала, где установлена [Roussel, Liger, 1983] Западно-Африканская береговая магнитная аномалия[1], субпараллельная покровно-складчатой структуре мавританид.

Такая интерпретация позволяет предполагать, что во время раннемезозойского рифтогенеза деструкции подверглись структуры кратона и мавританид. В ходе этих процессов в прибрежных районах Сенегала на расстоянии 100 км произошло утонение коры с 30 до 15 км. Здесь же распюложены и зоны максимальных опусканий фундамента Сенегальской впадины. Структура зоны выклинивания коры определялась сериями листрических разломов [Lister et al., 1986], по которым фрагменты мавританид могли оказаться даже в пределах современной акватории.

Предполагаемая структура перехода от континента к океану, очевидно, контролировала выведение поднимающихся расплавов из-под Африканского блока, которые и формировали магматические серии, необычные для океанических районов.

Таким образом, при рассмотрении истории развития архипелага островов Зеленого Мыса мы будем исходить из предположения о первичном океаническом фундаменте, который был в последующем переработан магматическими процессами, зародившимися под Африканским блоком.

Приведенные в монографии данные по тектонике, петрологии, геохимии и литологии вещественных комплексов островов Зеленого Мыса позволяют выделять три основных этапа формирования архипелага – океанический, переходный и островной.

Океанический этап может быть реконструирован с разной степенью детальности на островах Маю, Сантьягу и Сал.

Он начался в поздней юре с излияния лавовых потоков базальтов, которые по своим петро- и геохимическим параметрам близки к толеитам срединно-океанического хребта. Формирование пиллоу-лав сопровождалось образованием гиалокластитов и карбонатных пород, что указывает на относительно глубоководные (1000–1500 м) условия выше уровня карбонатной компенсации. Большое количество брекчий с фрагментами "подушек" позволяет предполагать расчлененность рельефа. Возможно, что было поднятие, которое формировалось в течение длительного времени. Во всяком случае, присутствие в прослоях кремнистых, кремнисто-карбонатных осадков и металлоносных аргиллитов, особенно характерных для границы комплекса Баталью и толщи Морро, свидетельствует о прерывистом характере излияний. Обогащенный сульфидами горизонт известняков в основании толщи Морро интерпретируется как базальный первого слоя океанической коры [Robertson, Bernoulli, 1982], и его образование связывается с гидротермальной деятельностью. Вещественное однообразие и небольшая (300–350 м) мощность известняков Морро говорят об изолированности региона от источников сноса терригенного материала. Они отлагались в пелагических условиях под воздействием донных течений, которые формировали косую слоистость. Сходные горизонты, обогащенные марганцем, известны на океаническом дне и в офиолитах.

Образование подобных известняков прекращается в конце раннего мела с началом поступления тонкого терригенного осадка. Толща Корквейжо представляет собой регрессивную серию, обогащенную органическим веществом, содержащую известняки турбидитных потоков и большое количество обломочного кварца.

Восточнее, в Мавритано-Сенегальском бассейне, в поздней юре–апте происходило накопление мелководных оолитовых известняков, доломитов и калькаренитов с незначительным количеством алевролитов. Эти отложения характеризуют условия шельфа,

---

[1] Западно-Африканская береговая магнитная аномалия имеет аналог на континентальном склоне Северной Америки [Roussel, Liger, 1983], и ее протягивают на север п-ова Флорида [McBride, Nelson, 1988]. При палинспастических реконструкциях обе аномалии совмещают, так как считается, что они маркируют границу океанической и континентальной кор.

испытывающего прогрессивное опускание, которое и привело к накоплению более 2000-метровой толщи осадков. Появление в валанжине–апте терригенных толщ на востоке Сенегальского бассейна [Jansa, Wiedman, 1982] показывает, что прогибание начинает в это время охватывать и эти районы.

Таким образом, одновременное появление терригенных осадков в районах островов Зеленого Мыса и Сенегала может быть объяснено увеличением сноса обломочного материала с континента.

Резкое ускорение опускания в Сенегальском бассейне происходит в апт-сеноманское время [Flicoteaux et al., 1988], а с альба здесь начинается и изменение режима осадконакопления [Jansa, Wiedmann, 1982]. С этого момента в разрезах начинают доминировать терригенные породы, мощность которых сейчас превышает 1500 м. Прогибание было неравномерным, и в частности более интенсивным в районе Касаманса. Эти события совпадают по времени с австрийской фазой деформаций и изменением вектора движения Африканской плиты [Книппер, 1985], что привело к существенному сокращению пространства Средиземноморского пояса и, по всей видимости, вызвало зарождение аномальных зон в мантии в районах северо-западной части Африки.

Переходный этап начался в период накопления комплекса Коружа, и именно с этого момента можно уверенно говорить об обособлении участка океанического дна, на котором впоследствии и образовался архипелаг островов. Характерной чертой этого этапа было образование большого количества грубообломочных туфов и горизонтов конгломератов. В комплексе присутствуют знаки ряби, волнистой слоистости, ходов илоедов, волноприбойных знаков, пемз базальтового состава [Stillman et al., 1982], что указывает на субаквальные и субаэральные условия накопления.

Присутствие в агломератовых туфах обломков пироксенитов и сиенитов показывает, что в океаническую кору начали нагнетаться магматические расплавы, которые и вызвали подъем дна. В этот этап произошло образование ранних фаз интрузивного комплекса о-ва Маю. Область внедрения расплавов была ограниченной, так как в районе скв. 367 и 368 сохранялись глубоководные условия. С севера на юг она ограничивалась субширотными разломами океанского дна.

Восточнее формирующегося поднятия происходит расчленение Сенегальского бассейна на восточную и западную части, с быстрым опусканием последней. В этих районах образовывались мощные терригенные толщи.

Образование океанического поднятия островов Зеленого Мыса и изменение геодинамической обстановки в Сенегальском бассейне, видимо, явились следствием проникновения глубинных расплавов из аномальной мантии в верхние горизонты коры. В таком случае поднятие островов Зеленого Мыса должно рассматриваться как часть структуры "пассивной" окраины северо-западной части Африки.

Островной этап начался с эоценового времени, после перерыва в осадконакоплении. На о-ве Маю с этим периодом были связаны внедрение второй фазы интрузивных образований, складчатость и надвигообразование. Подобные деформации на других островах не устанавливаются, за исключением о-ва Сантьягу, на севере которого древние комплексы имеют крутые углы падения.

Следует подчеркнуть, что все острова имеют однотипное строение и различаются лишь в деталях. Почти все они свое образование начинали с формирования многоканальной гетерогенной вулканической постройки центрального типа или серии таких построек, осложненных побочными кратерами и насыщенных дайковыми роями и силлами.

Хорошим примером, характеризующим общий стиль развития каждого из островов, а также связь магматизма и тектоники, может служить о-в Сан-Висенти. Главная вулканическая постройка острова сформировалась в пределах зоны крупных разломов северо-западного простирания, над которой располагаются также вулканические постройки на островах Санту-Антан, Сан-Николау и сама цепь Наветренных островов; в состав последней входит о-в Сан-Висенти. Именно тектонический фактор обусловил локализацию магматических процессов и их контроль, а характер развития вулканизма

в сочетании с тектоническими движениями по разломам определил пространственное расположение более частных структур (жерловин, экструзий, дайковых роев и пр.).

Формирование структуры острова началось с внедрения и становления гипабиссальной габбро-сиенитовой интрузии, которая совместно с вмещающими ее базальтами образовала поднятие – цоколь будущей вулканической постройки (этап формирования вулканического поднятия). Затем последовала интенсивная эксплозивная деятельность карбонатитовых, фонолитовых, лампрофировых и щелочно-базальтовых расплавов, которая сформировала толщу агломератовых туфов и сопровождалась излиянием лав щелочных базальтов.

Вслед за формированием этой толщи (а возможно, и параллельно с ней) шло внедрение полнокристаллических пород, слагающих более молодую часть массива. Последние представляли собой глубинную фацию вулканических пород, формирующих главную вулканическую постройку (комплекс Сан-Висенти). Она была сформирована лавами меланефелинитов, субщелочных оливиновых базальтов, пикробазальтов, образующими покровы с разными центрами излияния. Этот процесс сопровождался местными взрывными разрушениями главного конуса с образованием локальных кальдер и на их месте небольших вулканических построек второго порядка, сложенных породами-дифференциатами (мелафонолитами, фонолитами, карбонатитами, карбонатитоидами и нефелинитами). Они частично вскрыты в эрозионных окнах среди эффузивных толщ пикробазальтов и щелочных оливиновых базальтов главной вулканической постройки.

Сеть лампрофировых даек и силлов, прорывающих эффузивный комплекс главной вулканической постройки, представляет собой, по-видимому, магматическую систему, питавшую вулканы второго порядка.

Последовавшая затем мощная эксцентрическая эксплозия разрушила все вулканические постройки о-ва Сан-Висенти, удалив огромные объемы пород за пределы острова и образовав его центральную котловину. Часть отложений взрыва сохранилась в юго-восточной части острова (агломераты Шао де Мадейрал).

