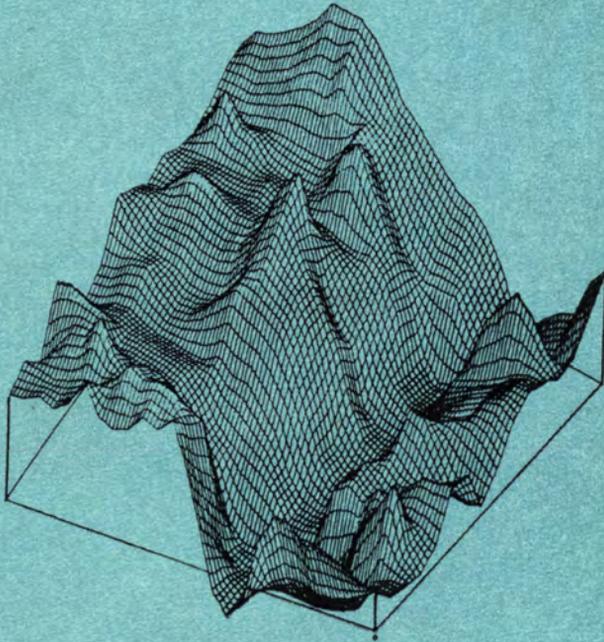


ISSN 0002-3272



СТРОЕНИЕ ЗОНЫ РАЗЛОМА ЗЕЛЕНОГО МЫСА

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**СТРОЕНИЕ
ЗОНЫ РАЗЛОМА
ЗЕЛЕНОВОГО МЫСА:
ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА**

Труды, вып. 439

Основаны в 1932 году



МОСКВА
«НАУКА»

1989

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

**STRUCTURE OF THE CAPE VERDE FRACTURE ZONE:
Central Atlantic**

Transactions, vol. 439

Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика / Ю. М. Пушаровский, А. А. Пейве, Ю. Н. Разницин и др.— М.: Наука, 1989.—199 с.— (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 439).— ISBN 5-02-001966-6

В книге приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в зоне разлома Зеленого Мыса в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (1986 г.). Детально охарактеризованы рельеф дна, мощность и строение осадочного покрова, магнитное поле, структура земной коры, литология и стратиграфия осадков, петрография и геохимия магматических пород. Сделаны выводы о тектонической расчлененности коры и верхней мантии в зоне разлома, о приуроченности к ней структурного раздела крупных мантийных неоднородностей. Монографическое описание крупной разломной структуры океанского дна выполнено впервые в практике морской геологии.

Монография представляет интерес для специалистов в области морской геологии и геофизики, а также для студентов соответствующих специальностей.

Табл. 25. Ил. 94. Библиогр. 187 назв.

Рецензенты: В. Е. Хаин, **М. С. Марков**,

Редактор: А. В. Копп

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев (главный редактор), В. Г. Гербова,
член-корреспондент АН СССР А. Л. Книппер, В. А. Крашенинников

Ответственный редактор

академик Ю. М. Пушаровский

Editorial Board:

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR P. P. Timofeev
(Editor-in-Chief), V. G. Gerbova,

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR A. L. Knipper,
V. A. Krashenninikov

Responsible editor

Academician Yu. M. Pushcharovsky

C 1804070000-213
055(02)-89 357-89, кн. 2

ISBN 5-02-001966-6

© Издательство «Наука», 1989

ВВЕДЕНИЕ

Обширной программой по изучению Мирового океана на текущее 10-летие предусмотрен проект «Литос», цель которого — исследование вещественного состава и строения океанической коры и верхов мантии, в первую очередь выделение и сопоставление петрографических, геохимических и тектонических неоднородностей.

Главные исследования по проекту сосредоточены в Тихом и Атлантическом океанах. В пределах Тихого океана советским морским экспедициям удалось получить немало коллекций глубинных горных пород, характеризующих разрезы целого ряда разломных структур океанского ложа, некоторых крупных поднятий и глубоководных желобов. В Атлантическом океане проводилось изучение геологии гребневой части Срединно-Атлантического хребта, кроме того, обращалось пристальное внимание на исследование поперечных разломов.

Многочисленными работами зарубежных и советских ученых было показано, что такие разломы благоприятны для получения данных о глубинных породах, так как фрагменты глубоких частей коры выходят здесь на поверхность дна. Несмотря на огромный поток геолого-геофизической информации об океанах, систематическому геологическому изучению океанские разломы только начинают подвергаться. Главным образом рассмотрены геодинамические аспекты проблемы, но структурные и историко-геологические вопросы освещены крайне недостаточно. Вследствие этого разломная тектоника океанов остается слабо расшифрованной.

Работы, проведенные в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (научный руководитель академик Ю. М. Пушаровский, начальник экспедиции Ю. Н. Разницин), состоявшемся в мае—сентябре 1986 г., начинают собой углубленные тектонические исследования поперечных разломов океанов. В качестве объекта избран разлом Пятнадцать Двадцать (соответственно широте, в пределах которой разлом простирается — $15^{\circ}20'$). Это название наиболее широко используется в зарубежной литературе. Разлом называют еще Дезирад [129] по одноименному названию острова в Малой Антильской дуге. В отечественной литературе и на советских картах принято название «разлом Зеленого Мыса» — по наименованию архипелага Островов Зеленого Мыса, расположенного на восточном окончании разлома.

Разлом изучен на всем его протяжении с расположением детальных полигонов как на участке между смещенными по разлому сегментами рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, так и на его флангах, и в пределах глубоководных котловин. На межполигонных отрезках экспедицией выполнена большая серия меридиональных геофизических профилей. В результате всех проведенных исследований получены существенно новые данные о морфологии, глубинной структуре и вещественном составе пород зоны разлома.

Применение таких технических средств, как многолучевой эхолот и система многоканального сейсмического профилирования, значительно расширило возможности изучения рельефа дна и глубинной структуры океанической коры. Геохимический экспресс-анализ

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

**STRUCTURE OF THE CAPE VERDE FRACTURE ZONE:
Central Atlantic**

Transactions, vol. 439

Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика / Ю. М. Пушаровский, А. А. Пейве, Ю. Н. Разницын и др.— М.: Наука, 1989.—199 с.— (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 439).— ISBN 5-02-001966-6

В книге приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в зоне разлома Зеленого Мыса в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (1986 г.). Детально охарактеризованы рельеф дна, мощность и строение осадочного покрова, магнитное поле, структура земной коры, литология и стратиграфия осадков, петрография и геохимия магматических пород. Сделаны выводы о тектонической расслоенности коры и верхней мантии в зоне разлома, о приуроченности к ней структурного раздела крупных мантийных неоднородностей. Монографическое описание крупной разломной структуры океанского дна выполнено впервые в практике морской геологии.

Монография представляет интерес для специалистов в области морской геологии и геофизики, а также для студентов соответствующих специальностей.

Табл. 25. Ил. 94. Библиогр. 187 назв.

Рецензенты: В. Е. Хаин, М. С. Марков,

Редактор: А. В. Копп

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР П. П. Тимофеев (главный редактор), В. Г. Гербова,
член-корреспондент АН СССР А. Л. Книппер, В. А. Крашенинников

Ответственный редактор

академик Ю. М. Пушаровский

Editorial Board:

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR P. P. Timofeev
(Editor-in-Chief), V. G. Gerbova,

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR A. L. Knipper,
V. A. Krashennnikov

Responsible editor

Academician Yu. M. Pushcharovsky

C 1804070000-213
055(02)-89 357-89, кн. 2

ISBN 5-02-001966-6

© Издательство «Наука», 1989

ВВЕДЕНИЕ

Обширной программой по изучению Мирового океана на текущее 10-летие предусмотрен проект «Литос», цель которого — исследование вещественного состава и строения океанической коры и верхов мантии, в первую очередь выделение и сопоставление петрографических, геохимических и тектонических неоднородностей.

Главные исследования по проекту сосредоточены в Тихом и Атлантическом океанах. В пределах Тихого океана советским морским экспедициям удалось получить немало коллекций глубинных горных пород, характеризующих разрезы целого ряда разломных структур океанского ложа, некоторых крупных поднятий и глубоководных желобов. В Атлантическом океане проводилось изучение геологии гребневой части Срединно-Атлантического хребта, кроме того, обращалось пристальное внимание на исследование поперечных разломов.

Многочисленными работами зарубежных и советских ученых было показано, что такие разломы благоприятны для получения данных о глубинных породах, так как фрагменты глубоких частей коры выходят здесь на поверхность дна. Несмотря на огромный поток геолого-геофизической информации об океанах, систематическому геологическому изучению океанские разломы только начинают подвергаться. Главным образом рассмотрены геодинамические аспекты проблемы, но структурные и историко-геологические вопросы освещены крайне недостаточно. Вследствие этого разломная тектоника океанов остается слабо расшифрованной.

Работы, проведенные в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (научный руководитель академик Ю. М. Пушаровский, начальник экспедиции Ю. Н. Разницын), состоявшемся в мае—сентябре 1986 г., начинают собой углубленные тектонические исследования поперечных разломов океанов. В качестве объекта избран разлом Пятнадцать Двадцать (соответственно широте, в пределах которой разлом простирается — $15^{\circ}20'$). Это название наиболее широко используется в зарубежной литературе. Разлом называют еще Дезирад [129] по одноименному названию острова в Малой Антильской дуге. В отечественной литературе и на советских картах принято название «разлом Зеленого Мыса» — по наименованию архипелага Островов Зеленого Мыса, расположенного на восточном окончании разлома.

Разлом изучен на всем его протяжении с расположением детальных полигонов как на участке между смещенными по разлому сегментами рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, так и на его флангах, и в пределах глубоководных котловин. На межполигонных отрезках экспедицией выполнена большая серия меридиональных геофизических профилей. В результате всех проведенных исследований получены существенно новые данные о морфологии, глубинной структуре и вещественном составе пород зоны разлома.

Применение таких технических средств, как многолучевой эхолот и система многоканального сейсмического профилирования, значительно расширило возможности изучения рельефа дна и глубинной структуры океанической коры. Геохимический экспресс-анализ

пород твердой коры, проводимый непосредственно в процессе геологических работ на борту судна, позволил более целенаправленно выбирать места для драгирования, проследить те или иные геохимические неоднородности.

Предлагаемая книга представляет собой первый опыт монографического описания одного из наиболее крупных поперечных разломов Центральной Атлантики. Полученный во время экспедиции фактический материал весьма обилен, однако все основные данные авторы монографии стремились в нее включить. Приведенные в книге материалы будут служить опорными при сравнительно-тектоническом изучении подобного типа океанических структур.

Геологический институт АН СССР имеет долговременную программу изучения твердой коры океанов. Уже после 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» нами был проведен 6-й рейс. Во время этой новой экспедиции исследовался разлом Долдрамса, простирающийся в зоне между 7 и 8° с. ш. приэкваториальной Атлантики. Обработка материалов пока не завершена, но уже ясно, что сравнение строения и магматизма обоих разломов представит очень большой интерес. Имеются планы провести работы на ряде других разломов центральной части Атлантического океана, что позволит охватить проблему более широко.

Остается добавить, что в результате нашей инициативы исследования поперечных разломных зон в океанах вошли в научную программу Международного геофизического союза, разработанную на ближайшие годы.

СТРОЕНИЕ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ (обзор представлений)

Одну из самых характерных черт тектоники океанского дна составляют разломы центральных областей океанов. Термин «трансформный разлом», как известно, впервые был введен Д. Уилсоном в 1965 г. [185], а понятие, которое в него вкладывалось, хорошо вписалось в гипотезу тектоники литосферных плит. Трансформные разломы — это преимущественно линейные структуры, разделяющие сегменты океанической коры и смещающие осевую зону срединно-океанического хребта.

Изучение трансформных разломов началось в комплексе с исследованиями и всех остальных океанических морфоструктур в 50-е годы. Это были отдельные галсовыe пере-сечения с постановкой редких станций драгирования. Они сопровождались изучением гравитационного и магнитного полей, сейсмопрофилеированием, составлением карт рельефа дна с помощью узколучевого эхолота. Позднее начали проводиться работы по глубинному сейсмическому зондированию и многоканальному сейсмопрофилеированию [11].

Один из значительных этапов в изучении разломов связан с появлением в 70-е годы многолучевых эхолотов типа SEABEAM, что позволило при полигонных исследованиях получать гораздо более подробные карты рельефа дна с выделением таких морфоструктур, которые ранее известны не были. Примерно с 1980 г. появились принципиально новые геофизические методы исследования с высокой разрешающей способностью, что привело к сокращению разрыва между детальностью материалов, получаемых на суше и в океанах. В первую очередь к ним относятся глубоководные буксируемые аппараты типа SEAMARC, оборудование которых одновременно включает: сонары бокового обзора (ширина полосы захвата ~ 1,5 км), сонар глубинного обзора, систему сейсмопрофилеирования на частоте 4 кГц с разрешающей способностью в первые метры, датчик гидростатического давления, магнитометр, фото-, кино- (иногда видео-) камеры, дающие черно-белые и цветные стереофотографии дна [93].

Навигационное обеспечение включает заякоренные акустические источники и обеспечивает точность привязки в несколько десятков метров.

Материалы, полученные с использованием такого комплекса методов, дают возможность выявить и проследить мелкие структурные формы на дне океана, с определенной уверенностью установить характер тектонических деформаций, их последовательность, выявить системы трещиноватости, мелкоамплитудные деформации осадков и даже в общих чертах определить тип пород, слагающих тот или иной участок разломной зоны.

К весьма эффективным методам безусловно относятся и работы с обитаемыми подводными аппаратами типа ALVIN, позволяющие получить наиболее точное представление о структурном положении и взаимоотношениях разнообразных коренных пород зон трансформных разломов.

По морфологии трансформный разлом состоит из центральной, троговой, части глубиной 4—6 км (наибольшая глубина (7856 м) определена в разломе Вима) и бортов, переходящих, как правило, в поперечные относительно простирания САХ хребты. Превышение хребтов над средним уровнем дна достигает 500—2000 м. Ширина троговой до-

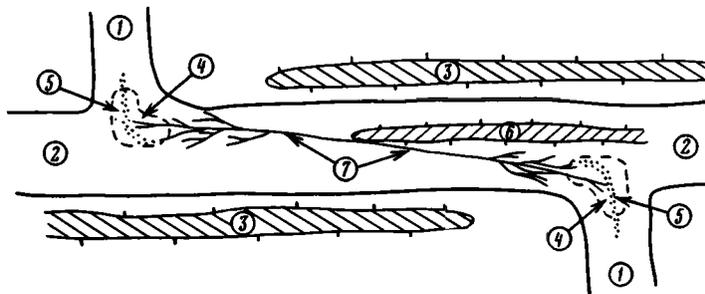


Рис. 1. Схема морфоструктурных элементов трансформного разлома

1 — рифтовая долина срединно-океанического хребта; 2 — долина трансформного разлома; 3 — поперечный хребет; 4 — центральная впадина; 5 — неовулканическая зона; 6 — медианный хребет; 7 — главная зона смещения трансформала

лины до 20 км. Часть разлома, находящаяся между осями смещенных рифтовых долин САХ, получила название активной, а за их пределами — пассивной.

Строение активной части разлома представляется следующим образом (рис. 1). Главная зона смещения трансформала (ГЗСТ) — это узкая (десяtkи, сотни метров) депрессия (разломная зона), которая рассекает коренные породы и осадки, идет поперек долины трансформного разлома и соединяет концы смещенных рифтовых долин. В ее пределах отмечены самые молодые деформации. При приближении к рифтовой зоне ГЗСТ ветвится на ряд мелких разломов, косо уходящих к бортам разломной долины. Кроме того, в долине разлома могут наблюдаться положительные формы — медианные хребты высотой от основания 1—2 км, разделяющие долину на ряд поперечных впадин. В зоне сочленения трансформала с рифтовой долиной выделяется центральная впадина, разделенная неовулканической зоной, уходящей из рифта срединно-океанического хребта в долину трансформного разлома. Это самая молодая структура, в нее упирается ГЗСТ.

В Атлантическом океане с медленной скоростью спрединга мелкие трансформные разломы с активной частью не более 30 км разделяют САХ на сегменты в 80—150 км. Крупные трансформные разломы с активной частью более 50 км встречаются через 500—700 км. Видимо, закономерное положение разломов определяется подкоровыми процессами, обусловленными гравитационной неустойчивостью поднимающегося под спрединговыми центрами плюмажа с низкой вязкостью. Частота встречаемости разломов зависит от скорости спрединга [165].

В активной части разлома осадки отсутствуют или имеют небольшую мощность (за исключением разлома Вима, где мощность осадков около 1,5 км); по направлению к материкам мощность осадков увеличивается, и троговая часть в рельефе дна не выделяется, хотя и может быть обнаружена по рельефу акустического фундамента.

Первые же целенаправленные геологические работы по изучению коренных пород трансформных разломов [27] показали, что в их пределах вскрываются не только базальты, но и более глубинные породы: долериты, габбро, троктолиты, ультрабазиты, а также зеленые сланцы, амфиболиты, осадочные и тектонические брекчии.

Было высказано предположение, что в трансформных разломах можно наблюдать разрез океанической коры в едином сечении (северный борт разлома Вима). В то же время в результате ступенчатого драгирования, а в последнее время и с помощью спускаемых аппаратов типа ALVIN и ANGUS было установлено, что трансформные разломы являются гораздо более сложно построенными структурами. Для всех изучавшихся разломов хорошо показана асимметрия в распределении разных типов пород на противоположных бортах троговой долины и отсутствие последовательности выделенных комплексов по простиранию. Серпентинизированные ультрабазиты встречаются на любой глубине в пределах трога и поперечного хребта и могут неоднократно чередоваться с базальтами и габбро [27]. Офиолиты, образованные в таких структурах, изначально имеют не-

полный разрез и их надо отличать от тектонически расчлененных в период выведения на континенты [124]. О сложной структуре зон трансформных разломов свидетельствует также находка известняков в пределах поперечного хребта разлома Вима недалеко от современной оси спрединга [115]. Этот факт не находит убедительного объяснения в рамках тектоники литосферных плит. Предлагаются сложные искусственные модели типа осциллиационного спрединга [70] или модель Дж. Кэрсона [122], которая исходит из предположения, что трансформные разломы могут перемещаться параллельно себе вперед и назад в некотором интервале расстояний за счет продвижения и отступления рифтовых зон. Этот механизм может объяснить появление блоков древней литосферы среди молодой, отсутствие закономерности в распределении пород по простиранию структур. В то же время невозможно предсказать реальные соотношения блоков, их ширину, состав, возраст, так как число возможных сочетаний исключительно велико.

В ряде трансформных разломов (Романш, Чейн, Океанограф) подняты щелочные базальты и габбро, отмечаются также петрохимические различия базальтов северных и южных стенок разломов, что привело некоторых авторов к признанию не только влияния трансформного разлома на магматизм в пределах рифтовой долины САХ, но и наличия в разломах более позднего магматизма со щелочным уклоном и даже новообразования коры вкрест простирания разломов [71, 84, 88, 106, 169].

Влияние трансформного разлома на характер магматизма в рифтовой долине САХ представляется следующим образом. Холодный борт трансформы, достигая зоны генерации магмы, приводит к снижению величины частичного плавления (возрастают значения La/Sm , La/Yb , TiO_2). Из зоны генерации происходит медленный подъем расплава, он задерживается в промежуточных, мелких, плохо перемешиваемых магматических камерах и претерпевает более высокую степень дифференциации. В то же время существование зоны повышенной проницаемости на этих же участках земной коры приводит к быстрому поступлению к поверхности отдельных порций магмы примитивного состава. Таким образом, в пределах области разлома на пересечении с САХ одновременно встречаются наиболее дифференцированные и самые примитивные магматические породы [105, 127]. Предполагается, что магматические очаги каждого сегмента САХ эволюционируют независимо друг от друга, будучи разделенными трансформными разломами.

Выклиниванием магматической камеры под САХ в сторону разлома, видимо, объясняется и то, что в пределах троговых долин ряда разломов и на некотором удалении от них к северу и югу океаническая кора аномально тонкая — 2—3 км (в 2 раза меньше, чем на той же долготе за пределами разломов) [62, 80, 94, 104, 143, 154, 183], причем утонение отмечается в основном за счет исчезновения III слоя. Утоненная кора прослеживается в стороны от троговой долины на несколько десятков километров.

В центральной части Атлантического океана выделены следующие крупные трансформные разломы (с севера на юг): Океанограф, Хейес, Атлантис, Кейн, Зеленого Мыса, Вима, Св. Павла, Романш, Чейн, Вознесения, Св. Елены. Из них наиболее полно изучены: Океанограф [67, 106, 146, 147, 170], Кейн [95, 123, 124, 138, 157, 158, 160], Вима и Романш [25, 57, 58, 65, 72, 109, 115, 116, 125, 128, 132, 133, 154, 179]. Перечислена только небольшая часть исследований, кратко остановимся на наиболее интересных результатах этих работ.

Разлом Океанограф пересекает ось САХ на 35° с. ш. с правосторонним ее смещением на 130 км. Максимальные глубины в разломе 3700—4500 м. Наиболее хорошо изучены восточная половина активной части разлома и зона сочленения с САХ. На южном борту долины разлома (по данным работ с обитаемыми подводными аппаратами) [146, 147] обнажаются преимущественно габброиды и гораздо реже базальты и серпентиниты. Северный же борт практически целиком сложен гипербазитами, что говорит о том, что кора здесь тонкая. Мощность коры под разломом варьирует от 1 до 5 км. Вещественные вариации в пределах разлома очень значительны, что в совокупности приводит в неинтерпретируемому изменению характера сейсмического разреза вдоль разлома. В разломе Океанограф установлены две зоны с различным типом деформаций. В области максимальных глубин шириной менее 4 км имеют место в основном сдвиговые деформации. Другая тектоническая зона — это непосредственно борта долины разлома. Морфологи-

чески они выражены сложным сочетанием большого количества сбросов, при этом признаков сдвиговых деформаций практически не отмечается.

Разлом Кейн пересекает САХ на 24° с. ш., смещая рифтовую длину на 150 км. Детально, с помощью погружаемых аппаратов ALVIN и ANGUS исследован район сочленения разлома с южным сегментом САХ [124]. Выявлена резкая асимметрия рифтовой долины, САХ в направлении к разлому на протяжении 20 км. Западный борт рифта состоит из серии относительно крутых (около 30°) уступов, расположенных косо (азимут простирания 340°) к простиранию разлома и САХ. В пределах эскарпов обнажаются базальты, диабазы, габброиды и в различной степени деформированные метадиабазы, метагабброиды и ультрабазиты. Базальты слагают только единичные выходы. Диабазы, входящие в комплекс параллельных даек, имеют простирание около 340° , т. е. расположены косо по отношению к САХ. Габброиды включают ферро-габбро, габбро-нориты и различные оливиновые метагаббро. Наряду с деформированными габброидами подняты хлоритовые, актинолитовые сланцы и амфиболиты. Местами уступы эскарпов покрыты осадочными брекчиями с обломками базальтов, диабазов, габбро и серпентинитов.

В отличие от западного восточный борт разлома гораздо ниже и сложен в основном эффузивами. Эта асимметрия приводит к возникновению принципиально различных типов коры по разные стороны от оси спрединга в зоне сочленения с разломом. Так, где тектонические движения преобладают над излияниями базальтов, скрины верхнемантийного материала могут обнажаться, даже при небольшой амплитуде движений [123, 124].

Разлом Вима находится на 11° с. ш. и смещает САХ на 320 км. Скорость спрединга около 1,2 см/год. Разлом в активной части детально исследовался с помощью придонных буксируемых аппаратов, а также драгированием [125, 133]. Дно долины разлома покрыто относительно горизонтально залегающими осадками, местами достигающими мощности 1,5 км. Это средне-верхнеплейстоценовые турбидиты с примесью грубого обломочного материала.

Осадочное заполнение — отличный индикатор прошлых тектонических движений — было исследовано с помощью высокочастотного сейсмопрофиллирования [77]. Осадки практически не затронуты движением плит, за исключением узкой зоны ГЗСТ, которая выражена в осадках впадиной шириной около 1500 м и глубиной около 30 м. Она образовалась, видимо, за счет уплотнения осадков в зоне деформации. Эта зона резко, практически вертикально рассекает осадки и уходит в породы фундамента.

Из анализа характера залегания осадков следует, что за последний 1 млн лет разлом не смещался далее, чем на 500 м от современного положения, а в пределах северного борта долины не происходило дифференциальных вертикальных движений. В районе западного пересечения разлома с рифтовой долиной в пределах верхних 100 м осадков отмечено четыре крупных лавовых потока. С учетом скорости осадконакопления периодичность крупных излияний составляла около 80 тыс. лет.

В районе западного сочленения разлома Вима с рифтовой долиной САХ пройдены детальные профили ГСЗ [128, 154]. По направлению к разломной зоне под поперечным хребтом III слой изгибается конформно изменению рельефа хребта. Сейсмическая граница Мохо также изгибается вверх под хребтом. Из этого следует, что поперечный хребет сложен подной океанической корой, сформированной вблизи разлома. Сейсмические и гравиметрические данные свидетельствуют об отсутствии здесь как коровых, так и низкоскоростных мантийных корней. Видимо, хребет был образован за счет тектонических сил, а не в ходе подъема серпентинитового диапира из верхней мантии, так как, хотя серпентиниты могут иметь скорости, сходные со скоростями габброидов III слоя, отсутствуют резкие изменения скоростного разреза, а также изменения нормальных мантийных скоростей (8,0 км/с) вкост простирания хребта. Тектонические напряжения могли возникнуть за счет переориентации трансформного разлома вслед за изменением направления спрединга.

Одна из особенностей разлома Вима в том, что самая тонкая кора (около 1 км) обнаружена не в центре долины разлома, как в разломах Кейн или Океанограф, а в северной

части центральной впадины, в рифтовой долине САХ. В центральной части долины разлома кора несколько утолщается, возможно за счет серпентинизации ультрабазитов, при проникновении воды по зонам дробления под долиной трансформного разлома [154].

В остальных разломах проводились отдельные геологические или геофизические исследования, не захватывающие разлом на значительном протяжении или включавшие только ограниченный комплекс работ. Экспедицией 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» был детально изучен один из таких разломов — разлом Зеленого Мыса.

Разлом Зеленого Мыса впервые был обнаружен в 1967 г. на основании распределения эпицентров землетрясений [176]. В районе разлома в течение ряда лет проводили геофизические исследования (НСП, гравиметрическая, магнитная и батиметрическая съемки) голландские исследователи [85—89, 162].

В дальнейшем разлом был прослежен на 1500 км; длина активной части — 195 км; отмечается левостороннее смещение рифтовой долины по азимуту 95° , глубины троговой долины — 4,5—6 км. Мощность осадков не более 1 км, максимальная — 2 км. Линейные магнитные аномалии имеют азимут $5\text{—}15^\circ$ вблизи разлома, проявлены слабо по сравнению с аномалиями от разлома с азимутом $95\text{—}105^\circ$. К востоку от САХ наблюдается изменение простирания разлома от широтного к юго-восточному.

В пределах разлома В. Р. Ройст и Б. Д. Коллет выделили по морфологии три симметричные провинции [162]: а) внешние, между 31° з. д. и 38° з. д. и между 60° з. д. и $53^\circ 30'$ з. д.; б) внутренние, между 38° з. д. и $42^\circ 20'$ з. д. и между $53^\circ 30'$ з. д. и 49° з. д.; в) центральные, между $42^\circ 20'$ з. д. и 49° з. д., включая активную часть трансформала между 45° з. д. и $46^\circ 40'$ з. д.

Для внешних провинций характерны асимметричная долина и высокий борт со стороны более древней плиты. На восточном участке в районе $33^\circ 30'\text{—}34^\circ 30'$ з. д. разломная зона, видимо, изгибается (как и в разломе Кейн), что объясняется изменением направления спрединга против часовой стрелки [162]. При этом длина активной части сокращается. В районе хребта Барракуда, который рассматривается как западное продолжение разлома, отмечены более поздние деформации осадков. В то же время не все исследователи полагают, что эти две структуры соединяются, хотя некоторые и отмечают влияние широтных разломов на магматизм в Малой Антильской дуге [152].

В центральных провинциях вместо типичного сечения разлома видна широкая долина, включающая относительно прямолинейные хребты. Хребты удалены на расстояние около 10 км от молодых трогов. Их длина около 250 км, ширина у основания 7—10 км, превышение от основания до 1,8 км. Между аномалиями 21 и 20 хребты прерываются. Б. Д. Коллет с соавторами полагают, что происхождение их интрузивное или диапирное. Образовались они за счет продолжающейся тепловой контракции сегментов океанической плиты в горизонтальной плоскости за пределами зоны трансформала, приводящей к спредингу в разломе. По мнению В. Р. Ройста, они образовались в результате изменения направления спрединга (по часовой стрелке), приведшего к растяжению в пассивной части разлома.

На западном продолжении разлома Зеленого Мыса непосредственно к югу и к северу от него имеются соответственно хребет Ресечер и трог Ройял. Трог получил название в честь голландской королевской морской компании, корабль которой открыл эту структуру, а название хребта — соответствует названию одного из кораблей этой компании, проводившей там исследования. Хребет Ресечер нормально намагничен (как и система подводных гор Атлантис-Метеор). Имеются признаки, указывающие на молодой возраст этой структуры: практически полное отсутствие карбонатных осадков; вершинная часть хребта находится на небольшой глубине и не несет следов абразии. Дно трога в районе максимальной глубины (6 000 м) находится всего в 200 км от оси САХ. В его нижней части имеются базальты. Более детальных сведений о строении этих структур нет. Для центральной провинции разлома характерна обычная морфология с более высоким и древним бортом разлома.

Развитие разлома Зеленого Мыса представляется следующим образом [162]. Начиная с 34-й магнитной аномалии до 7 млн лет граница между Южно- и Северо-Американскими

плитами проходила южнее разлома Вима (южнее 10° с. ш.). После 7 млн лет она переместилась в район 16° с. ш. Полюс вращения Южной Америки относительно Северной Америки помещается при этом в точку 16° с. ш., $53^{\circ}30'$ з. д. Раскрытие за 7 млн лет в центре активной части разлома составляет 19 км, угол раскрытия $1,3^{\circ}$. Разлом относится к расходящимся, морфологически образует структуру типа ромбозам. Растяжение привело к образованию структур хребта Ресечер — трога Ройял. Соответственно в районе хребта Барракуда (в точке с координатами 16° с. ш., 60° з. д.) за это же время сокращение площади в меридиональном направлении составляло около 16 км. Косвенным подтверждением этому явилось землетрясение в точке $19^{\circ}48'$ с. ш., 56° з. д. 23 октября 1984 г. с механизмом сжатия [162].

Между разломами Зеленого Мыса и Вима (10° с. ш.) имеется несколько мелких трансформов и изгибов в простирании САХ. Изменение направления спрединга 7 млн лет назад должно было сказаться на всем этом участке. При этом удлинились отрезки рифтовых долин и сократились активные части трансформных разломов.

Фиксируется изгиб САХ в районе $13^{\circ}45'$ с. ш. Хотя эта структура и не является разломом, тем не менее ось рифтовой долины САХ смещена на 16 км. Изгиб имеет простирание 120° . Пассивная часть «разлома» прослеживается в рельефе на 50 км. Это зигзагообразная зона шириной 25 км. По морфологии она напоминает разлом Курчатова [167].

Такие зоны интерпретируются как зоны косоугольного спрединга.

Далее к югу проходят трансформные разломы $12^{\circ}40'$ и $12^{\circ}10'$ с активной частью в 80 и 45 км соответственно. К северу от разлома $15^{\circ}20'$ имеются два косых трансформала на $16^{\circ}40'$ с. ш. и $17^{\circ}40'$ с. ш. [88] и далее из самых крупных и хорошо изученных разломов — Кейн (24° с. ш.).

Было отмечено значительное изменение глубины рифтовой долины САХ по простиранию к северу, от Азорского поднятия до разлома Вима.

Наиболее высоко рифтовая долина оказалась поднята только на двух участках: в районе Азорских островов и между разломами Зеленого Мыса и $13^{\circ}45'$ с. ш., где глубины не превышают 900 м; протяженность второй зоны — 220 км. И там и здесь отмечаются толеитовые базальты, обогащенные литофильными элементами [6]. Между $13^{\circ}45'$ с. ш. и $12^{\circ}40'$ с. ш. наблюдается увеличение глубины рифтовой долины на 1 км, а общее увеличение глубины от $14^{\circ}10'$ с. ш. до $12^{\circ}40'$ с. ш. составляет 1,9 км.

По мнению ряда авторов [129], воздымание рифтовой долины между 13° с. ш. и 22° с. ш. может быть связано с зоной тройного сочленения Северная Америка — Южная Америка — Африка в зоне между 10° с. ш. и 20° с. ш., а рельеф южнее $13^{\circ}30'$ с. ш. мог образоваться на границе Африканской и Южно-Американской плит. Из-за малой скорости относительного движения весь район между 10° с. ш. и 20° с. ш., соединяющий Карибскую плиту с островами Зеленого Мыса, может испытывать такое воздействие. С этим же связывается подток обогащенного мантийного материала в район 14° с. ш.

Недавние исследования (2-й рейс НИС «Академик Борис Петров») подтвердили наличие в районе 13 — 14° с. ш. зоны развития базальтов, характерных для областей горячих точек. Эта зона получила название «Аномалия Буго».

В соответствии с приведенными фактами можно высказать лишь общее представление по поводу генезиса разломов — они связаны с горизонтальным движением литосферных масс, имеющих разные объемы и перемещающихся в разных направлениях. Вопрос о том, что побуждает эти массы перемещаться, естественно, сложен. Но дело здесь заключается, вероятно, в действии не только эндогенных, но и ротационного факторов.

Важным моментом для конкретизации представления о сложном движении глубинных масс является знание глубины заложения разломов. Данных на этот счет недостаточно, но они все же существуют. Имеются разломные зоны, которые контролируют петрохимически и геохимически различные базальтовые провинции. Такие разломные зоны имеют очень крупные размеры. К их числу принадлежат Кейн, Океанограф, Романш и некоторые другие.

Очевидно, крупные разломы могут контролировать размещение гетерогенных литосферных масс, и поэтому сказанное выше свидетельствует о достаточно большой глуби-

не их заложения. Положение вещей не изменится, если иметь в виду, что вдоль разломных зон разнородные базальтовые массы совмещены тектонически, по сдвигам.

Дополнительным аргументом относительно значительной глубины крупных разломов является разграничение некоторыми из них блоков с разной мощностью литосферы. К числу таких разломов относятся Чарли-Гиббс, Океанограф, Кейн, Вернадского, Романш и др. Глубина подобных разломов должна быть несколько десятков километров, так как разница мощностей литосферных блоков достигает величин 25—30 км.

По оси крупных разломов (Черли-Гиббс, Океанограф, Атлантис, Вернадского, Вима) происходит утонение литосферы. Здесь отмечается разуплотнение мантийного вещества, повышается тепловой поток, происходят раздвиговые движения. Местами проявляется специфический базальтовый вулканизм, внедряются интрузивы основных пород. Все эти данные также указывают на большую глубину проникновения крупных разломов. Хотя сейсмичность не характерна для пассивных отрезков разломов, местами она проявляется.

Очень мало можно сказать о глубинности разломов меньших порядков, которыми испещрено океанское дно. Они трассируют относительно однонаправленные перемещения мелких блоков коры и в своей массе должны быть малоглубинными. Можно предполагать импульсное развитие таких трещин-сдвигов, заполняющих пространство между крупными разломами с крупноамплитудными сдвиговыми смещениями. Как в глубину, так и в пространстве такие нарушения довольно быстро затухают.

Таким образом, движение глубинных масс под океанами создает обширные геодинамические поля, определяющие ту или иную кинематическую обстановку.

В ходе изучения геологии океанских разломов возникла новая и непростая структурная и кинематическая проблема. Оказалось, что в бортах многих крупных разломов (Океанограф, Кейн, Вима, Романш и др.) имеет место нарушенное залегание пород. Наиболее естественно это явление укладывать в ряд надвиговых деформаций в коре и верхах мантии под океанами. В настоящее время есть данные о горизонтальном перемещении океанических литопластин, сопровождаемом их тектоническим скупиванием. Но возникает вопрос: каким же образом совместить тектоническое скупивание, вызванное боковым сжатием, с явлением растяжения в осевых частях разломных зон? Одна из возможностей — допустить, что надвигообразование сопровождало раздвиг и утонение коры в зоне разлома с образованием структур типа обдуктивных. Но в этом случае встает вопрос: каким образом такой механизм соотносится с латеральным перемещением литопластин в стороны от спрединговой оси. Ответа на это пока нет. Другая возможность — допустить, что при косом спрединге возникают напряжения, перпендикулярные простираению разлома, приводящие к образованию чешуйчато-надвиговых структур.

Обратит внимание на исчезновение подавляющего большинства разломов, о которых идет речь, на большем или меньшем расстоянии от оси спрединга, хотя некоторые из них, наиболее крупные, с большой долей вероятности имеют свои продолжения на сопредельных с океанами материках. Один из подобных примеров, часто приводимых в последнее время, разлом Жан Шарко, продолжающийся мезозойским грабеном Бенуэ в Африке и Амазонским грабеном в Южной Америке. Явление — очень интересное, хорошо укладываемое в теорию трансформных разломов. Но таких разломов на океанском дне единицы, и, как правило, разломы исчезают в пределах океанических областей. Каким образом это происходит, еще почти не исследовано.

Осложнения в проблему разломных зон вносят находящиеся за их пределами на некотором расстоянии и параллельные им глубочайшие трюги, имеющие существенно меньшие размеры, а также многочисленные разрывы, перпендикулярные простираению главных разломных зон (параллельные спрединговой оси). Размеры их разные, но в целом они относительно небольшие. Разрывы этой группы — очень важная категория структур, еще почти не подвергшихся специальному изучению.

Все, о чем сказано выше, позволяет считать, что крупные и мелкие разломы в центральных областях океанов, составляющие одну из главных тектонических характеристик, изучены еще сравнительно слабо. Требуется полноценное геологическое изучение разломов, которое должно сопровождаться их подробным монографическим описанием.

РЕЛЬЕФ ЗОНЫ РАЗЛОМА ЗЕЛЕННОГО МЫСА И СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Зона разлома Зеленого Мыса относится к ряду крупных разломов Атлантики. Она прослеживается через срединный хребет в пределы океанических котловин — Зеленого Мыса (на востоке) и Гвианской (на западе). Некоторые исследователи относят к ее продолжению и хребет Барракуда [162].

До 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» исследования в пределах зоны разлома Зеленого Мыса проводились в котловине Зеленого Мыса (31-й рейс НИС «Академик Курчатов») и на двух участках рифтовой зоны [88], а также по системе профилей юго-западного — северо-восточного простираия [86, 89].

Эти материалы нашли отражение на карте ГЕБКО масштаба 1:10 000 000 [108] и планшетах ГЕБКО масштаба 1:1 000 000 и были использованы для планирования работ.

Аппаратура и методика исследований. В комплекс научного оборудования на судне «Академик Николай Страхов» входят многолучевой эхолот ECHOS-15, разработанный и изготовленный фирмой «Холлминг», и глубоководный эхолот Honeywell—Elas, включенные в интегрированную научную систему. Сбор и обработка данных ведется на судовой ЭВМ ЕС-1011.

Съемка рельефа дна осуществлялась в режиме многолучевого эхолотирования, при котором 15 лучами, каждый шириной $4^{\circ}3' \times 2^{\circ}3'$, охватывается полоса вдоль курса судна, равная 70% глубины дна.

Основным видом работ в рейсе были исследования на полигонах. Геофизическая съемка проводилась, как правило, по системе меридиональных галсов, перпендикулярных простираию основных структур зоны разлома. По окончании съемки выход на станции для геологических работ и уход с полигона после их окончания проходил по субширотному или косому галсу, что позволяло увязывать галсы съемки. Межгалсовые расстояния на полигонах выбирались в зависимости от типа рельефа и времени, отведенного на съемку, и составляли от 2 до 4 миль. При глубинах от 3000 до 6000 м ширина охватываемой полосы (70% от глубины) составляла соответственно от 2000 до 4000 м, что, в зависимости от межгалсового расстояния, позволяло охватить сплошным покрытием от 70 до 90% площади полигона.

В рейсе программист А. С. Петрушенас разработал программы, позволяющие во время съемки полигона выводить на графопостроитель «Бенсон» батиграммы на весь планшет полигона по мере его прохождения. По окончании съемки с помощью других программ возможно построение батиграмм из данных, занесенных в файлы GF-3 в любом масштабе одновременно с развязкой координат и фильтрацией данных. Эти планшеты явились основой для построения карт и дополнялись интерполяцией «вручную».

Непрерывное сейсмопрофилирование в рейсе велось в его стандартной модификации, т. е. с использованием пневматического источника с рабочей камерой 0,5—1,0 л при одноканальном приемном устройстве с аналоговой регистрацией несколькими регистраторами при различных фильтрациях и со скоростью обработки профилей 10—13 узлов. Ис-

точники упругих колебаний срабатывали с интервалом от 50 до 70 м. Таким образом, плотность наблюдения составляла от 15 до 20 точек на 1 км профиля.

Результаты исследований. Морфология разлома Зеленого Мыса была изучена на 5 полигонах и 22 поперечных профилях между полигонами (рис. 2).

Полигон II расположен в самой глубоководной части котловины Зеленого Мыса в пределах зоны холмистого рельефа на расстоянии около 750 миль от оси САХ. Съемка полигона была проведена на 12 меридиональных галсах с междугалсовым расстоянием 2 мили, батиметрическая карта представлена на рис. 3. В центральной части полигона протягивается субширотная депрессия, сопряженная с узким хребтом, образующим ее северный борт. Характер рельефа к северу и к югу от этой центральной структуры резко различен. Существенные изменения в рельефе отмечаются и по простиранию как центральных структур, так и окаймляющих их участков дна.