В последующем вулканизм локализовался в пределах центральной котловины и вдоль зон разломов северо-западного простирания. С этим периодом связано становление фонолитовых и карбонатитовых экструзивных, жерловых и субвулканических тел, излияние пикритов, подводящие каналы для которых приурочены к разломам северо-западного простирания. Примерно в это же время начала формироваться система сбросов северо-восточного простирания. Современный этап развития острова связан с формированием шлаковых конусов вдоль восточного и северо-восточного побережий острова, эрозией с отложением пролювиальных, коллювиальных и эоловых комплексов. Здесь необходимо подчеркнуть, что на всех островах четвертичные шлаковые конусы, как и более древние вулканические структуры, формировались в пределах определенных разрывных зон. Первая из них соответствует гряде Барлавенту, имеющей, как уже говорилось, северо-западное простирание. С этой зоной связаны цепи вулканов Сан-Николау, северной части Сан-Висенти, Санту-Антуан, а также северной и западной частей о-ва Сал, ряд аппаратов о-ва Боавишта. Вторая зона соответствует островам Брава–Сантьягу, но здесь такой отчетливой линейности не наблюдается.

Последовательность процессов на о-ве Сан-Висенти в целом повторяется и на других островах. Однако имеются и некоторые различия. Например, на островах Маю, Сал и на западе о-ва Боавишта широко развиты калькарениты, поднятые на разные уровни (см. главу вторую). На о-ве Сал они образовались после эффузивов комплекса Сьерра-Негра, на о-ве Маю – после формирования пород эффузивно-агломератово-интрузивного и верхнего эффузивного комплексов. Таким образом, завершение интенсивной вулканической деятельности приводило к разноамплитудным погружениям как отдельных частей островов, так и целых областей архипелага. Подобные процессы, но в меньшей степени, происходили и на о-ве Сантьягу. Современное положение калькаренитов, особенности рельефа островов, а также геологические наблюдения над последователь-

ностью формирования потоков меланефелинитов (например, в районе г. Прая) свидетельствуют о неравномерных блоковых вертикальных движениях на островной стадии развития архипелага.

Изучение условий образования кайнозойских вулканогенно-осадочных и осадочных пород позволяет сделать некоторые выводы о палеогеографических и кинематических условиях в пределах изученных островов.

На первых этапах многие районы о-ва Сантьягу представляли собой мелководную зону, где накапливались терригенные и органогенно-детритовые осадки, эксплозивные туфы и гиалокластиты. Грубый характер терригенных осадков свидетельствует не только о высокой динамике водной среды, но также и о существовании поблизости участков расчлененной островной суши, подвергавшейся размыву. Собственно наземные образования как на севере, так и на юге о-ва Сантьягу развиты слабо или отсутствуют (например, конгломераты, которые установлены в низах разреза к северу от пос. Таррафал). Это время совпало с проявлениями интенсивного вулканизма, свидетелями которого, помимо покровов лав, являются на севере острова эксплозивные субаквальные туфы и агломераты, а на юге – мощные тела гиалокластитов.

Более поздние этапы были временем поднятия значительной части о-ва Сантьягу над уровнем океана и накопления лишь наземных отложений. Среди них преобладающее развитие имели коллювиальные осадки.

Присутствие в составе третичного комплекса о-ва Сал прибрежно-морских осадков (известняков, калькаренитов), а также гиалокластитов и пиллоу-лав, приуроченных к нескольким стратиграфическим уровням, свидетельствует об устойчивом существовании мелководных морских условий, захватывавших значительную часть острова или даже весь современный остров. Наиболее вероятно, что в это время здесь располагалась вулканическая постройка, поверхность которой находилась ниже уровня океана значительную часть третичного времени. Не исключено, что в отдельные моменты она поднималась над уровнем океана, происходили размыв ранее сформировавшихся субаквальных образований и накопление субаэральных.

Острова Сан-Висенти и Сан-Николау в третичную эпоху, наоборот, характеризовались устойчивыми наземными условиями. Как отмечалось, на о-ве Сан-Висенти морские осадки отсутствуют совершенно, а на о-ве Сан-Николау они встречаются в виде маломощных горизонтов на высоте в несколько сот метров над уровнем современного океана, свидетельствуя об эпизодическом погружении острова в прошлом. Наиболее вероятно, что с самого начала эти острова представляли собой вулканические сооружения, сильно возвышавшиеся над поверхностью океана. На начальных этапах истории о-ва Сан-Николау интенсивное проявление получила эксплозивная деятельность, приведшая к накоплению мощных комплексов субаэральных и агломератовых туфов. В последующем роль эксплозивного материала становится менее значительной, чем собственно лав. Характерно, что на этом острове наиболее широкое развитие по сравнению со всеми другими островами имели осадки временных водотоков в верхней части нижнего эксплозивно-вулканогенного комплекса.

Собранные материалы дают возможность высказать некоторые предварительные соображения о климатических условиях, существовавших в третичное время в этом регионе. Для осадочных и вулканогенно-осадочных образований островов характерно полное или почти полное отсутствие растительных остатков среди прибрежно-морских обломочных отложений, так же как и среди наземных субаэральных и субаквальных образований. Реликты тонких ожелезненных стеблей растений установлены в осадках грязевых потоков на о-ве Сан-Николау, а окремненный ствол дерева найден среди конгломератов фации коллювия на о-ве Сан-Висенти, вблизи пос. Мадейрал. Примечательно также полное отсутствие или слабое развитие отложений текучих вод среди наземных образований. Уверенно диагностируемая толща осадков временных пересыхающих рек и лахаров установлена на о-ве Сан-Николау в нижнем эффузивно-пирокластическом комплексе и на о-ве Сантьягу в верхней части разреза.

Наиболее вероятно, что эти особенности третичных осадочных и вулканогенно-оса-

дочных образований изученных островов обусловлены существованием в эту эпоху, как и в современную, достаточно засушливых условий. Последнее хорошо согласуется с выводами [Ронов, Балуховский, 1981; Chumakov, 1985] о засушливом климате в третичную эпоху, в первую очередь в палеогене, расположенных на этой же широте районов Африканского континента.

Таким образом, проведенные комплексные исследования архипелага островов Зеленого Мыса показали, что здесь океаническая кора Атлантического океана претерпела разнообразные тектонические и вулканические процессы, которые можно связать с действием горячей точки только с большими оговорками. Более вероятным представляется формирование поднятия островов Зеленого Мыса в результате взаимодействия вещества разномасштабных и разноглубинных неоднородностей, существовавших в условиях высокой подвижности литосферы и мантии в зоне перехода от Африканского континента к Атлантическому океану.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение хотелось бы подчеркнуть, что впервые на островах Зеленого Мыса большой коллектив ученых провел комплексную работу по изучению стратиграфии, тектоники, магматизма и литологии этого архипелага. Такое исследование позволило дать развернутую картину последовательности развития его во времени.

Анализ строения восточной части Атлантического океана показал, что архипелаг островов Зеленого Мыса входит в состав сложного поднятия, сформированного в течение кайнозойского времени благодаря сочетанию интрузивных и эффузивных, а также тектонических процессов.

Наиболее древними образованиями островов являются верхнеюрские–нижнемеловые вулканогенные и осадочные комплексы на островах Маю, Сантьягу и Сал. Они слагают соответственно первый и второй слои океанической коры. Формирование цоколя островов началось с внедрения массивов щелочных пород и субвулканических серий. Этот процесс, по всей видимости, протекал на разных островах в разное время.

Собственно вулканические постройки образовывались в целом по единой схеме. Этот процесс начинался с формирования агломератовых комплексов и сопровождался внедрением дайковых и силловых серий. В дальнейшем развитие получили эффузивные процессы, в результате которых были созданы мощные лавовые, лавово-туфовые комплексы, слагающие вулканы центрального типа или сочетание нескольких вулканических аппаратов. Как правило, сейчас сохранились лишь их фрагменты. На современном этапе формировалось множество относительно небольших шлаковых, шлаково-лавовых конусов, установленных на всех островах архипелага.

Вся изученная нами территория испытала неоднократные разнонаправленные вертикальные блоковые движения.

Структура отдельных островов, как правило, определяется магматическими процессами. Кроме этого, впервые установлены системы разрывных нарушений и нескольких генераций, играющих в ряде случаев магмоконтролирующую роль. Наши работы подтвердили существование надвигов на о-ве Маю, а также наличие пликативных, часто довольно сложных деформаций, развитых в мезозойских образованиях.

Литологические исследования осадочных и вулканогенно-осадочных образований островов Зеленого Мыса показали, что накопление верхнеюрских и меловых (вплоть до сеномана) карбонатных, терригенно-карбонатных и терригенных осадков происходило на глубинах, не выходивших за пределы батиали.

В позднем мелу и кайнозое в результате тектоно-магматических процессов возник ряд островов, на которых в аридных условиях наряду с вулканитами формировался широкий спектр субаэральных осадков и фаций прибрежного мелководья. При этом острова Сан-Николау, Сан-Висенти, Сантьягу сильно возвышались над уровнем моря, а острова Маю и Сал лишь слабо поднимались над ним или даже опускались на небольшую глубину.

Изучение вещественного состава магматических пород островов Зеленого Мыса было проведено на основе детальных геологических исследований, позволивших установить последовательность формирования пород, формы их залегания, ареалы распространения на различных островах.