Хребет к северу от ложбины шириной от 2,5 до 4 миль по изобате 5600 м имеет асимметричный профиль: южный склон его более крутой, чем северный. Относительная высота хребта меняется от 1000 до 1400 м над плоским дном депрессии. На склонах хребта осадки или отсутствуют, или их мощность мала (не более 20—30 м), и они не выделяются на сеймопрофилограммах. Северное подножье хребта находится на глубинах около 5600 м и образовано выположенным дном ступени шириной 12—15 миль, поверхность которой полого поднимается к северу. Неровности в пределах самой ступени невелики и составляют метры и десятки метров. На севере полигона поверхность ступени переходит в склон пологого вала относительной высотой около 600 м. Пологоволнистая вершинная поверхность вала находится на глубинах 5150—5250 м.

Южный борт троговой долины представляет собой крутой прямой уступ высотой 300—400 м. Верхний край уступа образует поднятие, к югу от которого дно снова понижается и переходит в поверхность выположенной ступени, лежащей на тех же глубинах, что и ступень к северу от хребта (около 5600 м).

Изменения в морфологии всех элементов рельефа отмечаются к востоку от 30°08' з. д. Простирание хребта меняется с субширотного на запад-северо-западное. Относительная высота возрастает до 1600 м: минимальная глубина 4410 м, а южное подножье находится на глубине 6050 м. Ширина хребта увеличивается до 5,5 миль за счет широкой ступени в верхней части северного склона на глубинах 4850—4900 м. Далее к востоку ширина хребта уменьшается до 4 миль, вершинная поверхность разделена на ряд массивов, вытянутых субмеридионально, продолжения которых прослеживаются в виде выступов в пределах склонов.

Наибольшие изменения в восточной части полигона наблюдаются в морфологии центральных структур. Относительная высота хребта уменьшается до 800—1000 м, простирание меняется на восток-юго-восточное. Троговая долина отсутствует, поэтому некоторые из холмов южной части примыкают непосредственно к хребту, образуя у его южного подножья отрог высотой до 250 м.

Таким образом, на полигоне II в зоне холмистого рельефа было прослежено продолжение разлома Зеленого Мыса в виде прогиба, обрамленного положительными формами рельефа. Последние представлены на севере субширотным валом, а на юге — субмеридиональными грядами, разделенными поперечными депрессиями. В осевой части прогиба протягиваются троговая долина и сопряженный с ней узкий хребет. По простиранию с запада на восток троговая долина выклинивается, а хребет сохраняется, несколько уменьшаясь по высоте. В центре полигона прослеживается субмеридиональная зона нарушений, в пределах которой изменяются простирания и морфология всех основных элементов рельефа.

При анализе карты мощности и строения осадочного чехла полигона II (рис. 4) можно сделать вывод, что на площади полигона присутствуют два вида осадков — осадки абиссальной котловины и осадки, характерные для зоны разлома. Однако проникновение абиссальных осадков в зону разлома позволяет подразделить всю осадочную толщу на три седиментационных комплекса.

Занимающий северную часть полигона вал, южный склон которого ступенеобразно

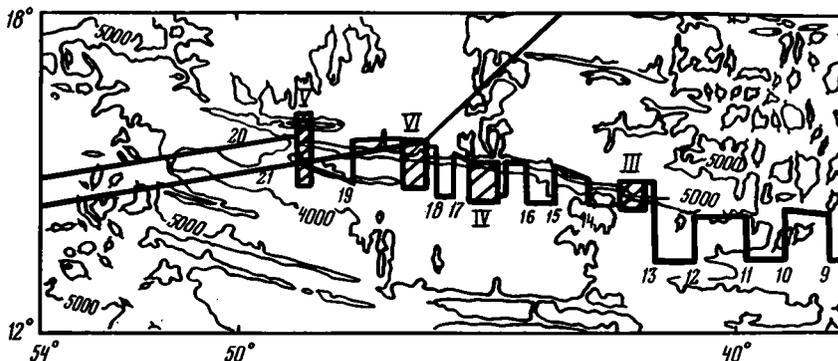


Рис. 2. Схема работ 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»
Заштрихованы районы детальных работ (полигоны)

опускается в сторону северной депрессии, перекрывается облакающими неровности рельефа осадками, представляющими собой двухъярусную толщу со средней мощностью 200 м. Она делится на два примерно равных яруса, из которых верхний иногда отличается большей мощностью и стратифицированностью, а нижний — большей акустической прозрачностью и деформированностью в понижениях фундамента.

Занимающая южную часть полигона холмистая равнина, образованная отдельными выступами коренного рельефа, имеет осадки того же вида и такой же мощности.

Осадки, характерные для зоны разлома, можно разделить на два комплекса, хотя правомочно и объединение их в единый комплекс. Осадки обширной северной депрессии имеют мощность 600 м и разделяются на три яруса (рис. 5). Верхний ярус мощностью 130—150 м представлен хорошо стратифицированными осадками, залегающими горизонтально. Второй (средний) ярус имеет мощность 200 м в западной части депрессии и 130—150 м в восточной ее части. Нижняя граница яруса испытывает влияние рельефа фундамента, а сам ярус отличается хорошей акустической прозрачностью. Нижний ярус также постепенно утоньшается с запада на восток с 250 до 150 м. Осадки отличаются деформированностью, которая возрастает по мере приближения к подножью хребта.

Северной границей депрессии является скалистый выступ фундамента, в основном лишенный осадков. Однако этот выступ не препятствует проникновению какой-то части осадочного материала из котловины в зону разлома. Поэтому южнее выступа выделен третий комплекс осадков, отличающийся от предыдущего только наличием еще одного, четвертого, яруса, образованного постепенно выклинивающимся «языком» осадков, снежных с прилегающих абиссальных холмов.

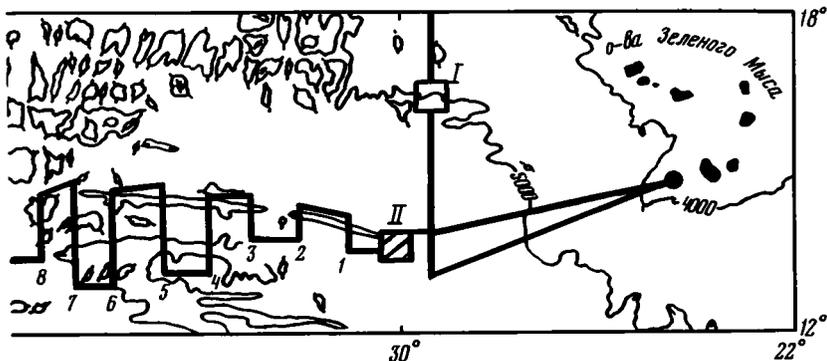
Как отмечалось выше, троговая долина имеет одинаковую с северной депрессией глубину акустического фундамента, однако мощность осадков в троговой долине гораздо меньше. На западе полигона она составляет 400 м, в центральной части — 200 м.

По структуре осадочный комплекс трогового желоба аналогичен комплексу северной депрессии, но по характеру записи отраженных волн осадки трога акустически мало прозрачны. Видимо, примыкание к крутому склону центрального хребта способствует накоплению в троговом желобе грубообломочного материала, что и делает этот седиментационный комплекс опаковым на записях НСП.

В центральной части полигона, где хребет относительно шире и ниже, в троговой долине и депрессии зафиксирован единый осадочный комплекс. Опаковый характер записи отсутствует.

Отмеченный на полигоне II характер строения зоны разлома и выделенные осадочные комплексы сохраняются на всех меридиональных профилях, отработанных в глубоководной котловине.

Трехъярусная осадочная толща присутствует в желобе на всех пересечениях, но по



направлению с востока на запад мощность ее уменьшается до 400 м в районе 37° з. д. и до 250 м в районе 39° з. д.

Расстояние между полигонами II и III 720 миль. На переходе между полигонами зона разлома была пересечена 13 меридиональными галсами с расстоянием между ними 60 миль, а между галсами 6, 7 и 8 — 30 миль (рис. 6, положение профилей здесь и далее см. на рис. 2).

Структуры разлома, выделенные на полигоне II: троговая долина, хребет к северу от нее и ступень на глубине более 5600 м — отмечаются на профилях к западу от полигона II. Ширина троговой долины на 31° з. д. увеличивается до 7 миль, относительная высота северного хребта достигает 1400 м (профиль 1). Ширина троговой долины на 32° з. д. возрастает до 10 миль, южный борт долины увеличивается по высоте и также образует хребет относительной высотой до 1100 м (профиль 2).

На профиле по 33° з. д. ширина дна долины более 11 миль, а ступени за северным хребтом — около 7 миль. Глубины дна троговой долины и ступени увеличиваются к западу до 6200 и 5950 м соответственно, а высота бортов долины уменьшается до 400 м (профиль 3). На 34° з. д. южный борт долины образован пологой поверхностью, вершинная часть которой на 13°45'—13°45' с. ш. расчленена: глубины над ней 5200—5400 м (профиль 4).

Все структуры на описанном участке имеют запад-северо-западное простирание. Между 33 и 34° з. д. троговая долина прослеживается на широте 14°25'—14°32', а на широтном галсе она, повидимому, пересечена вдоль ее простирания.

От 34° з. д. до 39° з. д. характерный комплекс форм прослеживается в запад-северо-западном направлении. Ширина троговой долины уменьшается к западу от 6 миль на 35° з. д. до 3,5 миль на 36°30' з. д., а на 37° з. д. она переходит в желоб с V-образным профилем. Поверхность пологого вала, отмеченного на 34° з. д., на профилях к западу разделена рядом глубоких депрессий, глубины которых увеличиваются к югу. Ряд таких депрессий прослеживается в запад-северо-западном направлении, образуя ряд эшелонированных структур. Глубина дна желоба на этом участке уменьшается от 6200 до 5700 м, ступень за северным хребтом выклинивается.

От 39° з. д. до границ полигона морфоструктуры разлома имеют запад-северо-западное простирание. В желобе отмечаются участки плоского дна, ширина которых увеличивается до 3 миль на 40° з. д. (профиль 11), глубина уменьшается от 5700 до 5400 м.

На северном хребте ширина склона, обращенного к желобу, увеличивается, на нем появляются широкие ступени, на краях которых отмечаются поднятия высотой до 400 м. К югу от желоба ступени склона уменьшаются по ширине, из-за чего максимальные глубины смещаются к желобу.

На 42° з. д. высота южного борта желоба превышает высоту северного; такое же соотношение их сохраняется на полигоне III, граница которого проходит на 15 миль западнее.

Изгиб в простирании оси, отмеченный и для других зон разломов Центральной Ат-

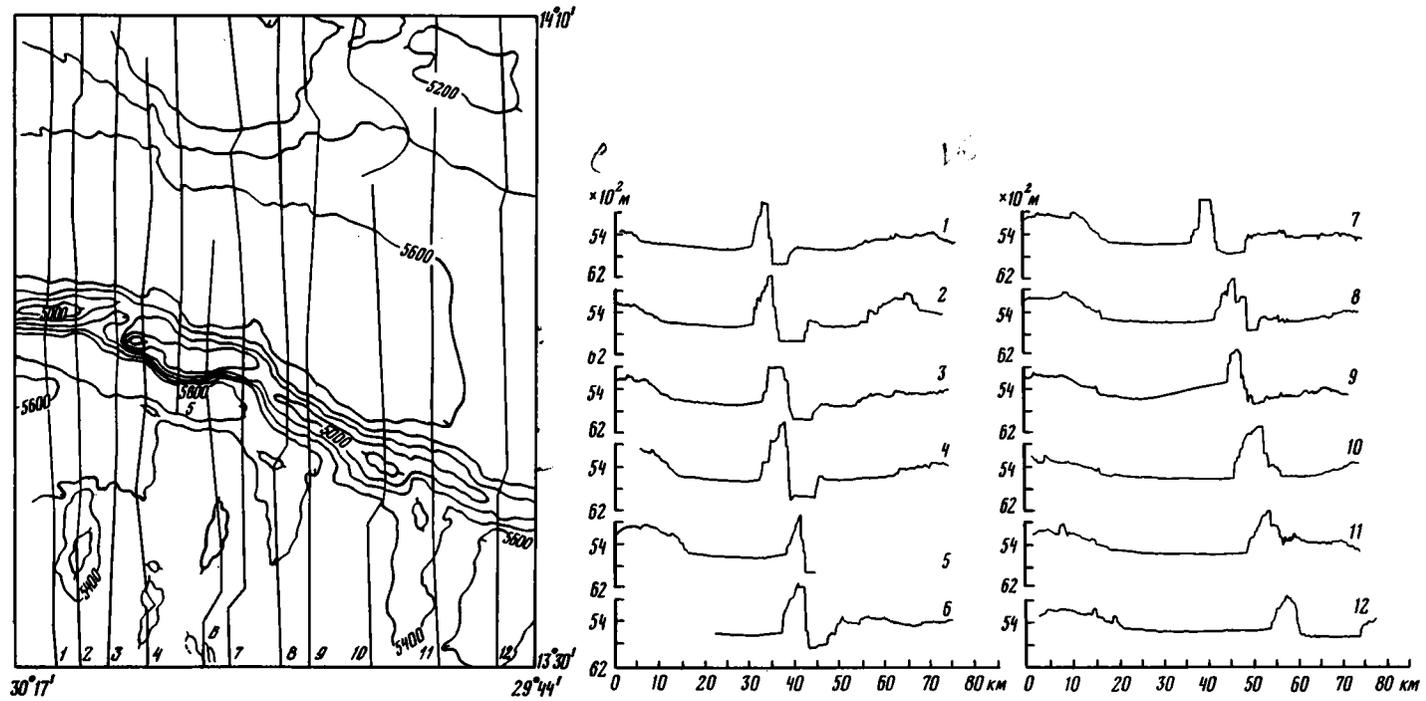


Рис. 3. Батиметрическая карта полигона II и профили дна

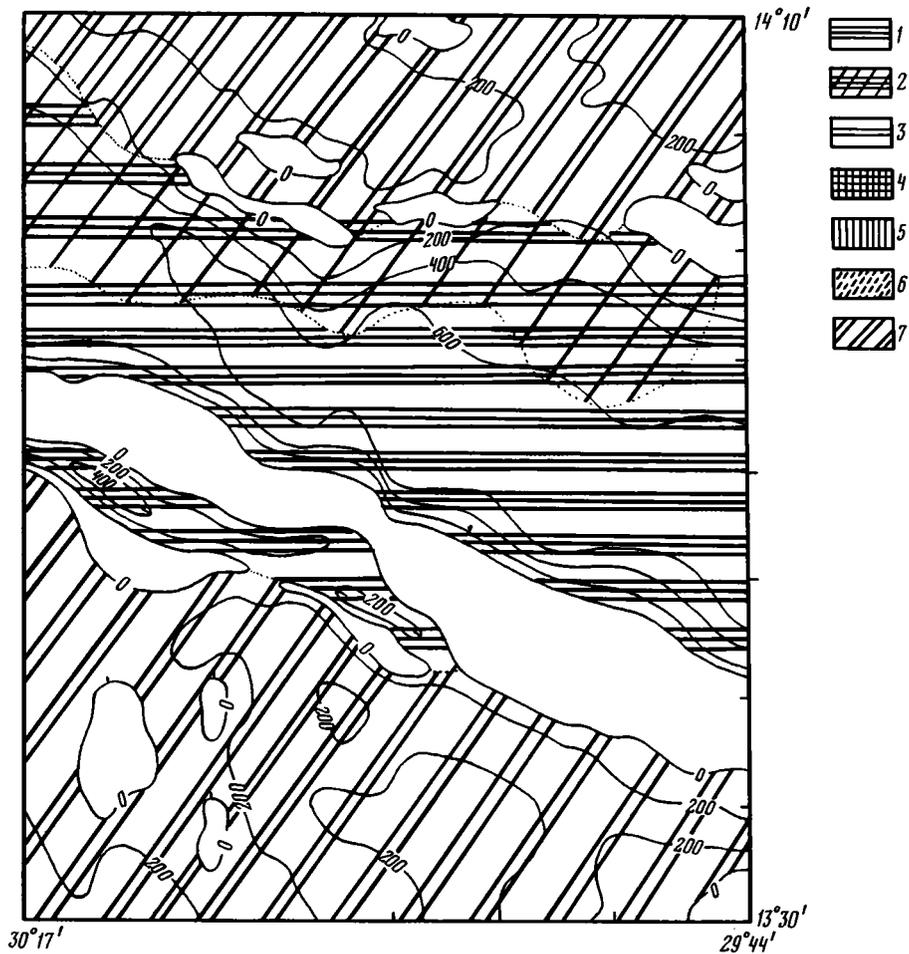


Рис. 4. Мощности и строение осадочного чехла на полигоне II

1—7 — осадки: 1—4 — желоба разлома: 1 — трехъярусные, 2 — четырехъярусные, 3 — двухъярусные, 4 — единый опаковый ярус, 5 — субмеридиональных депрессий, 6 — ступеней, 7 — абиссальных холмов и гряд

лантики, может быть представлен и как ее смещение по ряду эшелонированных структур, сохраняющих прежнее простирание. Однако интерпретация последних неоднозначна и требует более детальных исследований.

Пол и гон III расположен на восточном фланге САХ, на расстоянии около 150 миль от оси его южного сегмента и 300 миль от оси северного.

При съемке на 16 галсах с межгалсовым расстоянием 2 мили строение рельефа на полигоне было выяснено детально (рис. 17). Разлом Зеленого Мыса выражен в рельефе полигона в виде осевого желоба, южный борт которого выше северного; максимальные превышения их над дном желоба соответственно 2100 и 1300 м. Осевой желоб на всех пересечениях имеет плоское выровненное дно. В восточной части полигона (до $42^{\circ}22'$ з. д.) глубина его постоянная — 5240 м, ширина меняется от 3 до 7 миль. Ось желоба субширотная. Западнее $42^{\circ}24,9'$ з. д. ось желоба смещена к северу примерно на 2 мили. Ширина его на отрезке до $42^{\circ}42'$ з. д. от 3 до 3,5 миль, дно плоское, но у подножья южного борта отмечены отдельные холмы и небольшие ступени, высотой до 100 м. Сохраняя общее

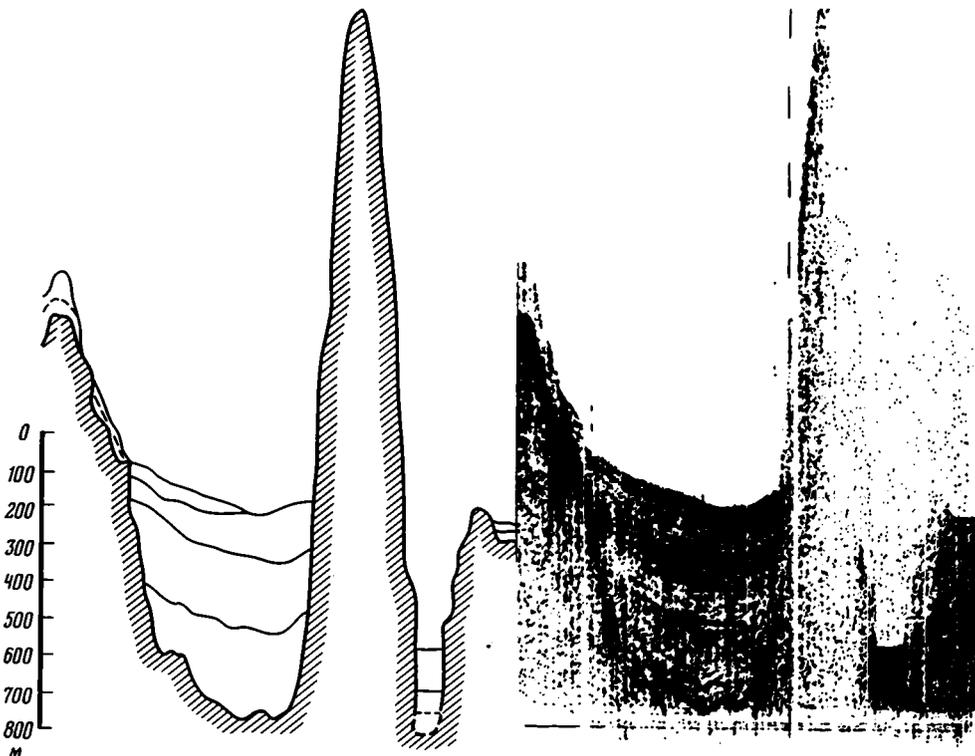


Рис. 5. Образец записи НСП центральной части зоны разлома (полигон II)

субширотное простираие, в плане оно имеет несколько изгибов за счет того, что в его пределы вдаются отроги северного и южного склонов. На $42^{\circ} 42' - 42^{\circ} 43'$ з. д. плоское дно имеет наименьшую ширину — до 1,5 мили, настолько близко эти отроги подходят друг к другу. К западу от $42^{\circ} 43'$ з. д. ось желоба снова смещается к северу примерно на 4 мили, а плоское дно достигает ширины 3—3,5 мили. Смещения оси желоба и уменьшение ширины его плоского дна отмечены там, где в северной части полигона протягиваются узкие (шириной до 2 мили) субмеридиональные гребни с крутыми ступенчатыми склонами; эти гребни прослеживаются в виде выступов на склоне желоба.

Субмеридиональные гребни и примыкающие к ним троговые долины образуют обрамление морфоструктур северной части полигона. Центральное положение в ней занимают два куполообразных гребня северо-западного простираия, разделенных ложбиной с плоским дном глубиной свыше 4900 м.

Южный борт желоба представляет собой крутой ступенчатый уступ, нижняя часть которого на глубинах от 5240 до 4800—4900 м едина на всем его простираии, а верхняя — расчленена на отдельные блоки. Продольное расчленение склона представлено уступами и ступенями с отдельными пиками на их краях, а поперечное — выступами и ложбинами. Почти на всех пересечениях южного склона на глубинах 4800—4900 м отмечается ступень, на двух участках переходящая в дно трогообразных долин.

В пределах полигона выделено три комплекса осадков: осадки желоба, осадки троговых депрессий и осадки ступенчатых структур и выступов фундамента на севере полигона (рис. 8). Наибольшая мощность осадочного чехла в желобе зафиксирована в местах пересечения его оси межгорстовыми депрессиями. В восточной части желоба отмечена трехъярусная осадочная толща мощностью до 600 м. Ярусы различны по степени страти-

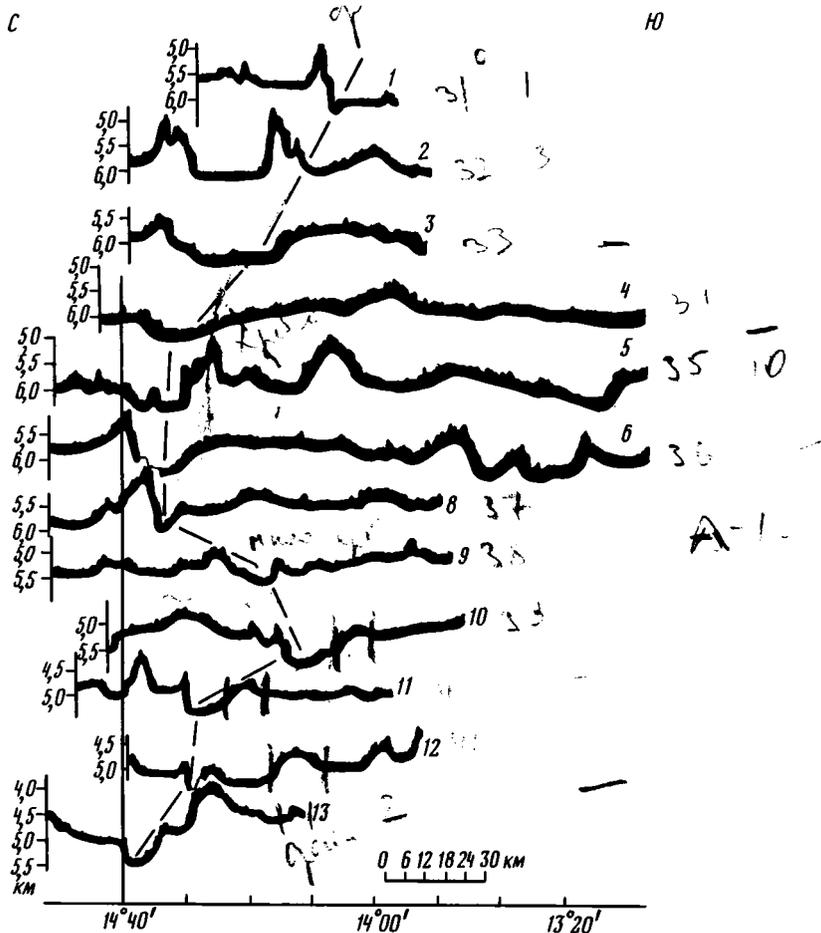


Рис. 6. Профили дна между полигонами II и III

Штриховой линией показана ось желоба разлома Зеленого Мыса. Положение профилей см. на рис. 2

фикации и по акустическим признакам. Верхний ярус отличается хорошей стратификацией и горизонтальностью залегания. Его средняя мощность 60—80 м. Средний ярус плохо стратифицирован, испытывает влияние рельефа фундамента. Его средняя мощность 170—200 м. Нижний ярус акустически прозрачных почти не стратифицированных осадков имеет мощность до 300 м и четко выделяется на записях НСП только на участках с максимальной мощностью осадочного чехла.

В центральной части полигона осадочный чехол утоньшается до 370—400 м, сохраняя описанную выше структуру. Необходимо отметить приподнятость всей массы осадков по краям желоба, в местах сочленения с бортами желоба.

Западная часть желоба отличается уменьшением общего количества осадков до 300—320 м и деформацией нижнего яруса.

В местах смещения оси желоба осадки минимальны и не превышают 150 м, причем их записи на сейсмопрофилях резко отличны. Они представлены единым акустическим абсолютно непрозрачным opakым комплексом, который в структурном отношении невозможно подразделить на ярусы. Можно предположить, что в этих местах в осадках присутствует большое количество грубообломочного материала.

Исследования на полигоне III позволили проследить субмеридиональные структуры

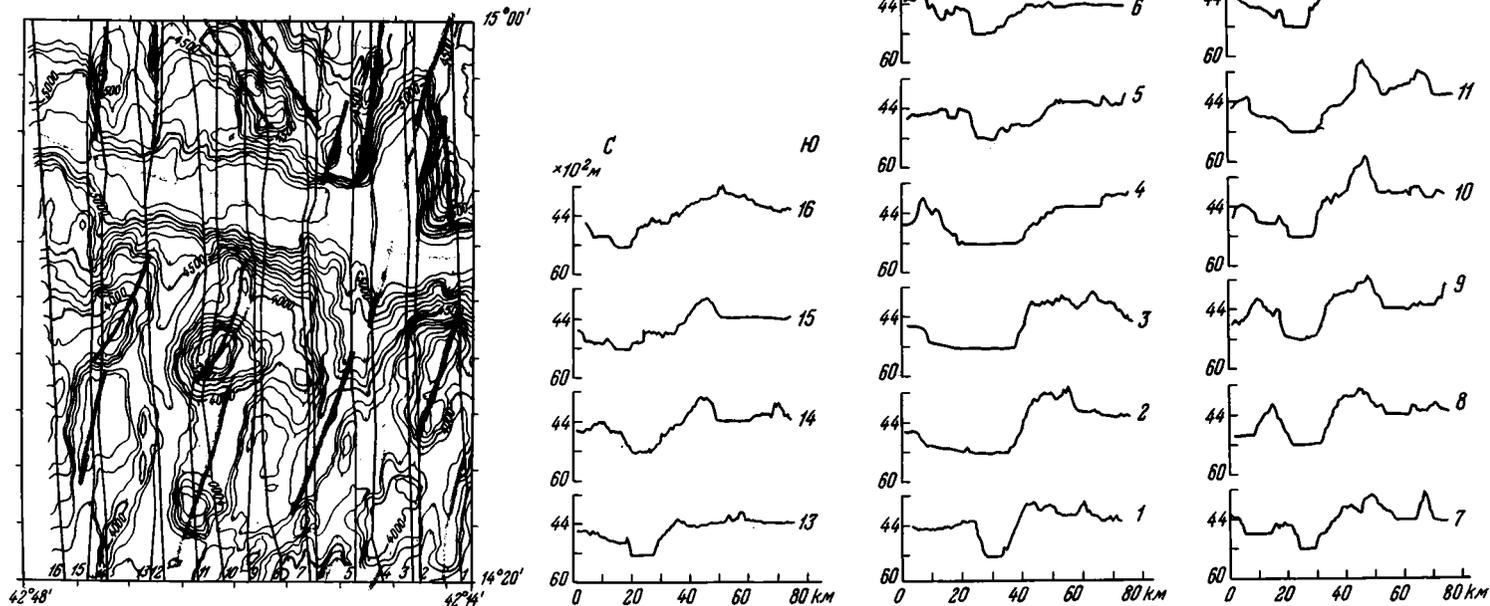


Рис. 7. Батиметрическая карта полигона III и профили дна

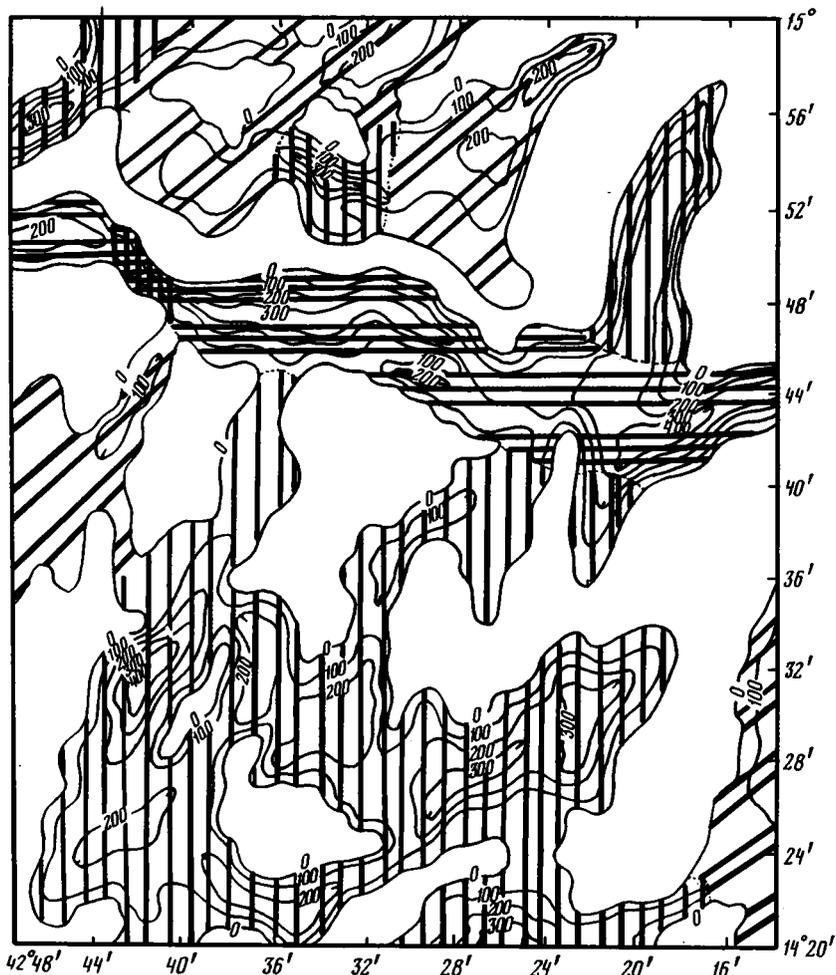


Рис. 8. Мощности и строение осадочного чехла на полигоне III
Условные обозначения см. на рис. 4

через осевой желоб зоны разлома. В местах их пересечения отмечается смещение оси желоба, а крутые уступы на склонах, дробление внешних краев ступеней, трогообразная форма ложбин являются отражением в рельефе широкого развития разрывных нарушений. Характерной формой рельефа в южной части полигона являются широкие платообразные поверхности, которые лежат на глубинах 4300—4400 м.

Уровневая поверхность на глубине около 4250 м хорошо видна и на восточном профиле зоны разлома между полигонами III и IV (рис. 9). Северный край этой поверхности раздроблен и переходит в ступенчатый склон желоба, у подножья которого отмечено два пика относительной высотой до 500 м. Дно желоба V-образное, глубиной до 4800 м. Северный борт выше южного и образован прямым уступом высотой около 1000 м. Вершинная поверхность северного обрамления желоба разделена на отдельные поднятия шириной 4—5 миль и понижается к северу от глубин порядка 3800 м до 4300 м. С севера она обрывается крутым уступом высотой свыше 300 м к выровненному дну ложбины глубиной 4550 м. Общая ширина северного хребта около 30 миль.

На следующем пересечении, в 30 милях западнее предыдущего, северный борт жело-

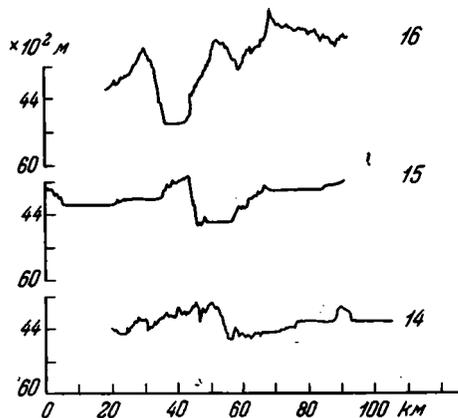


Рис. 9. Профили дна между полигонами III и IV
Положение профилей см. на рис. 2

ба также выше южного, а уровенные поверхности занимают большую часть профиля. На севере они находятся на глубинах 4180 и 4030—4050 м, уступ между ними сильно расчленен.

На следующем пересечении, в 30 милях к западу, выровненные поверхности почти отсутствуют, за исключением плоского дна желоба, которое здесь достигает ширины 4 миль и глубины 5020 м. Желоб обрамлен двумя хребтами, южный выше северного.

На переходах между профилями, т. е. на субширотных отрезках, как к северу, так и к югу от разлома, облик рельефа примерно

одинаков. Здесь пересечены, по-видимому вкрест простирания, поднятия шириной 2—5 миль и относительной высотой от 100 до 500 м, чаще всего асимметричные, с крутыми западными и восточными склонами. Дно между ними выровненное, однако единый уровень выравнивания на глубине 4200—4300 м отмечается только на юго-востоке. По мере приближения к оси срединного хребта он сменяется локальными уровнями, образовавшимися в результате заполнения осадками отдельных ложбин.

Полигон IV был выбран в центральной части САХ в месте пересечения рифтовой долины южного сегмента с разломом Зеленого Мыса. Площадь полигона 40×50 миль, съемка проводилась на 21 галсе с междугалсовым расстоянием 2 мили (рис. 10).

Осевой желоб, являющийся выражением разлома в рельефе, окаймлен хребтами, южный из которых выше северного. В восточной части желоб достигает глубины 4900—4950 м, профиль дна V-образный, участки плоского дна отсутствуют (см. рис. 10, профили 1—3). Северный борт желоба более крутой и расчленен отдельными выступами и широкими ложбинами шириной до 2 миль. У подножья северного борта на глубинах порядка 4800 м отмечается ступень или выступ шириной 3—4 мили. Северный хребет в этой части шириной 15—18 миль, минимальная глубина над ним 3259 м. Его северное подножье лежит на глубинах около 4200—4300 м, к западу понижаясь до 4550 м, где к нему примыкают участки плоского дна (профили 4, 5). Гребень его состоит из двух массивов, 44° 45'—44° 48' з. д., разделенных широкой ложбиной с глубинами 3900—4100 м.

На 44° 49'—44° 52' з. д. (профили 6, 7) дно желоба резко углубляется, максимальные глубины достигают 5280 м. Западнее этого участка ось желоба смещена к северу примерно на 3 мили. Крутизна южного борта желоба увеличивается, и минимальные глубины 2187 и 2204 м находятся уже на расстоянии 5—7 миль от оси желоба (профили 8—10).

На 45° 00'—45° 06' з. д. глубина дна желоба уменьшается до 4730—4770 м (профили 11—14). Ступень на северном склоне на глубинах около 4800 м переходит в гребень шириной до 4—5 миль и относительной высоты более 400 м.

Западнее 45° 06' з. д. желоб углубляется до 4870—4890 м, и в нем отмечается плоское дно шириной до 1 мили. Гребень в центре желоба причленяется к подножью его южного склона. Западнее 45° 16' з. д. установлены смещение оси желоба на север примерно на 2 мили и уменьшение глубин дна желоба до 4765 м. Южный борт наиболее крутой и высокий на участке к западу от 45° 11' з. д. Относительная его высота местами достигает 3200—3400 м (минимальная 1622 м).

Максимальные мощности осадочного чехла в основной части желоба не превышают 200 м. Это акустически непрозрачные осадки, залегающие сплошной массой и не разделяющиеся на ярусы.

В центре южной части протягивается рифтовая долина, имеющая север-северо-восточное простирание. В северной части ширина дна рифтовой долины до 5 миль, глуби-

9 - 45° 21'

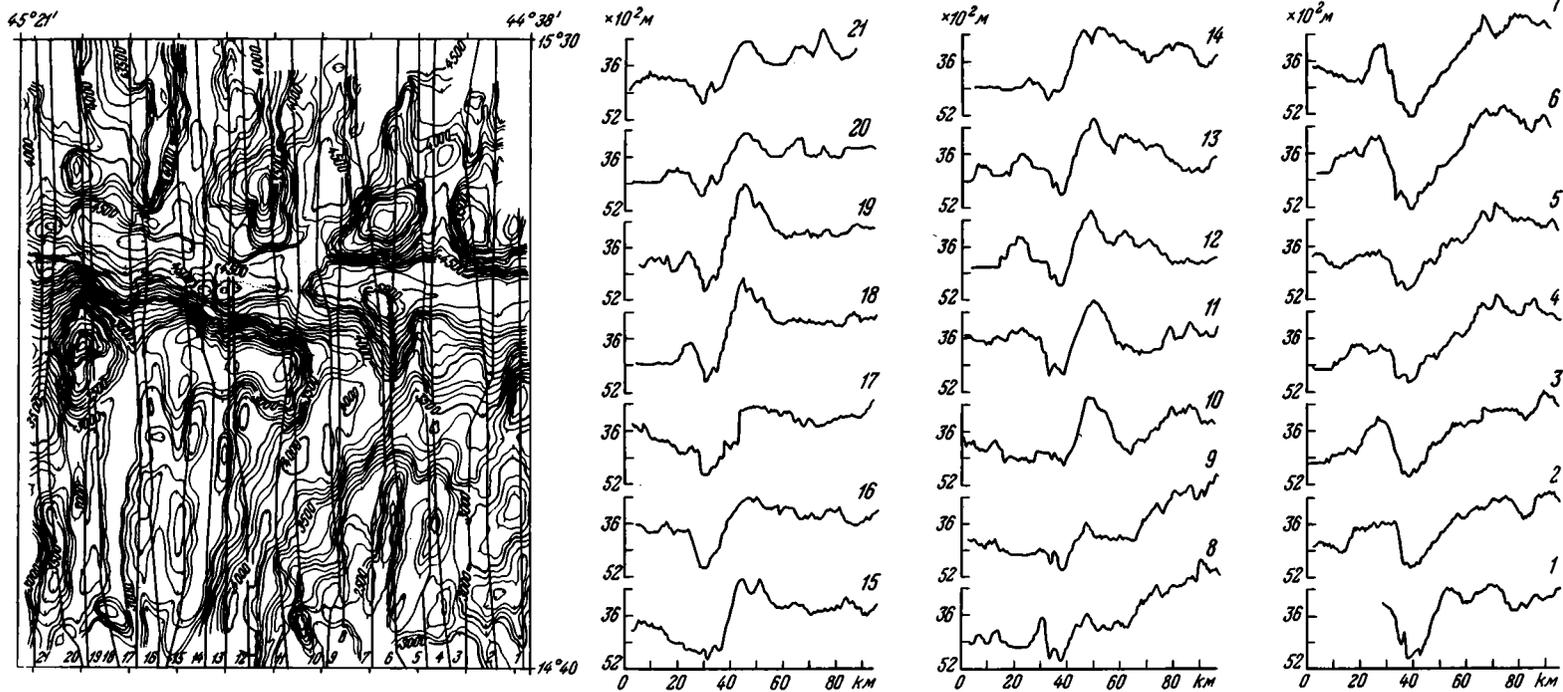


Рис. 10. Батиметрическая карта полигона IV и профили дна

на — 4020—4040 м; в центре ее находится островершинное поднятие шириной свыше 3 миль и относительной высотой свыше 500 м. На южных пересечениях профиль долины V-образный, глубины 4100 и 4020 м. Относительная высота рифтовых гор над дном долины 1300—1600 м.

В целом южная и северная части полигона резко отличаются друг от друга по своей морфологии. В южной части представлен типичный рельеф рифтовой зоны, на севере — грядовый рельеф с широкими трогообразными долинами, дно которых образует единую уровенную поверхность на глубинах 4300—4400 м. Долины делят хребет к северу от желоба на отдельные блоки и прослеживаются вниз по склону. Изменения в глубинах и

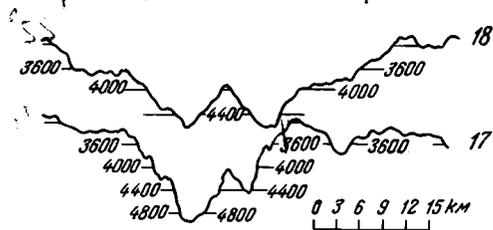


Рис. 11. Профили дна между полигонами IV и VI

Положение профилей см. на рис. 2

морфологии осевого желоба коррелируют со сменой морфоструктур северной части полигона. Хребет к югу от желоба предстает как единое сооружение, прослеживающееся на всем простирании и отделяющее от желоба структуры рифтовой зоны.