В результате был сформулирован вывод о принципиальной комагматичности всех пород, слагающих собственно островные постройки. Этот вывод базируется на данных о тектонической позиции архипелага, на сходстве набора и последовательности формирования пород на всех островах, на петролого-геохимических данных, выявляющих общий континиум пород островов. Вместе с тем выделяется комагматичность различного порядка: на уровне островов (породы разных островов имеют несколько различные петрогеохимические характеристики), на уровне отдельных щитообразных вулканических построек и массивов, на уровне отдельных покровов и интрузивных фаз, наконец, на уровне индивидуальных дифференцированных потоков и интрузивных монофазовых тел. Эти результаты приводят к выводу о существовании сложно построенной питающей магматической системы островов, в которой определяющим моментом являлись промежуточные камеры различного размера и уровня заложения. Подобные камеры, заполненные расплавом разного состава, могли функционировать одновременно. В результате мы наблюдаем разрезы с переслаиванием вулканитов контрастного состава.

Непосредственные геологические наблюдения установили тесную связь между эффузивными, субвулканическими, плутоническими образованиями, что свидетельствует о принадлежности их к категории вулканоплутонических ассоциаций.

Установлено, что бóльшая часть пород относится к щелочному и субщелочному ряду. Отмечено преобладание пород, обогащенных натрием, однако развиты и калиевые породы. Минералогически щелочность выражается в развитии нефелина, анортоклаза, альбита, анальцима, слюды, роговой обманки, титанистого авгита. При этом сам набор отвечает ультраосновным щелочным ассоциациям с карбонатитами. Эти данные наряду с широким проявлением водосодержащих минералов в породах, развитием эксплозивных образований свидетельствуют о высокой насыщенности магм флюидами, в частности CO_2, H_2O. Существенным представляется сходство набора пород изученных островов с набором пород ультраосновных щелочных ассоциаций платформ.

Специально исследовались высокомагнезиальные породы, которые на основании экспериментальных данных рассматривались как первичные для щелочных серий островов Зеленого Мыса. На основе выделенных в них соотношений концентраций некогерентного Th (показатель степени плавления мантии) с содержанием петрогенных компонентов, отношений литофильных элементов с низкими коэффициентами распределения Ba/Th, Ba/Sr, Ba/La, Ba/Ce, Ce/P_2O_5, K_2O/P_2O_5, Ce/Sr, Nb/Zr, Th/Yb, Th/Sm, La/Sm, Rb/Th; Rb/Sr, Th/La, Th/Ce, Th/Sr, Th/Nb, Rb/Nb; Ba/La, Ba/Nb, Th/U, Th/Sr, Nb/La, Zr/Ti показано, что для первичных магм островов Зеленого Мыса наблюдается падение содержания кремнезема и рост концентрации щелочей с уменьшением степени плавления мантии. В соответствии с экспериментальными данными подобный процесс мог осуществляться на глубинах 75–100 км в условиях повышенного потенциала летучих компонентов CO_2 и H_2O. Сам мантийный источник щелочного магматизма должен был быть обогащен (по-видимому, в результате глубинного метасоматоза) Ca, Ti, щелочными элементами.

Предполагается, что во времени происходило заглубление очагов генерации щелочных магм и уменьшение степени плавления мантийного субстрата. Сравнительный анализ поведения редких и редкоземельных элементов в первичных магмах выявляет определенные различия для разных островов. Это может быть поставлено в связь с гетерогенностью мантийного источника.

Состав первичных магм оценен также с учетом известной геологической закономерности: в дифференцированных магматических телах преобладающие породы обычно наиболее близки по составу к дифференцирующему расплаву. Если считать этот принцип за основу выделения первичных расплавов для всех комагматичных пород, слагающих островные постройки архипелага, то за первичные мы должны будем принять расплавы, отвечающие по составу нефелинитам, меланефелинитам. Эти же составы располагаются на пересечении эволюционных трендов некоторых петрохимических диаграмм.

Специальное изучение нодулей, широко представленных в породах островов, позволило в первую очередь оценить субстрат, из которого выплавлялись магматические расплавы. Удалось показать неоднородность мантийного вещества, проявляющуюся как по вертикали, так и по горизонтали. Среди мантийных нодулей, минеральные парагенезисы которых отвечают различным P–T-условиям, удалось выявить примитивные, деплетированные, метасоматически измененные. При этом метасоматоз с привносом РЗЭ накладывается как на примитивную, так и на уже деплетированную мантию. Расчетный состав первичной магмы, которая выплавлялась из мантии рассмотренного региона, соответствует высокомагнезиальному толеитовому пикробазальту, отличающемуся от первичных щелочных магм островных построек. Его дифференциацией, по-видимому, обусловлено появление древних толеитовых пиллоу-лав островов Маю и Сантьягу.

Среди нодулей, однако, выявлена также группа пород немантийного происхождения. Эти плутонические, зачастую расслоенные и достаточно разнообразные по составу и структурам породы, по всей вероятности, представляют собой ксенолиты глубинных интрузий, существование которых можно предполагать с большой долей вероятности.

Обсуждение механизмов дифференциации расплавов сталкивается с определенными трудностями. В породах островов Зеленого Мыса обнаружены признаки процессов, которые традиционно рассматриваются как взаимоисключающие. С одной стороны, установлены петрографические показатели кристаллизации in situ, с другой – геохимические свидетельства кристаллизационной дифференциации, проявления жидкостного разделения. Это отражает многообразие петрологических процессов, обусловивших формирование всей гаммы пород архипелага.

Специальное изучение газово-жидких включений в минералах позволило сделать оценки физико-химических условий магматизма. Установлено, что эволюция магм происходила в температурном интервале 1360–400 °С. Принципиально важным моментом этой эволюции явилось отделение от алюмосиликатной магмы карбонатитового вещества при 1100–1000 °С. Оно должно было осуществляться в промежуточных камерах на глубинах около 25 км.

Специальное изучение закалочных породообразующих, а также акцессорных минералов в эффузивах, субвулканических породах выявило их внутреннюю неоднородность (полиблочное строение). Наряду с данными о высоких концентрациях летучих компонентов, о флюидальности пород, свидетельствующей о динамической неустойчивости расплавов, эти данные указывают на возможность неравновесной эволюции магмы.

Геохимическое изучение карбонатитов о-ва Сантьягу позволило выявить высокие концентрации редкоземельных элементов, что представляет большой научный и практический интерес. В частности, возможность накопления таких элементов необходимо учитывать при проведении палеотектонических исследований в районах древних пассивных окраин.

* * *

Завершая изложение полученных материалов отметим, что целый ряд частных и более общих проблем геологии островов Зеленого Мыса пока не нашли однозначного решения. Например, на о-ве Сан-Висенти предстоит более детальное изучение комплекса Минделу с целью выяснения его внутреннего строения и соотношения с эффузивами комплекса Жулида. Осталась непонятной причина, которая вызвала тектонизацию низов комплекса Сан-Висенти. И наконец, необходимо установить соотношения агломератов комплекса Шао де Мадейрал и эффузивно-агломератового комплекса.

Нерешенным вопросом геологии о-ва Маю остаются время и условия формирования комплекса Коруджа. Однако его можно решить только после детальных стратиграфических и литологических исследований. Кроме этого, проблематичны соотношения пород толщ Казас Вельяс, Пенозо и Педро Ваш. На о-ве Сан-Николау наименее изучен

комплекс Рибейра Брава. Отсутствие органических остатков не позволило нам сделать определенные выводы о его возрасте. Много работы остается и на о-ве Сантьягу. Во-первых, необходимы специальные исследования долины р. Анграда для определения перспективности разработки редкоземельных элементов. Во-вторых, мы практически не изучали центральные районы острова и, соответственно, соотношения выделенных ранее формаций Фламенгос, Оргаос и других с вновь выделенными комплексами в районах Прая и Таррафал. Об этом можно только догадываться. На о-ве Сал плохо исследована его юго-западная часть.

Даже краткое перечисление этих проблем показывает, что необходимо планомерное изучение абсолютных возрастов всех выделенных вещественных комплексов. Получаемые материалы должны тщательно увязываться с данными об относительном возрасте. Только после этого можно проводить обоснованные корреляции времени становления как отдельных островов, так и их групп.

К частным проблемам можно отнести строение, время образования и историю формирования интрузивных массивов на островах Сан-Висенти, Маю, Сал и Сантьягу. Отдельная проблема геологии архипелага – возраст и генезис агломератовых комплексов. Эти вопросы могли бы быть сняты после проведения дополнительных геолого-съемочных работ на крупномасштабной топографической основе с применением аэрофотоматериалов. Эффективность таких исследований повысилась бы, если бы они сопровождались морскими исследованиями – многолучевым эхолотированием, непрерывным сейсмопрофилированием, магнитометрией и т.д. В результате сопоставления всех данных могла бы быть получена более объективная информация о площадном развитии щелочного магматизма, протрассированы тектонические нарушения, определены зоны подводного оползания, а возможно, и время их становления. Это представляется важным для прогнозирования начала активизации магматических и, соответственно, сейсмических процессов в районе архипелага.

Несмотря на множество работ по геохимии пород островов Зеленого Мыса, как представляется, отсутствует модель геохимической эволюции вещества, строго увязанной со временем формирования тех или иных частей островных построек или отдельных комплексов. В более общем плане такая работа должна привести к сопоставлению основных этапов развития архипелага с этапами развития других островов Восточной Атлантики.