Между полигонами IV и VI зона разлома была пересечена двумя галсами длиной в 30 миль по меридианам $45^{\circ}37'$ з. д. и $45^{\circ}55'$ з. д. (рис. 11).

Дно желоба на обоих пересечениях плоское шириной 0,7—1 миля. Склоны крутые, местами ступенчатые. На первом профиле ступени находятся на обоих склонах на глубинах 3600—3800 м и достигают ширины 3—4 мили; из окаймляющих желоб хребтов южный выше северного (минимальные глубины соответственно 3068 и 3150 м).

На втором пересечении северный хребет выше южного (соответственно 3026 и 3180 м), ширина ступеней на склонах не превышает 1 мили, единого уровня ступеней нет. В нижней части южного склона поднимается выступ шириной около 4 миль и относительной высотой над дном желоба более 900 м, а у его подножья — еще один мелкий выступ шириной меньше мили и высотой около 150 м.

Полигон VI расположен на том участке разлома Зеленого Мыса, где к нему подходит рифтовая долина северного сегмента САХ. Съемка полигона была проведена на 12 галсах с межгалсовым расстоянием 3 мили (рис. 12).

Осевой желоб в западной части полигона имеет V-образную форму, глубина его увеличивается к востоку от 4300 до 4800 м (профили 1—4). Южный борт желоба прямой, крутизной свыше 45° , переходит в склон южного хребта. Глубины над гребнем хребта, 2600—2700 м, его относительная высота над дном желоба увеличивается из-за углубления последнего к востоку. Ширина хребта по изобате 3600 м (глубина южного подножья) от 6 до 10 миль, южные склоны — ступенчатые. Поверхность ступеней выровненная, на краях их находятся поднятия относительной высотой 400—600 м.

Северный борт желоба сильно расчленен, общий уклон его меньше, чем южного. Минимальные глубины над хребтом, ограничивающим желоб с севера, от 2150 до 3326 м; они находятся на расстоянии 10—15 миль от оси желоба.

Южный борт желоба увеличивается по высоте за счет углубления желоба, хотя глубина над южным хребтом остается прежней (минимальные отметки 2540 и 2882 м). У подножья южного борта отмечается гребень, параллельный склону, относительная высота которого над дном желоба достигает 1000—1400 м.

К востоку от $46^{\circ}34'$ з. д. глубина желоба уменьшается до 4500—4600 м. Гребень у подножья южного борта, отмеченный на предыдущем участке, обособляется от склона и протягивается посередине дна желоба. Относительная его высота достигает 800 м, ширина 5 миль. У восточной границы полигона этот гребень разделяется на две гряды (профили 7—12).

Южный борт желоба, как и на предыдущих пересечениях, круче северного. Глубины над южным хребтом 2000—3000 м, ширина хребта 6—8 миль. Южное его подножье образовано выровненной поверхностью ступени глубиной 3600—3700 м. К востоку ее ширина уменьшается, она дробится уступами высотой до 100 м на ряд ступеней шириной 1,5—2 мили, постепенно опускающихся к подножью хребта, глубина которого здесь 3950 м.

Северный борт желоба расчленен отрогами, протягивающимися вниз по склону, который у подножья ограничен поперечным по простиранию к ним гребнем в центре желоба. Глубины над северным хребтом от 2241 до 2832 м, ширина его меняется от 13 до 23 миль. Характер расчленения рельефа к северу от хребта подобен такому в западной части полигона, однако за хребтом протягивается субширотная ложбина, в которой отмечается участок плоского дна шириной 4—7 миль. Склоны хребта, обращенные к ложбине, ступенчатые, ширина ступени 0,5—1 миля, высота разделяющих их уступов 100—200 м. Ложбина отделена от рифтовой долины грядой рифтовых гор относительной высотой до 800 м над дном ложбины.

Гряды рифтовых гор по обе стороны рифтовой долины шириной 6—8 миль, вершины их поднимаются до глубин 2300—2500 м. Глубина рифтовой долины на 15° 52' с. ш. 3900 м, ширина до 7 миль, в центре его возвышается поднятие относительной высотой до 700 м. Оно перегораживает рифтовую долину порогом с глубинами меньше 3500 м. Отрог его вытягивается на 16 миль к югу, разделяя рифтовую долину на два ущелья.

На широте 15° 30' с. ш. профиль рифтовой долины V-образный, поднятие в центре отсутствует. Глубина долины 4800 м, борта крутые (свыше 30°) и расчленены отдельными выступами. Таким образом, глубина этого участка рифтовой долины здесь больше на 900 м, чем к северу, и на 300 м — чем к югу. Ограниченный с юга приразломным гребнем, а с севера поднятием в центре долины, этот участок рифтовой долины образует как бы отдельную ее ячейку. Окружающий рельеф северной части полигона типичен для осевой зоны САХ, за исключением участков плоского дна в субширотной ложбине. Как правило, выравнивание дна в такой близости от рифтовой зоны не отмечается.

Южная часть полигона представляет собой приразломный хребет, подножья которого образуют выровненные ступени, глубина которых к востоку увеличивается. Дно желоба разлома на участке подхода рифтовой долины переуглублено по сравнению с соседними на 500—800 м. В центре желоба протягивается медианный хребет высотой до 800 м.

На полигоне VI отмечено почти полное отсутствие осадков. Исключением явилась небольшая зона у южного склона приразломного хребта. Здесь в единичном случае обнаружен осадочный покров. Осадки хорошо стратифицированы. В отдельных местах отмечены аномально большие для центральной части САХ мощности до 400 м. Структурно они схожи с осадками субмеридиональных депрессий.

Полигон V находится на западном фланге САХ примерно в 90 милях от оси рифтовой долины и охватывает три основные морфоструктуры: разлом Зеленого Мыса, трог Ройял к северу от него и хребет Ресечер к югу. Съёмка была проведена на 8 меридиональных галсах длиной по 90 миль с межгалсовым расстоянием 3 мили (рис. 13).

Нижний морфометрический уровень на полигоне занимает дно трога Ройял. Его глубина достигает 6000 м и превышает глубину абиссальной равнины к западу от САХ на 500—600 м. Дно желоба плоское, шириной 3—4 мили на западе, к востоку становится наклонным, ширина его уменьшается до 1—1,5 мили за счет того, что у подножья южного борта трога появляется выступ высотой до 300 м. Борта трога крутизной свыше 30°, прямые или ступенчатые, переходят в склоны хребтов. Осадки на уступах отсутствуют. Средняя крутизна южного борта трога меньше, он более раздроблен, ступеней на нем больше, и они шире, чем на северном. Южный хребет, отделяющий трог Ройял от разлома Зеленого Мыса, имеет относительную высоту над дном желоба от 2200 до 2800 м, ширина его по изобате 4300 м (глубина южного подножья) от 28 до 35 миль, минимальная глубина 2604.

Глубина желоба западной части полигона (до 48° 36' з. д.) около 4450 м, ширина

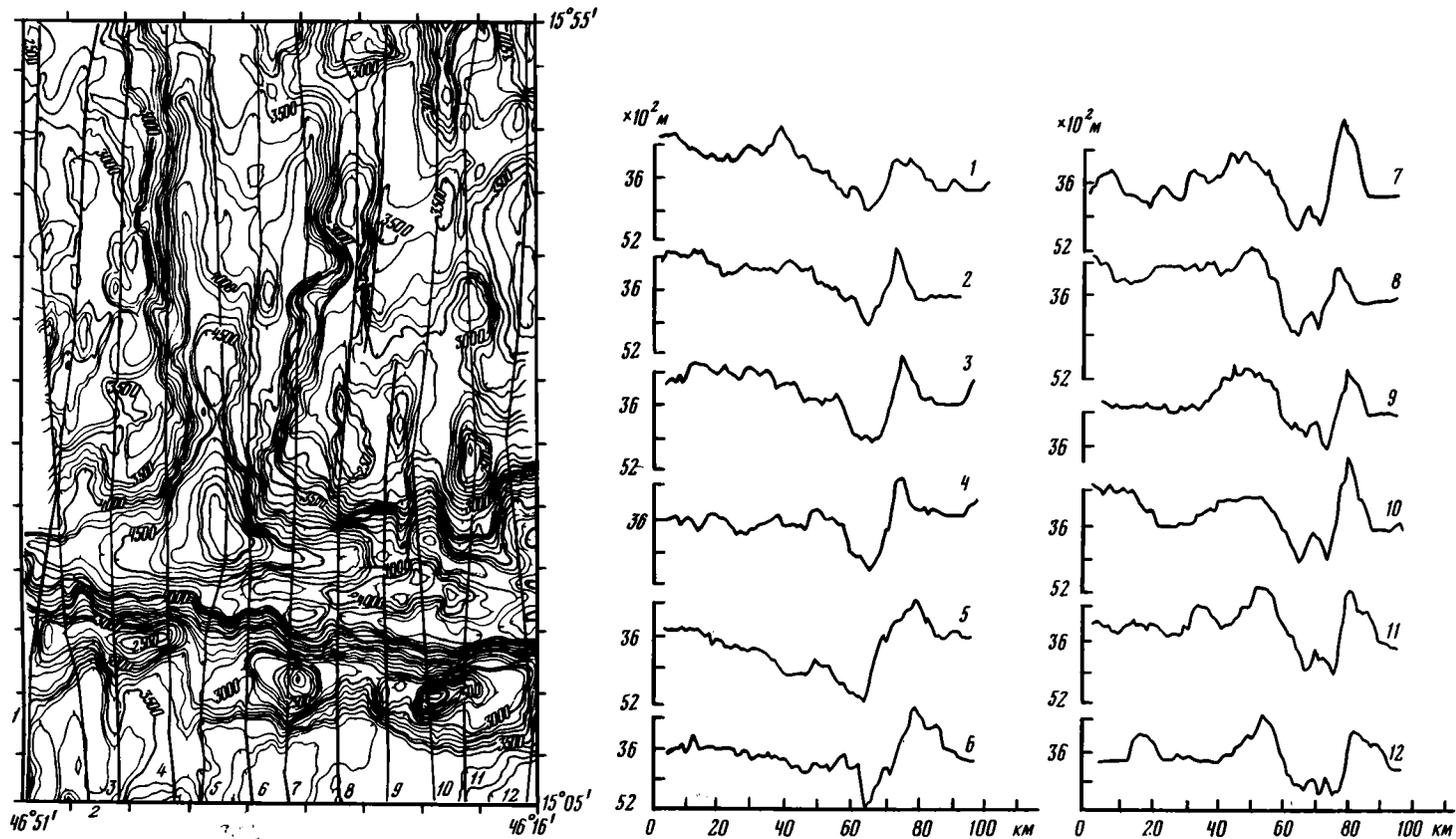


Рис. 12. Батиметрическая карта полигона VI и профили дна

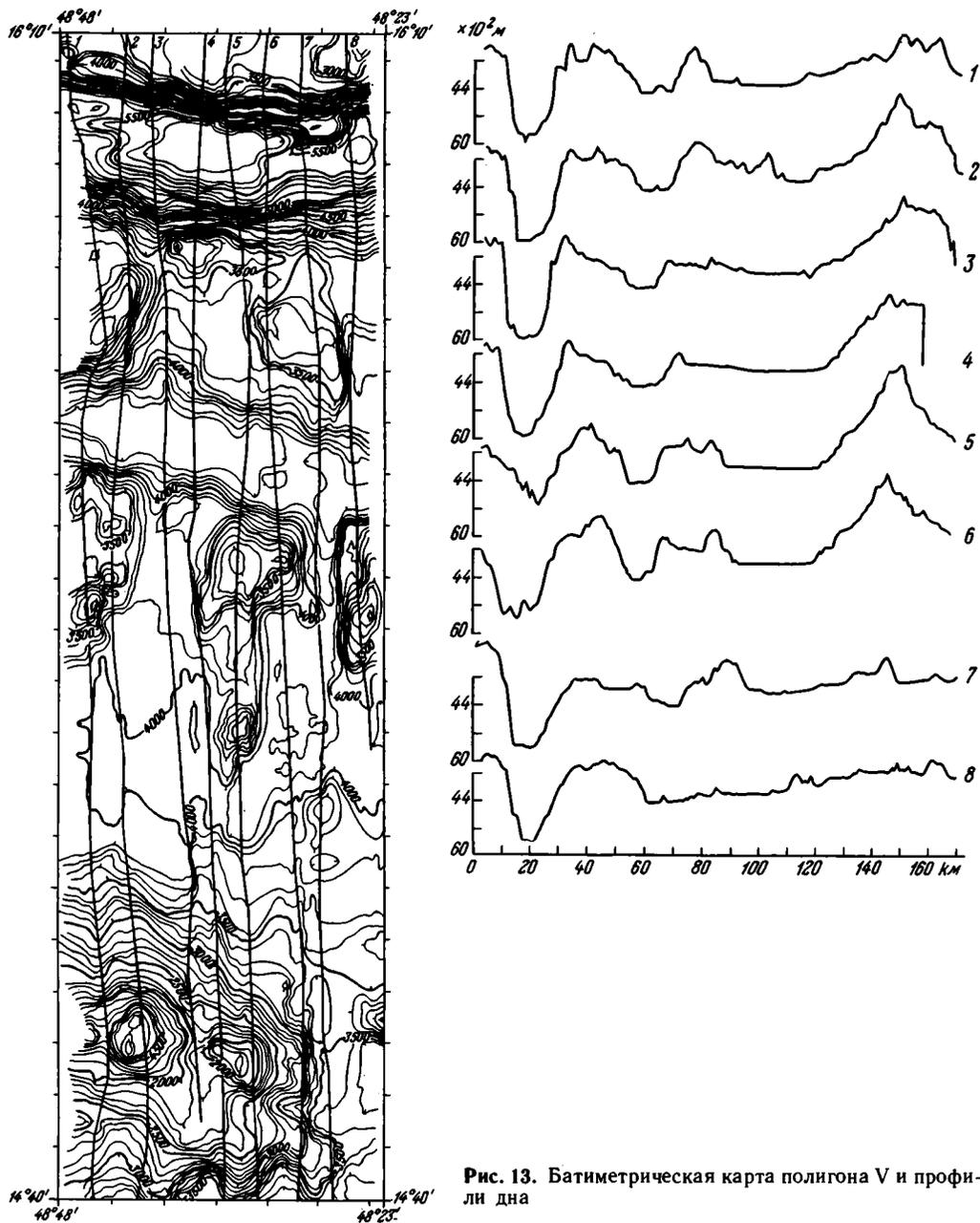


Рис. 13. Батиметрическая карта полигона V и профили дна

плоского дна до 4 мили; у подножья южного склона отмечается ступень шириной 2—3 мили с глубиной дна 4430 м. Восточнее установлено смещение оси желоба примерно на 2 мили к югу, глубина дна увеличивается до 4470 м, на краю ступени появляется поднятие, ограничивающее выровненную поверхность ступени глубиной 4400 м.

Южный борт желоба переходит в хребет, отделяющий желоб от широкой выровненной поверхности, протягивающейся до подножья хребта Ресечер. Как и на хребте

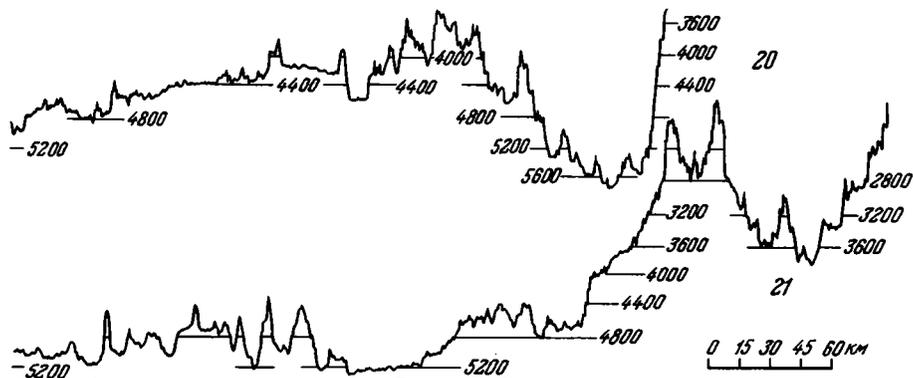


Рис. 14. Профили дна западного фланга Срединно-Атлантического хребта
Положение профилей см. на рис. 2

к северу от желоба, на южном хребте отмечается дробление на отдельные блоки, на вершинные поверхности которых насажены холмы и гряды высотой от 100 до 800 м. У крайнего западного блока средняя глубина над вершинной поверхностью 3500 м, у центрального и восточного — 3700—3800 м. Эти блоки разделены ложбинами с крутыми бортами; ширина ложбин 1—3 мили.

Западная часть хребта Ресечер достигает высоты 2500—3000 м над северным подножьем (минимальная глубина 1000 м). Склоны хребта ступенчатые, ширина ступеней от 0,5 до 5—7 миль, покрыты осадками до 200 м, они не прослеживаются от профиля к профилю. Южное подножье хребта находится на глубинах порядка 3700—3850 м. Ширина хребта 50—60 миль. Это понижение прослеживается на север до желоба разлома Зеленого Мыса, трассируя некоторую поперечную к желобу структуру. Существование поперечных нарушений можно предполагать и по изменениям глубины самого желоба, хребта к югу от него и примыкающей выровненной поверхности.

Однако ступенчатость склонов, а также хорошо видное на профиле 8-ступенчатое понижение единой поверхности с дроблением краев ступеней свидетельствуют об общем понижении дна к северу в процессе образования желоба и трога Роял.

Севернее хребта Ресечер осадки образуют выровненную поверхность типа плато. Мощность их 280—350 м.

К западу от полигона V детальных работ на продолжении разлома не проводилось. Два субширотных профиля позволили проследить продолжение разлома и хребта Ресечер к западу, характер перехода от срединного хребта Ресечер к западу и характер перехода от срединного хребта к котловине (рис. 14). В отличие от восточного фланга хребта здесь этот переход очень резкий и выражен уступом высотой до 600 м, к подножью которого подходит ровное дно котловины. Отдельные поднятия с единым уровнем выравнивания между ними отмечаются на расстоянии до 700 миль от уступа склона. Дно котловины лежит на глубинах от 5390 до 5430 м, постепенно понижаясь к ее центру и к югу. В центральной, наиболее глубокой, части котловины на $54^{\circ} 17'$ з. д. в дно врезано V-образное понижение с глубиной вреза до 400 м на юге и свыше 200 м на север, имеющее субмеридиональное простирание, так называемый канал Видал. Он отделяет расположенный к западу от него хребет Барракуда от полосы расчлененного рельефа на продолжении хребта Ресечер. Эта полоса шириной около 40 миль представлена на северном профиле поднятием шириной около 5 миль и относительной высотой до 400 м, к востоку от которого установлен ряд более мелких поднятий относительной высотой 300—400 м.

Фланг срединного хребта представляет собой зону глыбового расчленения. Поднятия шириной 12—15 миль ограничены крутыми уступами высотой 150—200 м и разделены широкими ложбинами; склоны ступенчатые; вершинные поверхности, дно ложбин и сту-

Рис. 15. Мощности и строение осадочного чехла на полигоне V

Условные обозначения см. на рис. 4

пени выровнены, иногда на краях ступеней и на вершинах отмечаются отдельные холмы; амплитуда расчленения не превышает 500 м.

В пределах полигона мощность осадочного чехла увеличивается с запада на восток от 100—130 до 250—300 м. Осадки представлены двухъярусной толщей, залегающей горизонтально и не испытывающей влияния фундамента. На обрамляющем трог южном хребте на ступенях отмечены отдельные карманы осадков мощностью до 100 м (рис. 15).

Желоб разлома заполнен горизонтально залегающим комплексом осадков с максимальной мощностью 270—300 м в осевой части. Структурно-осадочная толща желоба двухъярусная. Верхний ярус хорошо стратифицирован, нижний — слабо деформирован.

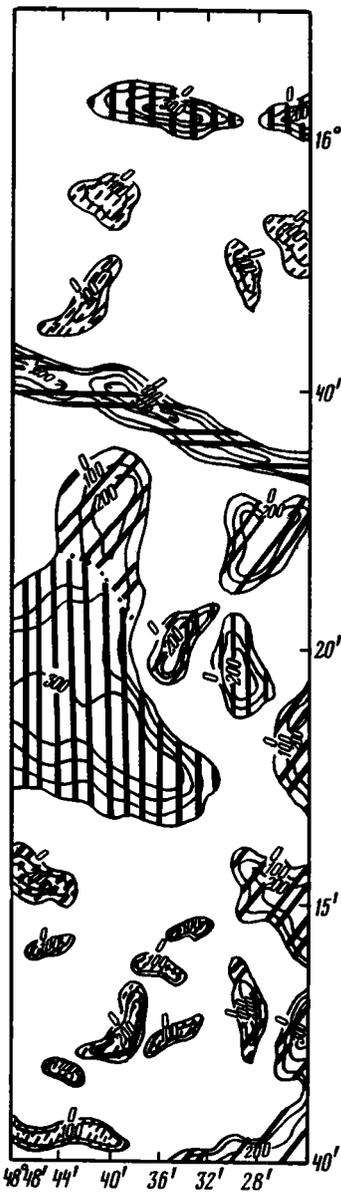
Отметим две особенности залегания осадочного чехла в желобе. Единственный случай не горизонтального залегания осадков отмечен на 48°43' з. д., где ось желоба меняет простирание с запад-северо-западного на западное.

Вторая особенность определяется приразломным гребнем. Гребень является границей, по которой одинаковая осадочная толща залегаёт на разных уровнях — в южной части желоба осадки лежат выше, чем в северной.

Анализ осадочного чехла желоба разлома позволяет сделать вывод о том, что в нем присутствует седиментационный комплекс, отмеченный для разломных желобов ранее, но без нижнего яруса. Этот ярус отличается деформированностью и влиянием на него рельефа фундамента. По мере приближения к осевой части СХ нижний ярус сокращается и, наконец, полностью исчезает, а занявший его место средний ярус приобретает следы деформации.

Ступенчатые структуры южного крыла разлома имеют мощность осадков до 200 м. Это осадки, заполняющие отдельные неровности фундамента или облекающие их.

Исследования 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» не только показали, насколько по-разному проявляется взаимодействие структур срединно-океанического хребта и разлома в различных геоморфологических зонах (осевой части и флангах), но и позволили подчеркнуть асимметрию их проявления в одной и той же геоморфологической зоне к западу и востоку от рифтовой долины. Отмечено широкое развитие тектонических форм рельефа; они преобладают над вулканическими в пределах не только флангов, но и осевой зоны хребта. Тектонические субмеридиональные структуры прослеживаются через зону разлома; по ним происходит смещение оси желоба. Представляется, что они возникли в результате более поздних деформаций, сместивших субширотную зону разлома.



ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ЗОНЕ РАЗЛОМА ЗЕЛЕННОГО МЫСА

Изучение поверхностного слоя осадков в зоне глобального трансформного разлома Зеленого Мыса представляет интерес не только для характеристики плейстоцен-голоценового отрезка геологической истории его геологического развития, но и для выявления возможной металлоносности этих осадков, а также оценки масштабов влияния молодого вулканизма островов Зеленого Мыса на осадконакопление в плейстоцене.

Возраст осадков поверхностного слоя, поднятых грунтовой трубкой, дночерпателем и драгами, определялся палеомагнитным методом (К. С. Бураков, А. Н. Диденко), а также биостратиграфическим по нанофлоре (Л. А. Головина). При изучении нанопланктона использовалась схема Гартнера для плейстоценовых отложений.

Поднятие островов Зеленого Мыса (западная часть). Осадки западной части поднятия островов Зеленого Мыса изучены в трех колонках на ст. 3-1-Т1, 3-2-Т2 и 3-5-Т3 (рис. 16). Остатки нанофлоры в колонке Т1 мощностью более 400 см указывают на верхнеплейстоценовый возраст слагающих ее илов. Осадки данной колонки первоначально коррелировались с зоной *Pseudoemiliana lacunosa* по присутствию этого вида от основания разреза вплоть до уровня 80 см.

Дополнительное изучение нанопланктона подтвердило границы зон, выделенных при бортовом изучении нанопланктона. Данные по нанофлоре хорошо согласуются с результатами изучения фораминифер в этой колонке (устное сообщение М. Е. Былинской). Следует отметить, что в самой верхней части разреза (20—10 см) отмечается «вспышка» численности *N. carteri*.

Ниже приведено краткое описание разрезов плейстоцен-голоценовых осадков котловины Зеленого Мыса по данным просвечивающей поляризационной микроскопии, химического и рентгендифракционного анализа.

В колонке Т1 (см. рис. 16) вскрыта толща карбонатных и глинисто-карбонатных кокколито-фораминиферовых илов с прослоями вулканогенного материала. Осадки окрашены в коричневато-бежевый и светло-серый цвет. Для фораминиферо-кокколитовых илов, обогащенных глинистым материалом, характерны признаки активной деятельности роющих организмов, перемешивание осадков, биотурбации.

Содержание CaCO_3 в осадках разреза Т1 (табл. 1) относительно низкое для нормальных карбонатных илов: 7,7—10% в прослоях, максимально обогащенных вулканогенным материалом, и 20—45% по всей глинисто-карбонатной толще. Максимальное значение 65,3% в поверхностном слое колонки характеризует нормальный карбонатный осадок с небольшой примесью глинистого вещества.

Состав глинистых минералов, по данным рентгеновской дифракции, практически один и тот же по всему разрезу и включает каолинит, смектит, слюду, иногда хлорит, гидрослюда. В небольших количествах присутствуют также полевой шпат и кварц (рис. 17).

Пепловые прослои и пачки мощностью от 15 до 50 см описаны в интервалах 80—130, 200—225 и 350—368 см. Для них характерна тонкослоистая текстура. Наб-

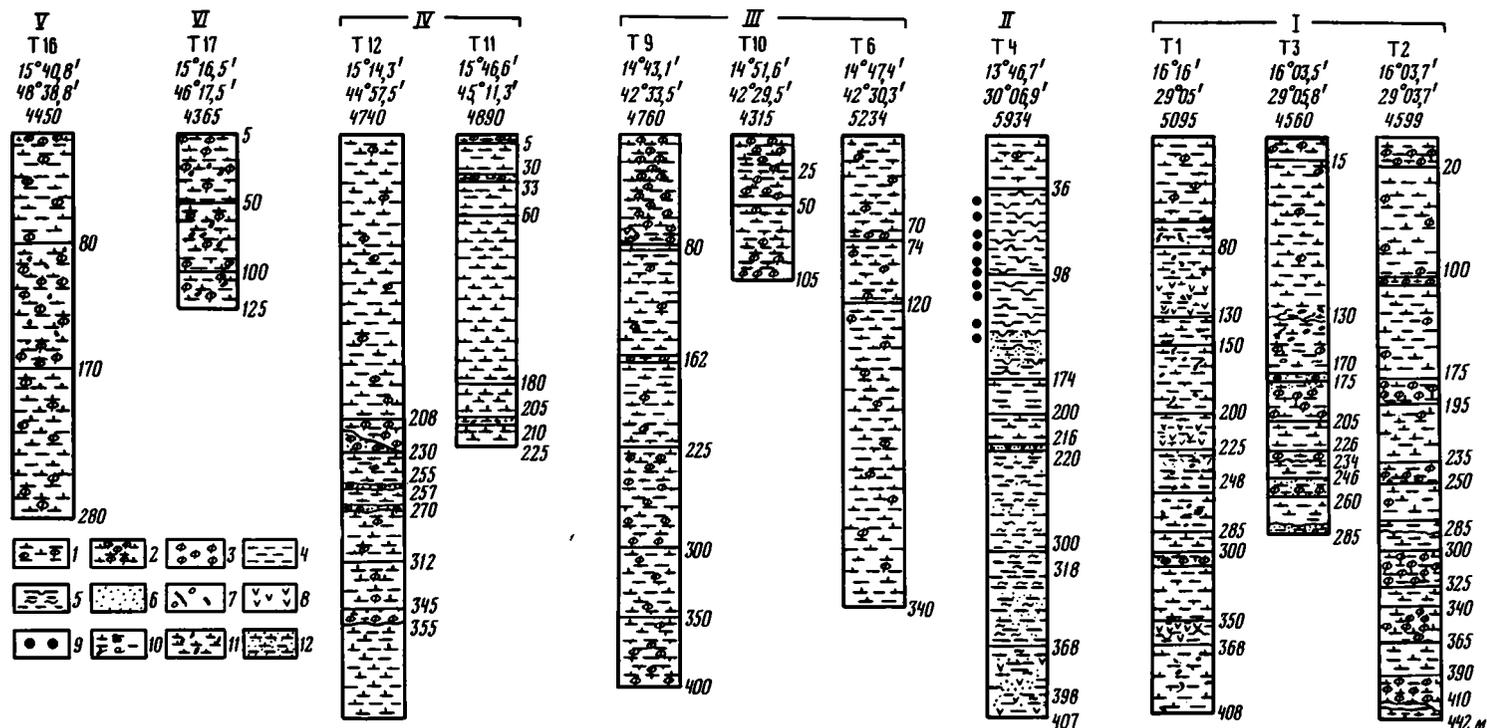


Рис. 16. Состав и строение плейстоцен-голоценовой осадочной толщи на профиле разлома Зеленого Мыса

1 — ил глинисто-кокколитовый с небольшой примесью фораминифер; 2 — ил кокколито-фораминиферовый (содержание фораминифер до 30%); 3 — фораминиферовый песок с примесью терригенных зерен; 4 — ил глинистый; 5 — ил глинисто-кремнистый, радиоляриево-диатомовый с прослоями этмодискусового ила; 6 — примесь золотого материала в осадках; 7 — биотурбации и следы роющих организмов; 8 — вулканические пеплы; 9 — диagenетические сульфиды; 10 — фораминиферо-кокколитовые илы с примесью обломков меланократовых пород;; 11 — кокколитовые и глинисто-кокколитовые илы с микровключениями рудных минералов железа; 12 — красная пылеватая вкрапленность и железистые рубашки оксигидратов железа на скелетных остатках фораминифер в фораминиферо-кокколитовых илах

Таблица I

Содержание основных компонентов донных осадков на профиле разлома Зеленого Мыса, % вес.

Номер колонки (горизонт, м)	CaCO ₃	C _{орг}	Fe	Mn	Ti	P	Al	Si
T1 (0—5)	65,26	0,12	1,67	0,05	0,24	0,03	He опр.	He опр.
T1 (45)	45,06	0,27	3,00	0,10	0,47	0,06	»	»
T1 (90)	38,59	Нет	3,58	0,08	0,71	0,08	»	»
T1 (120)	37,11	0,16	5,91	0,08	0,86	0,08	0,59	12,67
T1 (240)	7,72	Нет	4,68	0,14	0,57	0,06	He опр.	He опр.
T1 (215)	31,40	0,14	4,49	0,13	0,86	0,08	5,06	16,04
T1 (250)	38,25	Нет	3,57	0,11	0,57	0,04	He опр.	He опр.
T1 (300)	41,99	0,08	3,53	0,11	0,57	0,09	»	»
T1 (368)	10,21	Нет	4,43	0,04	0,56	0,06	7,69	22,25
T1 (408)	19,29	»	3,77	0,08	0,46	0,04	He опр.	He опр.
T3 (5—10)	77,18	»	1,63	0,04	0,16	0,02	2,16	5,47
T3 (40—50)	47,67	0,46	2,68	0,09	0,32	0,03	He опр.	He опр.
T3 (80—90)	24,97	Нет	3,86	0,09	0,57	0,04	»	»
T3 (120—130)	60,61	Нет	2,10	0,08	0,28	0,03	»	»
T3 (130—150)	25,54	»	3,76	0,13	0,55	0,06	»	»
T3 (195—206)	68,85	0,93	1,40	0,02	0,19	< 0,01	»	»
T3 (226—234)	60,72	Нет	2,13	0,08	0,28	0,03	»	»
T3 (255—265)	73,77	»	1,58	0,04	0,18	0,02	»	»
T4 (82—90)	Нет	0,17	3,91	0,50	0,48	0,04	4,97	27,25
T4 (210—220)	27,50	0,14	6,05	0,08	0,96	0,07	5,78	20,10
T4 (396—407)	2,95	Нет	5,53	0,05	0,57	0,01	8,76	25,52
T6 (0—5)	61,86	0,17	2,94	0,17	0,37	0,02	5,12	12,99
T6 (30—40)	He опр.	He опр.	3,69	0,26	0,54	0,03	He опр.	He опр.
T6 (100—110)	»	»	3,53	0,24	0,40	0,01	»	»
T6 (140—150)	43,81	Нет	3,05	0,18	0,33	0,23	»	»
T6 (220—230)	41,31	»	3,59	0,20	0,36	0,02	»	»
T6 (310—330)	41,09	»	3,32	0,20	0,36	0,02	»	»
T9 (5—15)	79,45	»	1,07	0,08	0,12	< 0,01	»	»
T9 (65—70)	69,91	»	1,60	0,12	0,18	0,008	»	»
T9 (164—170)	73,09	»	1,47	0,09	0,16	0,018	»	»
T9 (215—220)	74,34	»	1,35	0,09	0,12	< 0,01	»	»
T9 (360—370)	72,87	»	1,52	0,10	0,19	0,01	»	»
T10 (30—40)	79,68	»	1,34	0,04	0,12	< 0,01	»	»
T12 (275—280)	45,63	»	3,63	0,22	0,34	0,03	»	»
T12 (325—330)	25,69	He опр.	4,66	0,39	0,41	0,12	5,93	17,45
T16 (240—250)	58,79	6,8	2,23	0,20	0,29	0,02	3,44	9,00
T17 (120—125)	63,56	Нет	2,79	0,18	0,24	0,03	2,95	7,21

Примечание. T1, T3 — поднятие островов Зеленого Мыса (западная часть); T4 — глубоководная котловина Зеленого Мыса; T6, T9, T10 — восточная фланговая зона САХ; T12 — южный сегмент рифтовой долины; T16 — северный сегмент рифтовой долины САХ; T17 — западная фланговая зона САХ.

людается чередование прослоев, обогащенных обломками магнетита, гематита, пироксена, плагиоклаза, иногда роговой обманки, зеленого и бурого стекла алевроитовой размерности, встречаются цеолиты. Зерна не окатаны, сохраняют кристаллографические очертания и часто лишены цементирующего материала.

Прослон, обогащенные пирокластикой, отчетливо фиксируются на дифрактограммах по обилию рентгеноаморфной фазы. Отметим, что присутствие небольших количеств рентгеноаморфного вещества наблюдается фактически по всему разрезу осадочной толщи и отражает влияние островного вулканизма на осадконакопление во впадине Зеленого Мыса.

Колонка со ст. 3-2-T2 на восточном склоне возвышенности, осложняющей северный борт котловины Зеленого Мыса, в верхней своей части мощностью порядка 270 см также относится к верхнему плейстоцену (Брюнес) [55]. В отличие от осадков колонки T1, обогащенных вулканогенным материалом, разрез колонки T2 сложен однородной слоистой толщей карбонатных фораминиферо-кокколитовых осадков с примесью тон-

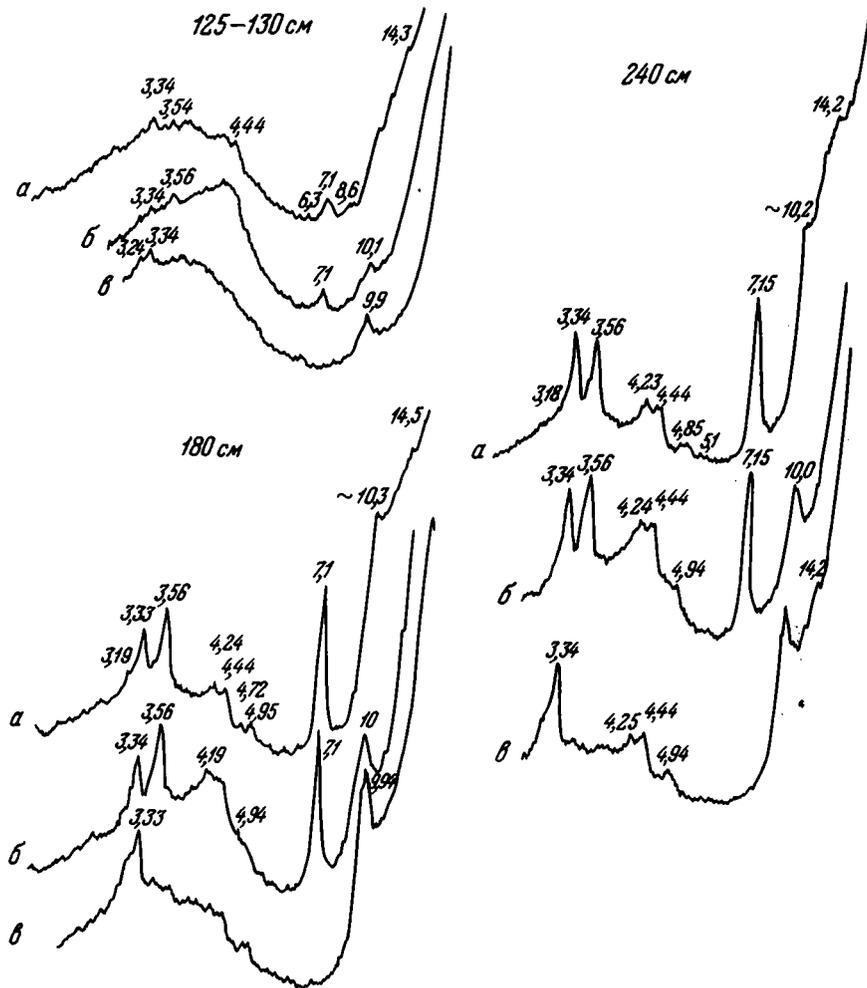


Рис. 17. Рентгendifрактограммы глинистой составляющей осадков подводного поднятия Зеленого Мыса в колонке Т1

Здесь и на рис. 19—21: а — природный образец, б — прокаленный при 550° С, в — насыщенный глицирином

кого глинистого материала, количество которого меняется по разрезу. По присутствию *P. laciposa* интервал от основания колонки до уровня 135 см коррелируется с одноименной зоной. Выше по разрезу до уровня 90 см выделяется зона *Serphugosarpsa oseaipca*, верхняя граница которой проводится по появлению *E. huxleyi*.

Глубоководная котловина Зеленого Мыса. Пелагические осадки ее внутренней части описаны в колонке Т4, поднятой с глубины 5934 м, в узком трое у подножья крутого уступа в рельефе дна (рис. 18). Колонка длиной 407 см сложена глинисто-кремнистыми илами, содержащими лишь отдельные маломощные прослои глинисто-карбонатного материала. Палеомагнитные векторные характеристики позволили выделить несколько инверсий намагненности, которые интерпретировались как Брюнес—Матюяма и эпизод Харамильо. Сохранность нанопланктона, естественно, плохая, и это затрудняет его определение. Первоначально здесь найдены лишь дискоастеры очень

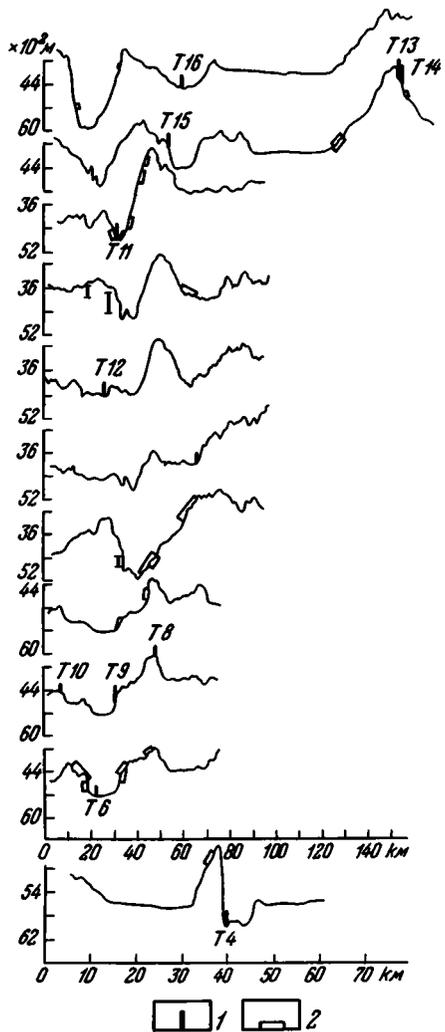


Рис. 18. Местоположение колонок в рельефе дна на профиле разлома Зеленого Мыса
 1 — места взятия колонок (грунтовых трубок); 2 — места драгирования склонов подводного рельефа



Рис. 19. Рентгендифрактограммы глинисто-кремнистых осадков глубоководной части котловины Зеленого Мыса в колонке Т4

плохой сохранности, предположительно *Discoaster brouweri*, *D. surculus*; более тщательные поиски показали присутствие редких, но не единичных *Gephyrocapsa caribbeanica*, *G. oceanica*, *Helicosphaera carteri*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Pseudoemiliana lacunosa*. В самой верхней части разреза присутствует тот же комплекс, но дискоастеры не обнаружены. Возможно, что первоначальная интерпретация палеомагнитных данных верна, однако смущает слишком малая мощность осадков, соответствующих эпохе Брюнес. До глубины 36 см в составе осадков преобладает глинисто-кокколитовая основная масса, в которой присутствуют обломки скелетов фораминифер.