Много неожиданного таит в себе изучение минералогии магматических образований. К сожалению, мы не располагали большими возможностями для взятия многочисленных и крупных проб для изучения акцессорных минералов из разновозрастных комплексов. Можно было бы назвать и другие проблемы.

Авторский коллектив выражает надежду, что книга будет полезной народу Республики Кабо Верде.

16. Зак. 671

ЛИТЕРАТУРА

Ашихмина Н.А., Богатиков О.А., Лубнин Е.Н. и др. Восстановленные элементы внутри минеральных зерен и стекол земных магматических пород // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 5. С. 1221–1224.

Барсуков В.Л., Когарко Л.Н., Поляков А.И. Дифференциация базальтоидных расплавов и формирование серий вулканических пород островов Южной Атлантики // Геохимия. 1979. № 11. С. 1587–1600.

Бондаренко В.Н. Статистические методы изучения вулканогенных комплексов. М.: Недра, 1967. 135 с.

Бутузова Г.Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М.: Наука, 1969. 108 с.

Бутузова Г.Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря: Сообщ. 2. Основные процессы минерало-рудообразования во впадине Атлантис-II // Литология и полез. ископаемые. 1984. № 4. С. 11–32.

Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. 247 с. (Тр. ГИН; Вып. 436).

Гептнер А.Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 94–122.

Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974. Т. 3. С. 5–184.

Григорьев В.Н., Золотарев Б.П. Сравнение геосинклинального и океанического осадконакопления и вулканизма // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 205–218.

Дернов-Пегарев В.Ф., Малинин С.Д. Растворимость кальцита в высокотемпературных водных растворах щелочных карбонатов и вопросы карбонатитообразования // Геохимия. 1976. № 5. С. 643–658.

Дибнер В.Д., Геращенко Н.Н., Шувалова В.З. Геолого-геофизическая характеристика и морфоструктура подводных гор Канарской котловины // Структура земной коры Мирового океана. Калининград; 1984. С. 91–101.

Евсюков Ю.Д. Новые данные о рельефе дна котловины Зеленого Мыса // Океанология. 1986. Т. 26, вып. 5. С. 786–790.

Ельников И.Н. Особенности строения осадочного покрова и фундамента котловины Сьерра-Леоне (Экваториальная Атлантика) // Океанология. 1988. Т. 28, вып. 6. С. 959–966.

Емельянов Е.М. Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. М.: Наука, 1982. 190 с.

Зейболд О., Хинц К. Формирование и разрушение континентального склона Западной Африки // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 1. С. 202–221.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.

Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 456 с.

Книппер А.Л. Движение австрийской фазы в океанической коре Тетиса: Характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3–15.

Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии Земли и щелочной магматизм // Геохимия и космохимия. М.: Наука, 1984. С. 157–165. (XXVII сес. Междунар. геол. конгр. Доклады; Т. 11).

Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии и состав первичных магм океанических островов // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 74–80.

Когарко Л.Н., Арутюнян Л.А. Отношения Ni/Co базальтовых магм – индикатор окислительно-восстановительных равновесий мантии // Геохимия. 1982. № 12. С. 1744–1753.

Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф. Данные по изотопии щелочных пород островов Зеленого Мыса // Тез. докл. XIV семинара "Геохимия и физ.-хим. петрология магматизма". М.: АН СССР, 1988. С. 20.

Когарко Л.Н., Кригман Л.Д., Крот Т.В. Растворимость и геохимия фосфора в магмах // Геохимия. 1987. № 7. С. 915–928.

Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Дифференциация мантии Земли (по геохимическим данным) // Там же. 1988. № 2. С. 223–225.

Когарко Л.Н., Турков В.А., Рябчиков И.Д. и др. Состав первичной мантии Земли (по дан-

ным исследования нодулей МНР) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 1. С. 199–203.
Кузнецов А.Г., Мурдмаа И.О. История формирования красноцветных пелагических глин в Атлантическом океане // Океанология. 1987. Т. 27, вып. 3. С. 437–444.
Мазарович А.О. Тектоническое положение островов Зеленого Мыса в структуре Восточной Атлантики // Геотектоника. 1988. № 5. С. 25–33.
Мазарович А.О., Рихтер А.В. Структура острова Маю (острова Зеленого Мыса) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 2. С. 425–429.
Природные стекла – индикаторы геологических процессов. М.: Наука, 1987. 157 с.
Пущаровский Ю.М. Тектонические движения в океанах // Геотектоника. 1978. № 1. С. 3–18.
Романчев Б.П. Условия формирования пород некоторых карбонатитовых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений // Геохимия. 1972. № 2. С. 172–179.
Романчев Б.П., Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Экспериментальное изучение включений ликвационного типа // Там же. 1972. № 10. С. 1307–1311.
Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Климатическая зональность материков и общие тенденции изменения климата в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 5. С. 118–136.
Руденко М.В. Холмистый рельеф северной части тропической зоны Атлантического океана // Океанология. 1986. Т. 26, вып. 5. С. 791–798.
Рябчиков И.Д. Двупироксеновая термометрия мантийных лерцолитов на основе учета избыточных свободных энергий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 18–26.
Рябчиков И.Д., Беттчер А.И. Состав водных флюидов, равновесных с флогопитсодержащими мантийными парагенезисами при высоких температурах и давлениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 56–63.
Рябчиков И.Д., Грин Д.Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококалиевых магм // Петрология земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 49–57.
Рябчиков И.Д., Маккензи В.С. Растворимость жадеита в воде при 20 и 30 кбар // Там же. 1985. № 8. С. 124–128.
Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Коваленко В.И. и др. Экспериментальное изучение взаимодействия флюида со слюдистым шпинелевым лерцолитом при высоких температурах и давлениях // Там же. 1983. № 2. С. 38–47.
Рябчиков И.Д., Уханов А.В., Ишин Т. Окислительно-восстановительные равновесия в ультрабазитах верхней мантии якутской кимберлитовой провинции // Геохимия. 1985. №8. С. 1110.
Рябчиков И.Д., Шрайер В., Абрахам К. Состав флюидов в разрезах фосфорит–кремнезем–вода и жадеит–диопсид–вода при параметрах верхней мантии // Там же. 1982. № 5. С. 13–21.
Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 190 с.
Смолин П.П. Стехиометрическая система и петрохимия магматитов // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 3–67.
Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 193 с. (Тр. ГИН; Вып. 439).
Тектоническая карта Мира. Масштаб 1:45 000 000. М.: Мингео СССР, 1984.
Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462 с.
Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 208 с.
Тимофеев П.П., Еремеев В.В. Результаты литолого-фациальных исследований отложений из глубоководных скважин // Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1982. С. 8–33.
Турков В.А., Когарко Л.Н., Поляков А.И. Состав верхней мантии хребта Удокан (северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 2. С. 476–480.
Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
Удинцев Г.Б., Ельников И.Н., Лунарский Г.Н. Новые данные о глубинном строении земной коры северо-западнее островов Зеленого Мыса // Океанология. 1977. Т. 17, вып. 2. С. 258–262.
Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М.: Недра, 1971. 546 с.
Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 9–13.
Хворова И.В. Парагенезы кремнистых пород в герцинских геосинклиналях // Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С. 38–59.
Хворова И.В. Вулканизм и осадконакопление // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 9–55.
Хворова И.В. Седиментация вулканогенного обломочного материала // Геосинклинальная и океаническая седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. С. 34–55.
Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 130–143.
Хворова И.В., Золотарев Б.П., Гусарова А.И. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала // Там же. 1972. № 6. С. 26–41.
Херасков Н.П. Геология и генезис Восточно-

Башкирских марганцевых месторождений// Вопросы литологии и стратиграфии: Сб. памяти акад. А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 329–348.

Шахотько Л.И. Способ графического изображения на плоскости состава горных пород по четырем компонентам // Новые методы изучения условий формирования и закономерностей распределения горных пород, минералов и руд. Элиста: Калм. кн. изд-во, 1978. С. 186–192.

Шахотько Л.И. Петрохимические особенности субщелочных базитов Норильского района // Сов. геология. 1987. № 1. С. 114–120.

Шмулович К.И., Шмонов В.М. Коэффициенты летучести CO_2 от 1,0132 до 1000 бар и от 450 до 1300 К. // Геохимия. 1975. № 4. С. 551–555.

Штауб Р. Механизм движений земной коры. Л.; М.: ГОНТИ, 1938. 371 с.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 820 с.

Шутов В.Л. Классификация терригенных пород и граувакк // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 9–29.

Явления ликвации в стеклах. Л.: Наука, 1974. 220 с.

Adams B., Bishop D. Experimental investigation of Ca–Mg exchange between Ol, Opx and Cpx: potential for geobarometry // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 57, N 1. P. 241–250.

Allegre C.J., Pineau F., Berslat M., Javoy M. Evidence for the occurence of carbonatites on the Cape Verde and Canary Islands // Nature. Phys. Sci. 1982. Vol. 233, N 1. P. 103–104.

Alves C.A.M., Macedo J.R., Silva L.C. et al. Estudo geológico, petrológico e vulcanológico de ilha de Santiago (Cabo Verde) // Garcia Orta. Sér. geol. 1979. Vol. 3, N 1/2. P. 47–74.

Amaral I. do. Santiago de Cabo Verde: A Terra e os Homes. Lisboa, 1964. 444 p. (Mem. Junta Invest, Ultram. Ser. 2; N 48).

Bailey D.K. Volatile flux, heat focussing and the generalion of magma // Geology. 1970. Vol. 2, spec. iss. P. 177–186.

Bailey D.K. Volcanism, earth degassig and replenished lithosphere mantle // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1980. Vol. 297. P. 309–322.

Bailey D.K. Mantle-metasomatism-continuing chemical change within the Earth // Nature. 1982. Vol. 296, N 3. P. 525–530.

Batiza R. Abundances, distribution and sizes of volcanoes in the Pacific Ocean and implications for the origin of non-hotspot volcanoes // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 60, N 1. P. 195–206.

Bebiano J.B., Soares J.M.P. Note on some sapposed senonian fossils from S. Nicolau Island (Cape Verde Islands) // Rep. XVIII Intern. Geol. Congr., London, 1948. L., 1952. Pt 14. P. 186–189.

Bedson P. The origin of the carbonatites and their relation to other rocks by liquid immiscibility: Ph. D. Thes. Manchester, 1983. P. 77.

Bellion Y., Guiraud R. Tectonique intraplaque: mise en evidence sur le littoral senegalais de deformations liees a la phase tectorogenique Pyreneo-Atlasique // VIII Rénn. annu. Sci. terre, Marseille, 1980. P., 1980. P. 33.

Bellion Y., Guiraud R. Sur la tectonique de l'île de Maio (archipel cu Cap Vert. Atlantique central) // C.r. Acad. sci. Ser. II. 1982. Vol. 294, N 16. P. 1071–1020.

Bergmann E.A. Intraplate earthquakes and state of stress in oceanic lithosphare // Tectonophysics. 1986. Vol. 132, N 1/3. P. 1–35.

Bernard-Griffiths J., Cantagrel J.M., Alves C.A. et al. Données rediométriques pottassium–argon sur quelques formations magmatiques des Iles de l'archipel du Cap–Vert // C.r. Acad. sci. Paris. Ser. D. 1975. Vol. 280, N 21. P. 2429–2432.

Bernoulli D. North Atlantic and Mediterranean mezosoic facies: a comparison // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): U.S. Gov. print. off., 1972. Vol. 11. P. 801–871.

Borley G.D., Suddaby P., Scott P. Some xonolits from the alcalic Rocks of Teneriffe, Canary Islands // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 31, N 2. P. 102–114.

Boström K., Peterson M.N., Joenun O., Fisher D. The origin of aluminiin poor ferromarganoan sediments in areas of high heat flow in the East Pacific Rise // Mar. Geol. 1969. N 7. P. 427–447.

Brey G. Origin of olivine melilitites – chemical and experimental co straints // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. Vol. 3, N 1. P. 61–88.

Brey G., Green D.H. Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite + MgO + CO_2 at ligh presseeres and petrogenesis of an olivine melilitite magma // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 61, N 1. P. 141–162.

Bultitude R.J., Green D.H. Experimental study at high pressures on the origin of the olivine nephelenite and olivine melilite nephelinite magmas // Earth and Planet Sci. Lett. 1968. Vol. 3, N 4. P. 325–337.

Bultuck M. Provenance and distribution of Tethyan pelagic and hemipelagic seliceous sediments, Pindos Mountains, Greece // Sediment. Geol. 1982. Vol. 31, N 1. P. 63–88.

Burri C. Petrochemie der Kapverden und Vergleich des Kapverdischen Vulkanismus mit demjenigen des Rheinlands // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1960. Bd. 40, H. 1. S. 115–161.

Cahar L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R. The geochronology and evolution of Africa. Oxford: Clarendon press, 1984. 512 p.

Chamley H., Debrabant P., Flicoteux R. Comparative evolution of the Senegal and eastern central Atlantic basins, from mineralogical and geochemical investigations // Sedimentology. 1988. Vol. 35, N 1. P. 85–103.

Chamet C., Micholet J. Le stade rift dans le bassin sedimentaire du Senegal // J. Afr. Earth Sci. 1988. Vol. 7, N 2. P. 397–400.

Chanut C., Micholet J. Le stade rift dans le bassin

sédimentaire du Sénégal // J. Afr. Eath Sci. 1988. Vol. 7, N 2. P. 397–400.

Chumakov N.M. Glacial events of the past and geological significance // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. P. 319–346.

Clague D.A., Frey F.A. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: Implications for the Oceanic Mantle below Hawaii // J. Petrol. 1982. Vol. 23, pt 3. P. 447–504.

Corlis J.B., Dumond J., Gordon L.J. et al. Submarine thermal Springs of the Galapagos rift// Science. 1979. Vol. 203, N 4385. P. 1073–1085.

Courtney R., White R.S. Anomalous Heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. Vol. 87, N 3. P. 815–867.

Dash B.P., Ball M.M., King G.A. et al. Geophysical investigation of the Cape Verde archipelago // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 29. P. 5249–5259.

De Assuncaõ C.F.T., Machado F., Serralheiro A. New investigations on the geology and volcanism of the Cape Verde Islands // Proc. XXIII Intern. Geol. Congr. 1968. N 2. P. 9–16.

De Paepe P., Klerkx J. Peridotite nodules in nephelinites from Sal (Cape Verde Islands) // Ann. Soc. geol. Belg. 1971. Vol. 41. P. 311–316.

De Paepe P., Klerkx Y. Donneés petrographiques et chimiques sur les laves cenozoiques des iles de Sal et Maio (Archipel du Cap Vert) // Mus. R. Afr. centr, Repp. Annu. Belg. 1976. Vol. 1975, N 3. P. 77–90.

De Paepe P., Klerkx J.H., Hetrogen Y., Plinke P. Oceanic tholeiites on the Cape Verde Islands: petrochemical and geochemical evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 22, N 4. P. 347–354.

De Paolo D.T., Wasserbourg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Na/^{144}Na$ // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3, N 3. P. 743–746.

Dia A., Babkine J., Rollet M. Quelques precisions sur la composition mineraligique des lavas tertiarias de la province volcanique de la Presquîle de Cap–Vert (Senegal) // J. Afr. Earth Sci. 1987. Vol. 6, N 3. P. 257–268.

Dillon W.P., Sougy J.M.A. Geology of West Africa and Canary and Cape Verde islands // The ocean basins and margins. N.Y.: Plenum press, 1974. Vol. 2: The North Atlantic. P. 315–390.

Eggler D.H. The effect of CO_2 upon partial melting of peridotite in the system Na_2O–CaO–Al_2O_3–MgO–SiO_2–CO_2 to 35 Kb, with an analysis of melting in a peridotite H_2O–CO_2 system // Amer. J. Sci. 1977. Vol. 278, N 1. P. 305–343.

Ehrenberg S.N. Petrogenesis of garnet lherzolite and magacrystalline nodules from the Thumb, Navajo volkanic field // J. Petrol. 1982. Vol. 23, N 3. P. 507–547.

Erment H. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gesteine der Kapverdischen Inseln Sao Visente and Sal. mit einem Überblick über die Kapverdischen Inseln als Gesteinsprovinz // Chem. Erde. 1936. Bd. 10. S. 155–187.

Flicoteaux R., Latil-Brun M.V., Michand L. Histoire de la subsidence post-rift du bassin côtier mauritano-sénégalo-guineén. Relation avec l'aminacissement crustal pendant la période, jurassique à Crétacé inférieur. Comparaison avec l'évolution des marges péri-atlantiques an niveau de l'Atlantigue Central et Equatorrial (côte est des USA, Sud-Sahara, Côte d'Ivoire et Plateau du Demerara) // J. Afr. Earth Sci. 1988. Vol. 7, N 2. P. 345–359.

Freestone I., Hamilton D.L. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites: An experimental study // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 9. P. 105–117.

Frey F.A. Rare earth element abundaces in upper mantle rocks // Rare earth element geochemistry/ Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 153–203.

Frey F.A., Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38, N 4. P. 1023–1059.

Frey F.A., Green D.H., Roy S.D. Intergrated models of basalt petrogenesis. A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // J. Petrol. 1978. Vol. 19, N 3. P. 462–513.

Frey F.A., Prinz M. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 38, N 1. P. 129–176.

Friedländer J. Beitrage zur Kenntnis der Kapverdischen Inseln. B.: Reiner, 1913. 109 S.

Furnes H., Stillman C.J. The geochemistry and petrology of an alkaline lamprophyre sheet intrusion complex of Maio, Cape Verde Republic // J. Geol. Soc. London. 1987. Vol. 144, N 1. P. 227–241.

Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeitic and alkaline magma types // Geochim. et cosmochim. acta. 1968. Vol. 32, N 6. P. 1057–1086.

General bathymetric chart of the oceans (GEBCO) 1: 10 000 000 Ottawa: Min. Supply and Serv. Canada, 1982.

Geology of the North-west African continental margin. B. etc.: Springer, 1982. 703 p.

Gittins J. Some observations on the present status of carbonatite studies // Proc. I Intern. Symp. Carbonatites, Brazil. Pocos de Caldas. 1978. P. 107–115.

Green D.H. Experimental melting studies on model upper mantle compositions at high pressure under both water-saturated and water-undersaturated conditions // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19, N 1. P. 37–53.