На глубине 36 см глинисто-карбонатные осадки по резкой границе контактируют со слоистой толщей глинисто-кремнистых илов, окрашенных в желтовато-серые и оливково-зеленые тона. Толщина отдельных прослоев от 2—4 до 40 см. Глинисто-кремнистые илы отличаются студнеобразной, иногда глобулярной текстурой, а также более высокой степенью обводненности. Основная масса ила под микроскопом слабоанизотропная с темно-серой интерференционной окраской. На глубине 40—55 см в ней присутствуют скелетные остатки разнообразных диатомей; ниже илы преимущественно этмодискусковые. Для илов характерна листоватая текстура. Осадки содержат небольшую примесь вулканогенного материала в виде алевритовых зерен плагиоклаза, пироксена, рудных минералов. До глубины 140—150 см установлено также присутствие кварца и диагенетического глобулярного пирита (до 3%). В нижней части толщи осадки становятся более плотными. Прослои, обогащенные остатками кремниевых организмов, чередуются в них с прослоями комковатого глинистого материала.

В интервале 174—216 см наблюдается второй прослой карбонатно-глинистого, преимущественно кокколитового ила.

Самая нижняя часть разреза, от 368 до 407 см, сложена глиноподобной породой серовато-зеленого цвета, которая участками раскристаллизована с образованием мелкошуйчатых агрегатов угловатой формы и, по-видимому, представляет собой вторично измененный вулканокластит.

Минеральный состав глинистых компонентов осадков по данным рентгеновской дифракции характеризуется обилием рентгеноаморфной фазы (рис. 19). Из числа глинистых минералов определены каолинит, слюда, хлорит, смектит. Отмечена также примесь полевого шпата и кварца. Рентгеноаморфное вещество в значительной степени представлено кремнеземом, в основном биогенным, а также вулканогенным. Его содержание, как и содержание кварца, определялось аналитически в химической лаборатории ГИН АН СССР по методу Э. С. Залманзон [16]. В разных частях разреза количество SiO_2 аморфного 2,9—6,2%, кварца 8,6—17,7%, что свидетельствует о весьма значительной роли эолового переноса в осадконакоплении на широте разлома Зеленого Мыса. Осадочный материал переносится пассатными ветрами в западном направлении и поступает преимущественно из Сахары, на что указывают детальные исследования зерен кварца, выполненные различными независимыми современными методами [1,32].

Восточная фланговая зона САХ. Колонки Т6, Т8, Т9 и Т10 описаны на маридиональном пересечении долины трансформного разлома Зеленого Мыса в восточной фланговой зоне САХ (см. рис. 16, 18). В совокупности они составляют поперечный разрез через эту структуру.

Колонка Т6, полученная на дне долины на глубине 5234 м, прошла исключительно однородную толщу тонкого маслянистого карбонатного ила, окрашенного в разные оттенки бежевого цвета. Ил кокколитовый с небольшой примесью фораминифер (до 10%), а также глинистого материала. Набор глинистых минералов практически тот же, что и в других разрезах: преобладают каолинит и слюда, в меньших количествах присутствуют уют смектит, хлорит, а также полевой шпат и кварц (рис. 20). С глубины 120 см и до конца колонки в осадках присутствуют светло-коричневые округлые глинистые комочки — нерастворимый остаток фораминифер.

По всему разрезу установлена небольшая примесь мелкоалевритовых зерен рудных минералов — магнетита, гематита и др., составляющих доли процента. Осадки коррелируют с зоной *Emiliana huxleyi*.

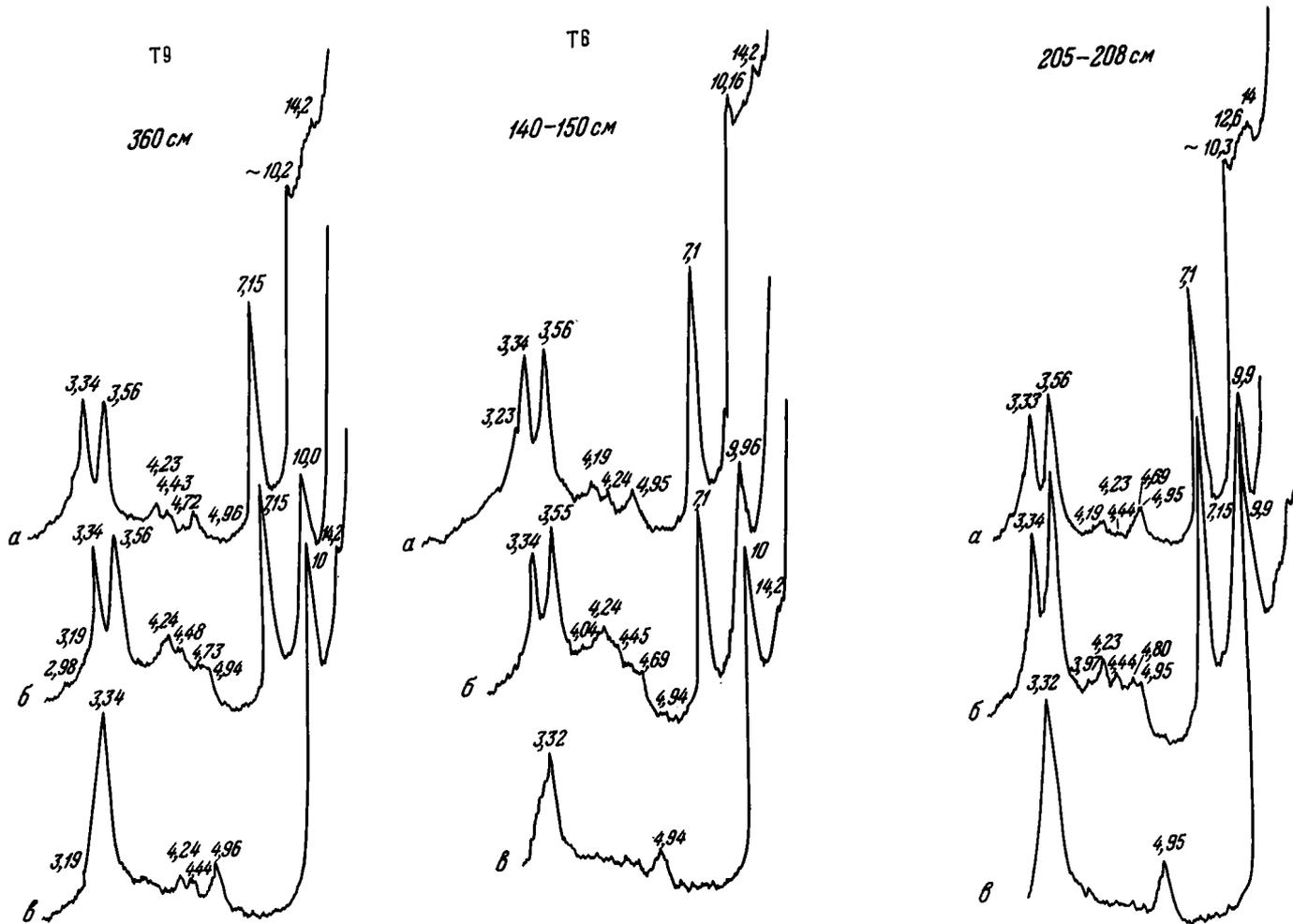


Рис. 20. Рентгendifрактограммы глинистой составляющей карбонатных осадков на пересечении трансформного разлома Зеленого Мыса с восточной фланговой зоной Срединно-Атлантического хребта в колонках Т9, Т6

Рис. 21. Рентгendifрактограммы глинистой составляющей осадков на пересечении трансформного разлома Зеленого Мыса с Южным сегментом рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта в колонке Т12

Две колонки Т9 и Т10 (с глубин соответственно 4760 и 4315 м) получены в нижней части на южном и северном склонах долины трансформного разлома. В обоих случаях осадки представлены глинисто-карбонатными илами. Более полный разрез описан в колонке Т9 длиной 400 см.

От 0 до 225 см ил алевритисто-песчанистый кокколито-фораминиферовый. Содержит до 30% фораминифер размером от 0,05 до 0,3 мм. Основная масса кокколитовая с небольшой примесью глинистого материала. На глубине 40—50 см в осадке встречен обломок твердого слабоизмененного порфиривого базальта размером 8×10 см, покрытого железомарганцевой коркой толщиной до 1 см. В осадках присутствует незначительная примесь мелкоалевритовых рудных зерен.

В нижней части разреза Т9 наблюдается переслаивание кокколито-фораминиферных осадков с глинисто-карбонатными. Последние содержат не более 15% фораминифер, в значительной степени присутствующих в виде раковинного детрита. Глинистые комочки алевритовой размерности свидетельствуют также о частичном растворении фораминифер ниже критической глубины карбонатной компенсации. На данном участке трансформного разлома в трубке Т9 получены осадки с привершинной части поднятия, венчающего южный склон долины. Глубина взятия трубки 3250 м. Поднято несколько обломков размером 0,5—5 см. Среди них железомарганцевые корки толщиной менее 1 см, зачаточные конкреции с ядрами белого известняка и базальта, а также створки птеропод, покрытые Fe—Mn-налетом, и целая раковина размером 0,7×0,5 см.

Разнородный материал осадка в целом представляет собой осыпь на склоне подводного рельефа и характеризует породы, слагающие вершинную часть подводных гор на глубинах не более 3500 м. Изучение нанопланктона этой колонки с просмотром ряда образцов под электронным микроскопом позволило выявить, что *E. huxleyi* присутствует по всему разрезу; следовательно, он соответствует зоне *Emiliana huxleyi*. В нижней части колонки среди переотложенных видов нижнеплейстоценового комплекса часты и дискоастеры великолепной сохранности. Это *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. sulcatus*, *Discoaster* sp.

Южный сегмент рифтовой долины САХ. Осадочные образования на пересечении восточного фланга САХ трансформным разломом Зеленого Мыса изучены в колонках Т11, Т12. Обе колонки подняты с глубины около 5000 м, т. е. практически ниже уровня карбонатной компенсации.

Колонка Т11 длиной 225 см и верхняя часть колонки Т12 длиной 208 см сложены исключительно однородным тонким глинисто-кокколитовым илом палево-желтого цвета. В колонке Т12 в основании этой толщи наблюдается прослой фораминиферового песка, который несогласно залегает на более грубом песчано-мелкогравийном осадке серого цвета, содержащем неокатанные зерна базальтов и серпентинитов. Нижняя часть колонки от 230 до 425 см сложена шоколадно-коричневым плотным кокколитовым илом с примесью глинистого материала.

Состав глинистых минералов определялся с помощью рентгеновской дифракции в трех горизонтах колонки Т12 (рис. 21). Во всех случаях он оказался однотипным и включает каолинит, гидрослюдистый минерал, смектит, небольшую примесь хлорита. Наблюдается примесь рентгеноаморфного вещества, полевого шпата и кварца. В составе ила установлена примесь редких зерен черного рудного минерала мелкоалевритовой размерности. Характерна тонкая, местами обильная, пылеватая вкрапленность окислов железа, гематита (?). В осадках колонки Т11 наряду с *P. lacunosa* присутствует вид *E. huxleyi*. Следовательно, в разрезе колонки Т11 отложения не древнее основания зоны *E. huxleyi*. Осадки колонки Т12 коррелируют с зоной *P. lacunosa*.

Северный сегмент рифтовой долины САХ. Осадочные образования представлены здесь карбонатными и глинисто-карбонатными илами, микрокристаллическими известняками — продуктами литификации илов, а также грубообломочными отложениями, состоящими из фрагментов базальтов и гипербазитов разной размерности — подводные

делювиально-пролювиальные образования. В виде обломочной примеси базальтоиды и гипербазиты часто присутствуют также в глинисто-карбонатных осадках.

Единственный разрез карбонатной осадочной толщи получен трубкой большого диаметра у основания южного склона долины трансформного разлома (ст. 3-74-Т17). Длина колонки всего 125 см. Осадки кокколитовые, содержат разное количество фораминифер, в верхней части разреза окрашены в бежевый цвет, ниже глубины 50 см установлены буро-коричневые прослои. Глинистая примесь незначительна. Наблюдается редкая тонкая вкрапленность рудных минералов черного и ярко-красного цвета, составляющая доли процента. Характерны коричневые глинисто-железные «рубашки» на фораминиферах, а также редкие рудные включения и микровкрапленность магнетита (?), гематита (?) и аутигенных сульфидов (?). Последние имеют специфическую форму округленных и каплевидно вытянутых микрогустков размером от 0,001 до 0,09 мм (единичные). Окраска золотисто-желтая до черной.

Возраст осадков колонки Т17 по данным нанофоссилиевого анализа датируется как нижнеплейстоценовый. Согласно палеомагнитным данным, К. С. Бураков и А. Н. Диденко рассматривают слагающие ее отложения как среднеплейстоценовые. Не исключается возможность частичного переотложения материала.

Полученные материалы позволяют сделать следующие выводы о характере осадко-накопления в зоне пересечения рифтовой долины САХ с трансформным разломом Зеленого Мыса.

Эдафогенно-обломочные отложения склонов трансформного разлома представлены обломками базальтоидов и гипербазитов, которые образуют осыпи на склонах подводного рельефа или в разной степени сцементированные глинисто-карбонатным материалом делювиально-пролювиальные отложения. Полученные при драгировании данные позволяют считать этот тип отложений преобладающим.

Глинисто-карбонатные и карбонатные, преимущественно биогенные отложения представлены фораминиферо-кокколитовыми илами, мощность которых резко сокращена на склонах подводного рельефа по сравнению с депрессиями трансформного разлома и, вероятно, рифтовой долины. Характерна небольшая (доли процента — до 2%) примесь рудного компонента в виде рассеянной, иногда пылеватой вкрапленности рудных минералов, оксигидратов железа и марганца.

Западная фланговая зона САХ. Осадки описаны по данным четырех колонок, поднятых трубкой большого диаметра (Т13, Т14, Т15, Т16), а также при драгировании склонов подводного рельефа.

Глубоководные осадки осевой части депрессии трансформного разлома изучены в колонке Т16, поднятой с глубины 4450 м. Координаты станции 15°40,8' с. ш., 48°38,8' з. д.; колонка длиной 280 см вскрыла карбонатную толщу кокколитового ила с примесью глинистого материала, в которой присутствует от 5—7 до 15—20% скелетных остатков фораминифер.

Фораминиферы неравномерно распределены в осадке, местами образуют скопления. Осадок имеет комковатую текстуру благодаря скоплениям железисто-глинистых комочков алевритовой размерности, неравномерно распределенных в массе ила. Важно отметить распределенную по всей колонке микровкрапленность рудных минералов крупнопелитовой размерности черного и ярко-красного цвета (оксигидраты Fe и Mn), а также пылеватую вкрапленность красного цвета, придающую осадку светло-розовую окраску. Присутствие тонкого рудного материала в толще карбонатного ила, вероятно, связано с рассеянием выносов гидротерм (?) в отложениях осадочного чехла, покрывающего глубоководную часть депрессии.

Каменный материал, полученный трубкой Т15 на северном борту депрессии с глубины 3540 м, свидетельствует о развитии осыпей на склонах подводного рельефа. Обломки размером 0,5—3 см представлены меланократовыми породами и часто изменены процессами гальмиролиза.

Осадочные образования в южной части полигона V на подводном хребте Ресечер

изучались с помощью трубок большого диаметра (Т13, Т14) в привершинной части хребта, а также при драгировании северного и южного склонов.

Трубкой Т13 с глубины 1218 м получен обломок пелитоморфного известняка уплощенной формы размером 3×4 см, поверхность которого покрыта налетом черных окислов марганца.

В трубке Т14, взятой на склоне с глубины 1400 м, помимо мелких обломков плотного известняка розовато-палевого цвета, подняты фрагменты органогенно-детритусовой карбонатной породы, в составе которой различается детрит крупных птеропод (0,5×1 см) и трубчатых кораллов, покрытых налетом окислов марганца. Обломки плотного пелитоморфного известняка, как и менее литифицированного органогенно-детритового, покрыты железомарганцевой коркой толщиной от 1 до 4—5 мм.

Плотная пелитоморфная карбонатная порода, полученная в трубках Т13 и Т14, имеет кристаллическое строение и представляет собой продукт раскристаллизации кокколитового ила. Фораминиферы, присутствующие в кокколитовом известняке преимущественно в виде детрита, также частично окристаллизованы. Небольшая примесь рудного материала (доли процента) представлена черными (магнетит) и краснобурыми (гематит?) микровключениями. В трубке Т14/2 перекристаллизованный кокколитовый известняк содержит 10—15% фораминифер крупноалевритовой размерности идеальной шаровидной формы (окристаллизованных). Фораминиферы, как и вмещающая порода, местами пропитаны черными с красноватым отливом окислами марганца.

Приведенное описание конкретных разрезов осадочного чехла, развитого на западном фланге САХ в зоне разлома Зеленого Мыса, указывает на разнообразие состава, изменчивость мощностей и возрастных характеристик осадков, а также на влияние вторичных постседиментационных преобразований на их состав.

Детальное изучение вещественного состава плейстоцен-голоценовых донных осадков на профиле разлома Зеленого Мыса показало, что наиболее распространенным типом осадков выше критической глубины карбонатакопления на всем протяжении профиля являются карбонатные илы, содержащие 30—50 и более 50% CaCO_3 [2]. Они относятся, соответственно, к известковистым и сильноизвестковистым илам [30, 101].

Влияние тектонической активности выражается в обогащении осадков обильным эдафогенным обломочным материалом базальтов и ультрабазитов.

Вторая характерная особенность осадочной толщи тектонически активных зон — присутствие в осадках рассеянной, часто пылевой вкрапленности рудного вещества — оксигидратов железа и марганца, которые предположительно представляют собой результат рассеяния рудного вещества гидротерм.

Важно отметить также развитие в этих зонах постседиментационных процессов в виде перекристаллизации биогенных карбонатных осадков с сохранением первичных биоморфных текстур.

Изучение нанопланктона из разрезов в районе САХ показало, что колонками вскрыты молодые осадки плейстоцен-голоценового возраста. Детальная стратификация осадков затруднена из-за постоянного перемыва, обусловленного сильной расчлененностью рельефа и сложной гидродинамикой осадконакопления в районе исследований. Несмотря на разнообразные ассоциации нанопланктона хорошей сохранности, детальный отбор образцов позволяет практически во всех разрезах отметить ряд уровней с плохой сохранностью нанофлоры, что свидетельствует об усилении растворения карбонатных остатков в это время. Возможно, это связано с климатическими колебаниями, повлекшими за собой изменение водных температур.

КОРЕННЫЕ ПОРОДЫ ЗОНЫ РАЗЛОМА ЗЕЛЕННОГО МЫСА**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

В 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» проводилось опробование коренных пород разлома Зеленого Мыса в пределах пяти полигонов. Полигоны были выбраны таким образом, чтобы можно было получить представление о породах, слагающих различные по возрасту и морфологии участки разломной зоны. Драгировки проводились на бортах долины разлома, на склонах поперечных хребтов, а также в пределах медианных хребтов, расположенных непосредственно в долине разлома. Несколько драгировок выполнено в рифтовой долине САХ на полигонах IV и VI. Кроме того, магматические породы получены со склонов двух структур на западном фланге разлома — хребта Ресечер и трога Ройял (полигон V).

Изучение разлома проводилось ступенчатым драгированием, что позволило достаточно полно охарактеризовать эту структуру в нескольких поперечных сечениях. Был поднят большой объем разнообразного каменного материала: базальты, долериты, массивные и кумулятивные габброиды, троктолиты, пироксениты, перидотиты, дуниты, метаморфические (в основном хлорит-амфиболовые и актинолитовые сланцы) и гидротермально переработанные (метасоматические) породы, а также известняки (табл. 2).

Характер поверхности обломков свидетельствует о том, что их подавляющая часть поднята из осыпей и развалов в пределах склонов. Многие обломки несут следы тектонических деформаций (характерная штриховка, притертые серпентинитовые рубашки, катаклаз и т. д.). В нескольких грунтовых трубках опробованы прослойки обломков магматических пород в ядрах железомарганцевых конкреций в пределах осадочной толщи. Среди поднятых пород преобладают в различной степени серпентинизированные гипербазиты.

В пределах полигона II, расположенного в котловине Зеленого Мыса в районе 34-й магнитной аномалии (сантон), с южного склона поднятия в долине разлома грунтовой трубкой (ст. 3-8-Т5) поднято небольшое количество обломков базальтов и железомарганцевых конкреций с глинистыми ядрами (рис. 22).

Полигон III находится на склоне САХ, на переходе к абиссальной котловине (рис. 23). Возраст коры южного борта разлома поздний олигоцен — ранний миоцен (6-я линейная магнитная аномалия), северного — поздний эоцен (13-я магнитная аномалия). Северный борт разлома в верхней части сложен серпентинизированными гипербазитами, в нижней — массивными и кумулятивными габброидами, а также базальтами и долеритами. На южном борту драгированы базальты с небольшим количеством габброидов, а в верхней части — известняки.