Grünau H.R., Lehner P., Cleintuar M.R. et al. New radiometric ages and seismic data from Fuertiventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Saô Tomé (Gulf of Guinea)// Progress in geodynamics. Amsterdam: Roy. Neth. Acad. Arts and Sci. 1975. P. 89–118.

Gunn B.M., Watkins N.D. Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Noroñha// Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. Vol. 87, N 8. P. 1089–1100.

Hawkesworth C.J., Erla K.A., Marsh J.S. et al. Evolution of the Continental lithosphere: evidence from volcanics and xenoliths in Southern Africa // continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich; Cheshire: Shiva, 1983. 272 p.

Hawkesworth C.J., Vollmer R. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ evidence from the Italian Volcanics // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 1. P. 151–165.

Hayes D.E., Pimm A.C. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1972. Vol. 14. 975 p.

Hofmann A.W. Nb in Hawaiian magmas: Constraints on source composition and evolution // Chem. Geol. 1986. Vol. 57, N 1/2. P. 17–31.

Hofmann A.W., White W.M. Mantle plum from ancient oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 57, N 2. P. 421–436.

Holloway J.R. The system pargozite–H_2O–CO_2: a model for melting of a hyfrous mineral with a mixed–volatile fluid. Experimental results to 8 kbar // Gochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37, N 3. P. 651–666.

Hutchison R. The formation of the Earth // Nature. 1974. Vol. 250, N 3. P. 556–558.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundaces of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. 1979. Vol. 10. P. 2031–2050.

Jansa L., Gardner J.V., Dean W.E. Mesozoic sequences of the Central North Atlantic // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 41. P. 991–1010.

Jansa L.F., Wiedmann J. Mesozoic-cenozoic development of the Eastern North American and North-West African Continental margins: a comparison // Geology of the Northwest African continental margin. B. etc.: Springer, 1982. P. 215–269.

Jenkins D.M., Newton R.C. Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite inversion at 900 °C and 1.000 °C in the system CaO–MgO–Al_2O_3–SiO_2 and at 900 °C with natural garnet and olivine // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 68, N 2. P. 407–419.

John J., von. Chemische Untersuchungen an Gesteinen von Angra Peguena der Kapverdischen Insel S. Vicente, von Cape Verde und von der Insel S. Miguerl (Azoren) // Jb. K.K. geol. Richsanst. Vienna, 1886. H. 46. S. 279–292.

Jones A.P., Wyllie P.J. Solubility of rare earth elements in carbonatite magmas indicated by the liquidus surface in $CaCO_3$–$Ca(OH)_2$–$La(OH)_3$ at 1 kbar pressure // Appl. Geochem. 1986. Vol. 1, N 1. P. 95–102.

Jung W.Y., Rabinowitz P.D. Residual geoid anomalies of the North Atlantic Ocean and their tectonic implications // J. Geophys. Res. B. 1986. Vol. 91, N 10. P. 10386–10396.

Keller J. Carbonatite volcanism in the Kaizerstuhl alcaline complex: evidence for highly fluid carbonatitic melts of the earth's surface // Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. N 30. P. 127–151.

Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali–poor carbonatites // Miner. Mag. 1988. Vol. 52, N 1. P. 43–55.

Klerkx J., de Paepe P. The main characteristics of the magmatism of the Cape Verde Islands// Ann. Soc. geol. Belg. 1976. T. 99, fas 2. P. 347–357.

Klerkx J., Deutsch S., de Paepe P. Rubidium, strontium content and strontium isotopic composition of strongly alkalic basaltic rocks from the Cape Verde Islands // Contrib. Miner. and Petrol. 1974. Vol. 45, N 2. P. 107–118.

Koster van Groos A.F. The distribution of strontium between coexisting silicate and carbonate liquids at elevated pressures and temperatures // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. Vol. 39. P. 27–34.

Koster van Groos A.F., Wyllie P.J. Experimental data bearing on the role of liquid immescibility in the genesis of carbonatites // Nature. 1963. Vol. 199, N 4895. P. 801.

Lancelot I., Hathaway J.C., Hollister Ch.D. Lithology of sediments from the Western North Atlantic // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1972. Vol. 11. P. 901–949.

Lancelot I., Seibold E., Gardner J.V. Geophysical observations collected underway on Glomar Challendger. // Ibid. 1977. Vol. 41. P. 1135–1180.

Lancelot I., Seibold E. et al. Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1977. Vol. 41. 1270 p.

Lancelot I., Winterer E.-L. Evolution of the Moroccan oceanic basin and adjacent continental margin – a synthesis // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): U.S. Gov. print. off., 1980. Vol. 50. P. 801–821.

Le Bas M.J. Carbonatite–nephelenite volcanism. N.Y.: Wiley, 1977. 347 p.

Le Bas M.J. Oceanic carbonatites // Kimberlites. I. Kimberlites and related rocks / Ed. J. Kornprobst. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 169–178.

Le Bas M.J. Nephelinites and carbonatites // Geol. Soc. Spect. Publ. 1987. N 30. P. 53–83.

Le Bas M.J., Aspden J.A. The comparability of carbonatitic fluid inclusions in ijolites with natrocarbonatite lava // Bull. Volcanol. 1981. Vol. 44, N 3. P. 429–439.

Le Bas M.J., Le Meitre R., Strecheison A., Zanettin B.A. Chemical classification of volcanic rocks ba ed o the tital alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27, N 3. P. 745–750.

Lecorche J.-P. Structure of the Mauritanides // Regional Trends in the Geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen. Dordrecht etc.: Reidel, 1983. P. 347–353. (NATO ASI Ser.; Vol. 116).

Leeman W.P., Vitaliano C.J., Prinz M. Evolved lavas from the Suake River Plain: Craters of the Moon National Monument, Idaho // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. Vol. 56, N 1. P. 35–60.

Leeman W.P., Budann J., Gerlach D. et al. Origin of Hawaiian tholeiites: trace element constraints // Amer. J. Sci. A. 1980. N 280. P. 794–819.

Lefort J.P. Imrint of the Reguibat uplift (Mauritania) – on to the central and southern Appalachians of the USA // J. Afr. Earth Sci. 1988. Vol. 7, N 2. P. 433–442.

Linden Van der W.J.M. The crustal structure evolution of the continental margin off Senegal and the Gambia, from total–intensity magnetic anomalies // Geol. en mijnbouw. 1981. Vol. 60, N 2. P. 257–266.

Lionel M., Flucoteaux R. Les mineraux argileux de Cretace du Bassin Senegalais (entre Senegal et Gambie)–facteurs paleogeographiques de genese et diagenese // Sedument. Geol. 1987. Vol. 51, N 3/4. P. 279–295.

Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // Geology. 1986. Vol. 14, N 3. P. 216–250.

Lowrie A., Egloff Jr., Jahn W.H. Kanes seamount in the Cape Verde Basin, Eastern Atlantic // Mar. Geol. 1978. Vol. 26, N 1/2. P. M29–M35.

Lung-Chuan Kuo, Essene E.J. Petrology of spinel harzburgite xenoliths from the Kishp Platea, Saudi Arabia // Contrib. Miner. and Petrol. 1986. Vol. 93, N 2. P. 335–346.

Luterbacher H. Foraminifera from the lower cretaceous and upper jurassic of the North-Western Atlantic // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off. 1972. Vol. 11. P. 561–598.

Maaloe S., Aoki R. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites // Conbrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 63, N 1. P. 161–173.

MacDonald R., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas // J. Petrol. 1964. Vol. 5, N 1. P. 18–36.

Machado F., Azeredo L.J., Monjardino J.L. O complexo sienito-carbonatitico da ilha Brava, Cabo Verde // Garcia Orta. Sér. geol. 1967. Vol. 15, N 1. P. 93–98.

Mason B. Data of geochemistry // Meteorites / Ed. M. Fleischer. 6th ed. 1979. P. 440 – B-1. (Proc. and Pap US Geol. Surv.).

McKenzie D.P., O'Nions R.K. Mantle reservoirs and ocean island basalts // Nature. 1983. Vol. 301, N 1. P. 229–231.

McBride J.H., Nelson K.D. Integration of COCORP deep reflection and magnetic anomaly analysis in the southeastern United States: Implications for origin of the Brunswick and East Coast magnetic anomalies // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100, N 3. P. 1121–1137.

Mensiz M. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. Shiva publishing limited // Continental basalts and mantle xenoliths. 1986. P. 92–111.

Mitchell J.G., Le Bas M.J., Zielonka J., Furnes H. On dating the magmatism of Maio, Cape-Verde Islands // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64, N 1. P. 61–76.

Mitchell-Thomé R.C. Geology of the middle Atlantic Islands. B.: Gebrüder Borntraeger, 1976. 382 p.

Murdmaa I.O. Mesozoic variegated and red sediments of the Western North Atlantic // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 44. P. 503–514.

Oertli H.J. Jurassic ostracods of DSDP Leg 11 (Sites 100 and 105) : Preliminary account // Ibid. 1972. Vol. 11. P. 659–666.

O'Neill H. The transition between spinel lherzolite and its use as a geobarometer // Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol. 77, N 1. P. 185–94.

Part G.M. Occurence of Nephelino-Monzonite and allied tipes in the Cape Verde Archipelago// Geol. Mag. 1950. Vol. 87, N 6. P. 421–426.

Pastor F.J. Relatorio (Exped. Cient. Ilha Fogo, Dez. 1951/Jan. 1952). Publ. Serv. Met. Nac., RT 134-REL 49, 1954.

Paulus F.J. The geology of Site 98 and Bagama platform // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. ptint. off., 1972. Vol. 11. P. 877–900.

Pelletier H., Pomel R.-S. L'origine des Iles Canaries. I – Etude des minéraux lourds des formations explosives des Iles Canaries: évidence de xénolites métamorphiques à La Palma, Ténérife et Fuerteventura. Interprétations et arguments morphologiques // Rev. sci. natur. Auvergne. Nouvelle serie. 1984. Vol. 50, N 1/4. P. 129–139.

Pflaumen U., Krasheninnikov V.A. Early cretaceous planktonic foramenifers from Eastern North Atlantic. // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 41. P. 539–564.

Pittman W.C., Talvani M. Sea-floor spreading in North Atlantic // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 3. P. 619–646.

Ponsard J.F., Roussel J., Volleneuve M., Lesquer A. The Pan-African orogenic belt of Southern Mauritanides and Northern Rokelides (Southern Senegal and Guinea, West Africa): gravity evidence for a collisional suture // J. Afr. Earth Sci. 1988. Vol. 7, N 2. P. 463–472.

Rankin A.H., Le Bas M.J. Nahcolite inclusions in apatite from some East African ijolites and carbonatites // Miner. Mag. 1974. Vol. 39, N 4. P. 564–570.

Ringwood A. Composition and petrology of the earth mantle. N.Y.: Pergamon press, 1975. 618 p.

Ringwood A. Origin of the Earth and Moon. N.Y.: Springer, 1979. 295 p.

Ringwood A.E. Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution // J. Geol. 1982. Vol. 90, N 4. P. 611–643.

Ritz M. Inhomogeneous structure of the Senegal lithosphere from deep magnetotelluric soundings // J. Geophys. Res. 1984. Vol. B89, N 13. P. 1317–1331.

Ritz M., Bellion Y. Structure of the Southern Senegalo-Mauritanian basin, West Africa, from geoelectrical studies // Tectonophysics. 1988. Vol. 148, N 3/4. P. 235–240.

Ritz M., Vassal J. Geoelectrical structure of the northern part of the Senegal basin from point interpretation of magnetotelluric and geomagnetic data // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N B10. P. 10443–10456.

Robertson A.H.F. Mesozoic deep-water and tertiary volcaniclastic deposition of Maio Cape Verde Islands: Implications for Atlantic paleoenvironments and ocean island volcanism // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol. 95, N 4. P. 433–455.

Robertson A.H.F., Bernoulli D. Stratigraphy, facies and significance of Late Mesozoic and Early Tertiary sedimentary rocks Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands) // Geology of the Northwest African continental margin. B.etc.: Springer, 1982, P.498–525.

Rock M.M.S. The nature and origin of lamprophyres: definitions, distinctions and derivations // Earth Sci. Rev. 1977. Vol. 13, N 1. P. 123–169.

Rock M.M.S. Nature and origin of calc–alkaline lamprophyres: nettes vogerites kersautites and spesartites // Earth sciences 1984. Vol. 5, N 1. P. 193–227.

Roussel J., Lecorche J.-P. Regional gravity trends associated with the mauritanides orogen (West Africa) // Regional Trends in the Geology of the Appalachian-Cadelonian-Hereynian-Mauritanide Orogen. Dordrecht etc.: Reidel, 1983. P. 63–71. (NATO ASI Ser.; Vol. 116).

Roussel J., Liger J.L. A review of deep structure and ocean-continent transition in the Senegal Basin (West Africa) // Tectonophysics. 1983. Vol. 91, N 3/4. P. 183–211.

Sack R.O., Walker D., Carmichael S.E. Experimental petrology of alkalic lavas: constraints-ion contectics of multiple saturation in natural basic liquids // Contrib. Miner. and Petrol. 1987. Vol. 96, N 1. P. 28.

Schilling J. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes ridge // Nature. 1973. Vol. 242. P. 565–571.

Sclater J.G., Heleinger S., Tapascott C. The paleobathymetry of the Atlantic ocean from the jurassic to the present // J. Geol. 1977. Vol. 85, N 5. P. 509–552.

Seibold E. The North-West African continental margin – an introduction // Geology of the Northwest African continental margin. B. etc.: Springer, 1982. P. 3–20.

Serralheiro A. Contribuiçao para o conhecimento geologico da ilha de S. Vicente (Cabo Verde)// Carcia Orta. Sér. geol. 1966. Vol. 14, N 1. P. 139–152.

Serralheiro A. Formaçoes sedimentares do Arquipelago de Cabo Verde. Lisboa: Junta Invest. Ultramar., 1968. 22 p.

Serralheiro A. A geologica da Ilha de Maio (Cabo Verde). Lisboa: Junta Invest. Ultramar., 1970. 103 p.

Serralheiro A., Alves C.A.M., Macedo J.R. et al. Note préliminaire sur la géologie de l'ile de Boa Vista (Cap–Vert) // Garcia Orta. Sér. géol. 1974. Vol. 1, N 3. P. 53–60.

Sheridan R.E., Enos P., Gradstein F., Benson W.E. Mesozoic and cenozoic sedimentary environments of the Western North Atlanitc // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 44. P. 971–979.

Silva L.C., Serralheiro A., Macedo J.R. et al.. L'île de Santiago, Cap Vert, dans le cadre petrologique de l'archipel et d'autres îles de l'Atlantique // Bol. Mus. e lab. miner. e geol. 1979 (1980). Vol. 16, N 1. P. 81–100.

Stahlecker R. Neocom auf der Kapverden–Insel Maio // Neues Jb. Miner. Beil. 1935. Bd. 73. Abt. B. S. 265–301.

Stillman C.J., Furnes H., Le Bas M.J. et al. The geological history of Maio, Cape Verde Islands // J. Geol. Soc. 1982. Vol. 139, N 3. P. 347–361.

Storetvedt K.M. Palaeomagnetism and the early tectonomagmatic evolution of the Canary and Cape Verde Islands // Progr. and Abstrs. IV IAGA Sci. Assem., Edinburgh, Aug. 3–15, 1981. P., S.a. P. 185.

Storetvedt K.M. Evidence for ocean–continent crust boundary beneath the abyssal plain of the East Central Atlantic // Phys. Earth and Planet. Inter. 1987. Vol. 48, N 1/2. P. 115–129.

Stosch H.G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I. Spinel peridotite xenoliths from Tariat Depression, Mongolia. II. Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50, N 11. P. 2601–2614.

Sun S.S., Hanson G.N. Origin of Ross Island basanitoids and limitation upon the heterogeneity of mantle sources of alkali basalts and nephelinites // Contrib. Miner. and Petrol. 1975. Vol. 52, N 1. P. 77–106.

Teixeira A.J., Barbosa L.A. A agricultura do arquipélago de Cabo Verde. Cartas agricolas. Problemas agrários. Lisboa: Min. Ultramar., 1958. 178 p. (Mem. Junta invest. ultramar. Seg. sér.).

Thiede J. Paleogeography and paleobathymetry of the mesozoic and cenozoic of the North Atlantic ocean // Geojournal. 1979. Vol. 3, N 3. P. 263–272.

Thompson R.N. Is upper mantle phosphorous contained in sodic garnet? // Ibid. 1975. N 2. P. 417–24.

Thompson R.N. Magmatism of the British Tertiary volcanic Province // Scot. J. Geol. 1982. Vol. 18, N 1. P. 49–107.

Thompson R.N., Morrison M.A., Dickin A.P., Hendry P.L. Continental flood basalts. Arachnids Rule ok? // Continental basalts and mantle

xenoliths / Ed. C.T. Hawkesworth, M.T. Norry. Leicester, 1983. (Shiva Geol. Ser.). P. 158–185.

Torres A.S., Soares J.M.P. Formaçoes sedimentares do Arquipelago de Cabo Verde. I. Actualizaçao de conhecimentos. Lisboa: Min. Colon. Miss. Geogr. Invest. Colon., 1946. 307 p. (Sér. Geol.; Vol. 3).

Tucholke B.E., Vogt P.R. Western North Atlantic: sedimentary evolution and aspects of tectonicahistory//Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 43. P. 791–825.

Turcotte D.L., Harris R.A. Relationship between the oceanic geoid and the structure of the oceanic lithosphere // Mar. Geophys. Res. 1984. Vol. 7, N 1/2. P. 177–190.

Twyman J.D., Gittins J. Alcalic carbonatite magmas: parental or derivative? // Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. N 30. P. 85–94.

Uchupi E., Emery K.O., Bowin C.O., Phillips J.D. Continental margin off Western Africa: Senegal to Portugal // AAPG Bull. 1976. Vol. 60, N 5. P. 809–878.

Vail P.R., Mitchum P.M., Thomson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pt 3. Relative changes of sea leves from coastal onlup // Amer. Assoc. Petrol. and Geol. Mem. 1977. N 26. P. 63–81

Vollmer R. Earth degassing, mantle metasomatism and isotope evolution of the mantle // Geology. 1983. Vol. 11, N 2. P. 452–454.

Wanke H. Constitution of terrestrial planet // Philos. Trans. Roy. Soc. London. A. 1981. Vol. 303, N 1. P. 287–302.

Watson E.B. Melt infiltration and magma evolution // Geology. 1982. Vol. 10, N 1. P. 236–240.

Weaver B.L., Wood D.H., Tarney J., Joron J.L. Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bovet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha // Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. N 30. P. 253–267.

Weigel W., Wissmann G., Goldflam P. Deep seismic structure (Mauritania and Central Marocco) // Geology of the Northwest African continental margin. B. etc.: Springer, 1982. P. 132–159.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Miner. and Petrol. 1977. Vol. 62. P. 129–139.

Wissmann G. Stratigraphy and structural features of the continental margin basin of Senegal and Mauritania // Ibid. 1982. P. 160–181.

Wood B.J. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet // Contrib. Miner. and Petrol. 1974. Vol. 46, N 2. P. 697–701.

Wyllie P.J. Magmas and volitile components // Am. Miner. 1979. Vol. 64, N 4. P. 469–500.

Wyllie P.J., Wuu-Liang H. Carbonation and melting reactions in the system $CaO–MgO–SiO_2–CO_2$ at mantle pressures with geophysical and petrological applications // Contrib. Miner. and Petrol. 1976. Vol. 54. P. 79–107.

Young R., Hill I.A. An estimate of the effective elastic thickness of the Cape Verde Rise // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, N B5. P. 4854–4866.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (*А.О. Мазарович*) 3

Глава первая
Тектоническое положение островов Зеленого Мыса (*А.О. Мазарович*) 8

Глава вторая
Геологическое строение архипелага островов Зеленого Мыса 14
Остров Сан-Висенти (*М.А. Ахметьев, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, Д.И. Фрих-Хар*) 14
Остров Маю (*М.А. Ахметьев, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, Д.И. Фрих-Хар*) 25
Остров Сан-Николау (*А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, Д.И. Фрих-Хар*) 31
Остров Сантьягу (*А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, Д.И. Фрих-Хар*) 39
Остров Сал (*М.А. Ахметьев, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, Д.И. Фрих-Хар*) 58
Острова Санту-Антан, Боавишта, Фогу, Брава (*А.О. Мазарович, Л.Н. Когарко*) 63

Глава третья
Литология и фации осадочных и вулканогенно-осадочных образований (*В.И. Копорулин*) . . 70
Верхнеюрские–меловые отложения 70
Кайнозойские отложения 88

Глава четвертая
Минералого-петрографическая характеристика магматических пород (*Д.И. Фрих-Хар*) 110
Петрографическое описание 110
Особенности минералогии щелочных пород 124
Особенности петрологии 130

Глава пятая
Геохимия магматических пород 157
Геохимия мантийного субстрата (*Л.Н. Когарко*) 157
Геохимия первичных магм (*Л.Н. Когарко*) 171
Физико-химические условия кристаллизации щелочных серий (*Л.Н. Когарко*) 194
Особенности дифференциации щелочных магм (*Л.Н. Когарко*) 207
Геохимия карбонатитов (*Л.Н. Когарко, Д.И. Фрих-Хар*) 213
Рудопроявление редкоземельной минерализации в карбонатитах острова Сантьягу (*Б.П. Золотарев, Д.И. Фрих-Хар, А.О. Мазарович, А.В. Рихтер*) 220

Глава шестая
Основные этапы тектоно-магматического развития архипелага (*А.О. Мазарович, А.В. Рихтер, Д.И. Фрих-Хар, Л.Н. Когарко, В.И. Копорулин*) 223

Заключение (*А.О. Мазарович*) 230

Литература 234

Объяснения к таблицам I–XVI 242

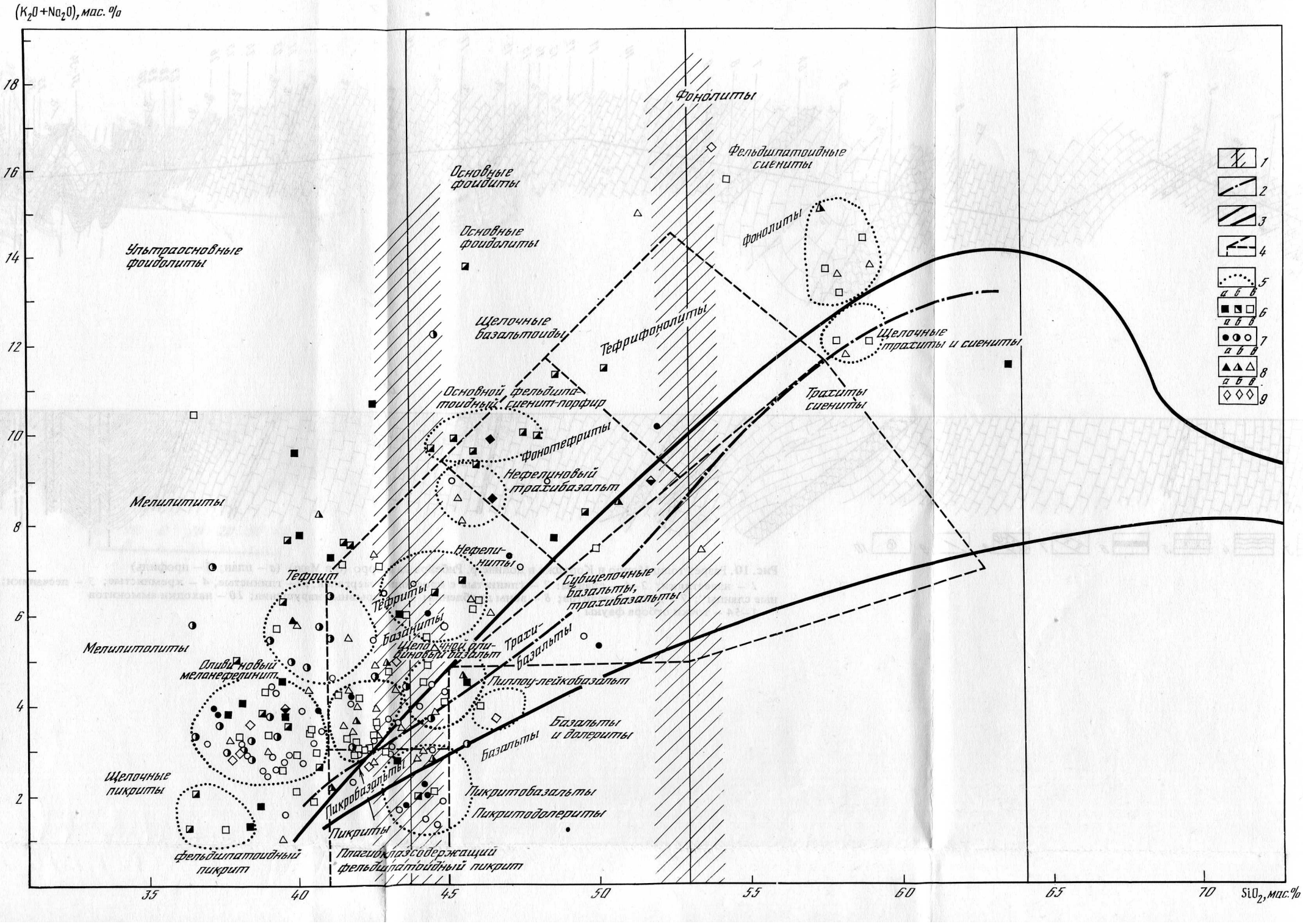

(K_2O+Na_2O), мас. %
18
16
14
12
10
8
6
4
2
35
40
45
50
55
60
65
70
SiO_2, мас. %
Фонолиты
Фельдшпатоидные сиениты
Основные фоидиты
Основные фоидолиты
Ультраосновные фоидолиты
фонолиты
Щелочные базальтоиды
Тефрифонолиты
Щелочные трахиты и сиениты
Основной фельдшпатоидный сиенит-порфир
Трахиты сиениты
Фонотефриты
Нефелиновый трахибазальт
Мелилититы
Нефелиниты
Тефрит
Субщелочные базальты, трахибазальты
Тефриты
Базаниты
Щелочной оливиновый базальт
Трахибазальты
Мелилитолиты
Оливиновый меланефелинит
Пиллоу-лейкобазальт
Базальты и долериты
Базальты
Щелочные пикриты
Пикробазальты
Пикритобазальты
Пикритодолериты
Пикриты
фельдшпатоидный пикрит
Плагиоклазсодержащий фельдшпатоидный пикрит
1
2
3
4
5
а б в
6
а б в
7
а б в
8
а б в
9

Рис. 54. Петрохимические диаграммы силикатных пород в координатах (K_2O + + Na_2O) – SiO_2

1–3 – диаграмма по: [Классификация..., 1981] – названия главных типов пород расположены горизонтально: *1* – границы разделения магматических горных пород на группы с "полями неопределенности", *2* – нижняя граница распространения щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды, *3* – границы области распространения субщелочных пород; *4* – диаграмма М. Ле Ба [Le Bas et al., 1986] – названия главных семейств пород расположены наклонно; *5* – сгущения фигуративных точек, отвечающие главным типам пород; *6–9* – фигуративные точки составов пород (*а* – плутонические, *б* – субвулканические, *в* – вулканические) островов: *6* – Сантьягу, *7* – Сан-Висенти, *8* – Сан-Николау, *9* – Сал