Районы полигонов IV и VI захватывают два узловых участка сочленения соответственно южного и северного сегментов САХ и трансформного разлома Зеленого Мыса, включая его активную и пассивную части (рис. 24, 25). Северный и южный борта долины активной части разлома сложены в основном серпентинизированными гипербазитами, тяготеющими к верхним частям склонов, но в ряде драг (ст. 3-72-Д63, 3-73-Д64), кроме того, подняты базальты, габбро, метаморфические породы.

Т а б л и ц а 2

Данные по коренным породам, поднятым из разлома Зеленого Мыса

Номер станции	Район	Широта	Долгота	Горизонт, м	Объем материала, кг	Описание образцов
3-8-Т5	Южный склон поднятия в центральной части троговой долины разлома	13°48,8'	30°09,2'	5440	0,15	Щебенка витрокластических туфов, базальтов, долеритов (до 3 см), обломки железомарганцевых корок
3-10-Д10	Южный борт разломного трога, средняя часть	14°43,2'	42°31,1'	4650—4100	0,3	Железомарганцевые корки и обломки литифицированного глинистого вещества
3-10-Д11	То же	14°44,0'	42°29,2'	4950—4300	1	Железомарганцевые корки, обломки базальтов (до 5 см)
3-11-Д12	Северный борт разломного трога, верхняя часть	14°51,1'	42°30,4'	4800—4250	0,5	Щебенчатые обломки гипербазитов (до 6 см в поперечнике), обломки железомарганцевых корок
3-15-Д16	То же, нижняя часть	14°50,8'	42°30,3'	5050—4750	10	Обломки базальтов (до 5 см), долеритов, кумулятивных (оливин-пироксен-плагиоклазовых) пород с переменным содержанием этих минералов (до 4 см), гигантозернистое габбро, апогарибургитовые серпентиниты (2 обломка)
3-16-Д17	Южный борт разломного трога, нижняя часть	14°43,9'	42°35,2'	5100—4750	1	Базальтовое стекло, покрытое железомарганцевой коркой (до 15 см), обломки железомарганцевых корок
3-17-Д18	То же, средняя часть	14°37,8'	42°36,1'	4300—4050	2	Железомарганцевые корки и конкреции в ядрах — базальтовое стекло (до 5 см); обломки базальтов, габбро, стекла (до 2 см)
3-18-Д19	То же, верхняя часть	14°38,0'	42°32,3'	3850—3650	0,3	Обломки фораминиферовых известняков (до 3 см), покрытые железомарганцевой коркой
3-20-Т8	Обратный (южный) склон борта разломного трога, верхняя часть	14°34,6'	42°32,5'	3180	0,2	Обломки базальтов, гидротермально измененных габброидов (до 1,5 см)
3-20-Д21	То же	14°34,6'	42°33,6'	3500—3350	3	Обломки известняков (до 20 см)
3-21-Т9	Южный борт разломного трога, нижняя часть	14°43,7'	42°33,5'	4760	0,3	Железомарганцевая конкреция с базальтовым ядром
3-22-Т10	Северный борт разломного трога, верхняя часть	14°51,6'	42°29,5'	4315	0,35	Железомарганцевые корки и обломки гипербазитов (до 5 см)
3-23-Д22	Южный борт разломного трога, нижняя часть	15°13,2'	45°14,2'	4500—4100	50	Обломки серпентинизированных дунитов, перидотитов, пироксенитов, осадочный серпентинитовых брекчий (до 80 см); щебенка метасоматитов (до 5 см)

Т а б л и ц а 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
3-24-Д23	То же, средняя часть	15°10,7'	45°14,2'	2970—2600	5	Обломки гипербазитов (до 10 см)
3-25-Д24	То же, верхняя часть	15°09,8'	45°16,4'	2380—2050	2	Обломки перидотитов (до 15 см)
3-29-Д25	Медианный хребет	15°14,8'	45°12,2'	4890—4410	1	Обломки базальтов, габбро, долеритов (до 9 см), серпентинитов, железомарганцевых корок (до 1,5 см)
3-30-Д26	Северный борт разломного трога, нижняя часть	15°15,9'	45°14,9'	4310—4180	5	Обломки перидотитов (до 15 см)
3-31-Д27	Западный борт меридиональной депрессии, средняя часть	15°17,9'	44°57,3'	4500—3670	0,5	Гналокластитовая брекчия (1 обломок 10 см в поперечнике)
3-32-Д28	То же, верхняя часть	15°22,1'	44°58,7'	4020—3300	2	Железомарганцевые корки на обломках базальтового стекла (до 5 см)
3-36-Д33	Южный борт разломного трога, нижняя и средняя часть	15°09,8'	44°49,0'	5075—4100	150	Обломки базальтов, базальтовое стекло, габбро, пироксениты, перидотиты, амфиболиты, хлорит-амфиболитовые сланцы, метасоматиты (до 30 см)
3-37-Д34	Западный борт рифтовой долины, нижняя часть	15°00,0'	44°58,0'	3950—3460	200	Глыбы базальтов, фрагменты подушек (до 80 см)
3-38-Д35	Восточный борт рифтовой долины, нижняя часть	14°57,0'	44°55,1'	4040—3700	2	Обломки базальтов и вулканическое стекло (до 20 см)
3-42-Д38	Южный борт разломного трога, верхняя часть	14°57,7'	44°46,1'	3070—2300	0,5	Шебенка перидотитов, габбро, базальтов, амфиболитов, метасоматитов (до 7 см). Перидотиты преобладают
3-43-Д39	То же, средняя часть	15°06,3'	44°49,6'	4600—4090	20	Обломки серпентинизированных перидотитов, серпентинитовых брекчий (до 20 см), вулканического стекла (до 3 см), базальтов (1 обломок 6 см в поперечнике)
3-44-Д40	Северный борт разломного трога, средняя часть	15°13,4'	44°46,2'	4670—4480	3	Обломки перидотитов (до 7 см)
3-46-Т12	То же, в районе пересечения с меридиональной депрессией, основание	15°14,3'	44°57,5'	4740	0,3	Шебенка серпентинизированных перидотитов, базальтов, габбро (до 4 см) в осадках
3-47-Т13	Хребет Ресечер, южный склон, верхняя часть	14°51,5'	48°42,6'	1226	0,08	Обломок (4 см) известняка
3-47-Т14	То же	14°51,5'	48°43,5'	1430	0,05	Мелкие (до 0,8 см) обломки известняков и железомарганцевых корок
3-48-Д42	»	14°46,5'	48°43,1'	2190—2080	0,5	Обломки (до 7 см) литифицированной глины и известняков (до 1 см)

3-49-Д43	Хребет Ресечер, северный склон, нижняя часть	15°04,7'	48°42,6'	3800—3580	0,3	Обломки базальтов (до 10 см), вулканического стекла (до 1 см), железомарганцевые корки
3-50-Д45	То же	15°03,6'	48°42,2'	3700—3500	0,1	Обломки (до 7 см) вулканогенно-осадочных пород, гналокластовые туфы и брекчии
3-53-Т15	Разлом Зеленого Мыса, северный борт, средняя часть	15°44,2'	48°45,0'	3537	0,1	Шебенка (до 2 см) серпентинизированных перидотитов, габброидов
3-55-Д50	Трог Ройял, северный борт, средняя часть	16°04,6'	48°40,8'	5250—5190	70	Обломки (до 20 см) базальтов и вулканических стекол
3-60-Д52	Рифтовая долина САХ, уступ в восточной части	15°52,7'	46°33,9'	3650—3530	60	Глыбы (до 40 см) фрагментов подушек базальтов, вулканические стекла
3-61-Д53	То же, западный борт, средняя часть	15°40,1'	46°41,4'	3650—3150	2	Обломки (до 7 см) серпентинизированных гипербазитов
3-62-Д54	Разлом Зеленого Мыса, южный борт, нижняя часть	15°20,1'	46°42,4'	4600—4300	20	Обломки (до 20 см) базальтов и вулканических стекол
3-63-Д55	То же, средняя часть	15°19,7'	46°46,5'	3980—3700	1	Обломки (до 3 см) серпентинизированных гипербазитов и серпентинитовых брекчий
3-64-Д56	То же, верхняя часть	15°16,7'	46°40,6'	2800—2500	0,3	Обломки (до 3 см) серпентинитов и железомарганцевых корок
3-65-Д57	Долина разлома, северный борт, нижняя часть	15°23,7'	46°41,9'	4240—4200	0,05	Обломки (до 1,5 см) вулканического стекла
3-68-Д59	То же, южный борт, средняя часть	15°19,4'	46°45,6'	3860—3400	0,13	Обломки (до 4 см) серпентинизированных перидотитов
3-69-Д60	То же, верхняя часть	15°17,1'	46°49,7'	3400—3370	40	Глыбы (до 40 см) габброидов, серпентинизированных перидотитов (до 5 см) и базальтов, железомарганцевые корки
3-72-Д63	Долина разлома, северный борт, нижняя часть	15°21,5'	46°24,0'	4200—3800	70	Глыбы (до 15 см) серпентинизированных гипербазитов, габброидов, базальтов, серпентинитовых брекчий, метасоматитов, зеленых сланцев
3-73-Д64	То же, средняя часть	15°23,2'	46°24,8'	3800—3500	40	Обломки (до 15 см) габброидов, ультрабазитов, гналокластитовых брекчий, базальтов, известняков
3-74-Д65	Южный склон медианного хребта в центральной части долины разлома	15°17,4'	46°25,1'	4400—4300	25	Обломки (до 25 см) базальтов, габброидов, железомарганцевые корки

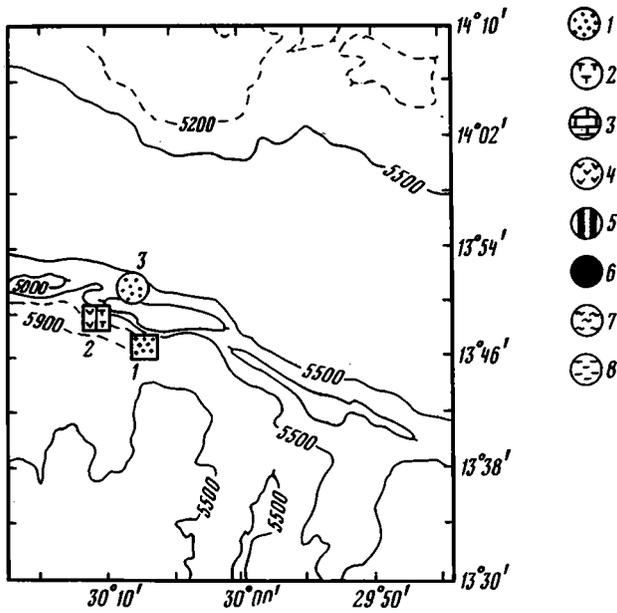


Рис. 22. Схема расположения станций на полигоне II

1 — рыхлые осадки; 2 — туфогенно-осадочные породы; 3 — известняки; 4 — базальты, долериты; 5 — породы полосчатого (кумулятивного) комплекса; 6 — ультрабазиты, серпентиниты; 7 — амфиболиты и зеленые сланцы; 8 — метасоматиты. Кружки — драгировки, квадраты — станции донных трубок. Станции: 1 — 3-7-Т4, 2 — 3-8-Т5, 3 — 3-9-Д8

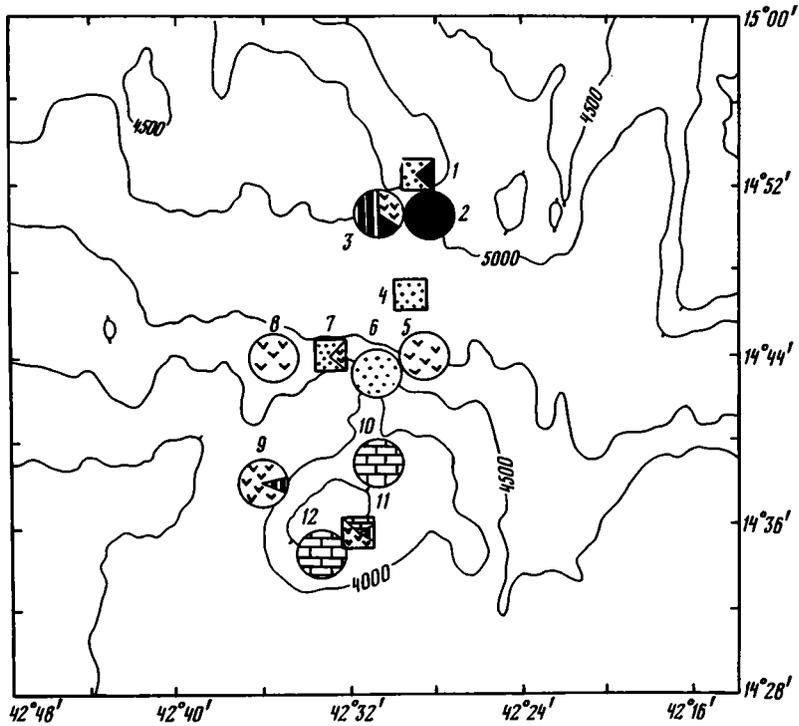


Рис. 23. Схема расположения станций на полигоне III

Условные обозначения см. на рис. 22. Станции: 1 — 3-22-Т10, 2 — 3-11-Д12, 3 — 3-15-Д16, 4 — 3-10-Т6, 5 — 3-10-Д11, 6 — 3-10-Д10, 7 — 3-21-Т9, 8 — 3-16-Д17, 9 — 3-17-Д18, 10 — 3-18-Д19, 11 — 3-20-Т8, 12 — 3-20-Д21

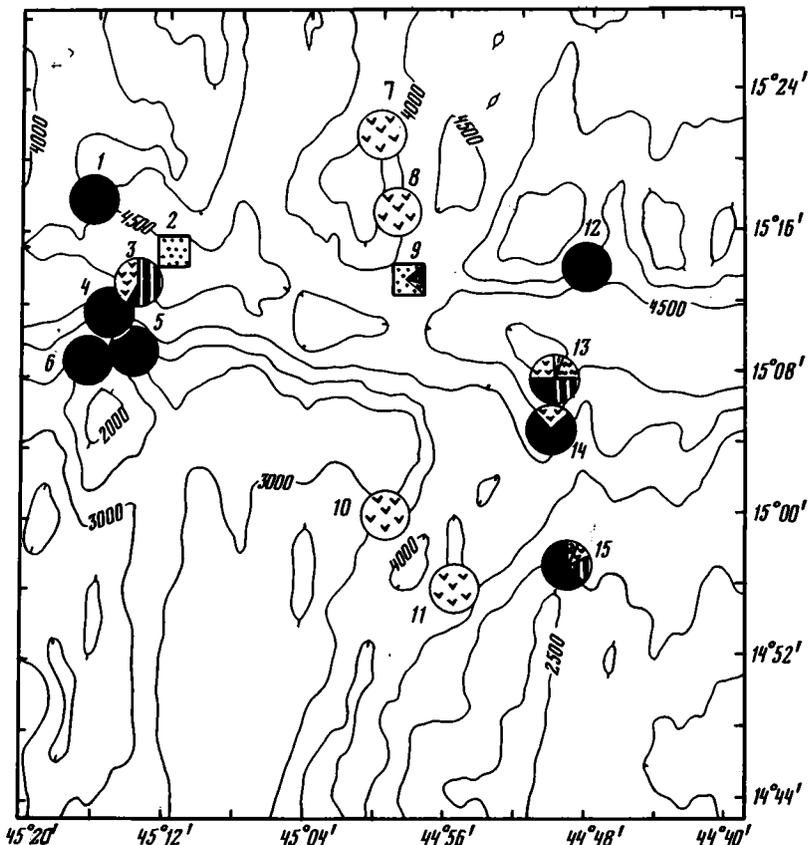


Рис. 24. Схема расположения станций на полигоне IV

Условные обозначения см. на рис. 22. Станции: 1 — 3-30-Д26, 2 — 3-28-Т11, 3 — 3-29-Д25, 4 — 3-23-Д22, 5 — 3-24-Д23, 6 — 3-25-Д24, 7 — 3-32-Д28, 8 — 3-31-Д27, 9 — 3-46-Т12, 10 — 3-37-Д34, 11 — 3-38-Д35, 12 — 3-44-Д40, 13 — 3-36-Д33, 14 — 3-43-Д39, 15 — 3-42-Д38

известняки. В рифтовых долинах и на внешних склонах поперечных хребтов драгированы только базальты и вулканические стекла. Медианный хребет в активной части разлома сложен базальтами и габбро. Наиболее сложно построены зоны сочленения рифтовой и трансформной долин. Здесь подняты все ранее упоминавшиеся породы, причем отсутствует какая-либо закономерность в их пространственном размещении.

На полигоне V в разломной зоне драгирована мелкая щебенка ультрабазитов и габброидов, а в трог Ройял и хребте Ресечер подняты толеитовые и субщелочные базальты (рис. 26).

Ниже приведено краткое петрографическое описание коренных пород.

Ультрабазиты. Ультрабазиты подняты со стенок долины трансформного разлома в пределах четырех (III—VI) полигонов (рис. 27, см. рис. 23—26). Преобладают перидотиты с тектоническими структурами, реже встречены дуниты, кумулятивные перидотиты (верлиты) и пироксениты. Последние описаны ниже совместно с кумулятивными породами. Среди перидотитов резко преобладают гарцбургиты.

По степени серпентинизации гарцбургиты можно разделить на следующие группы: собственно гарцбургиты, 30—40% серпентина (обр. Д22/156 15 г); серпентинизированные гарцбургиты, 40—70% серпентина (обр. Д22/2а, 26, 3а, 36, 5д, 13, 15а, 15в, 18, 19б, 19г, 20а, 21б, 21в, 22а, 24б; Д23/1, 2, 4; Д24/1-3; Д26/4а; Д33/15, 16,

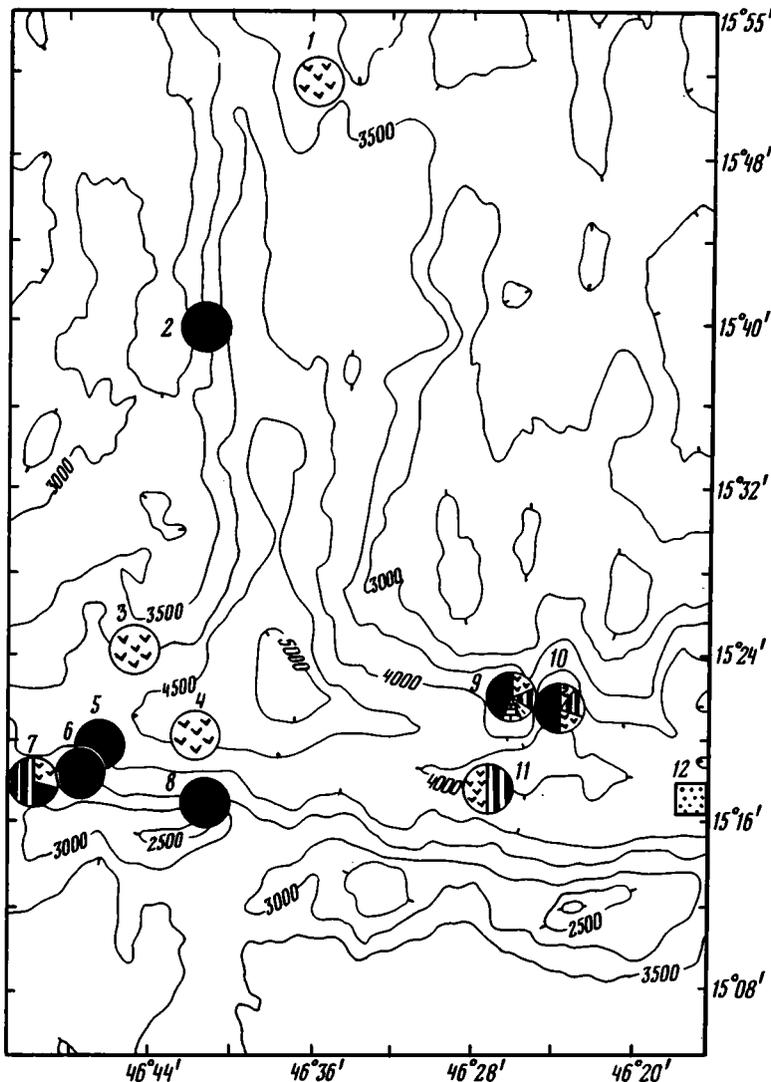


Рис. 25. Схема расположения станций на полигоне VI

Условные обозначения см. на рис. 22. Станции: 1 — 3-60-Д52, 2 — 3-61-Д53, 3 — 3-65-Д57, 4 — 3-62-Д54, 5 — 3-63-Д55, 6 — 3-68-Д59, 7 — 3-69-Д60, 8 — 3-64-Д56, 9 — 3-73-Д64, 10 — 3-72-Д63, 11 — 3-74-Д65, 12 — 3-75-Т17

18, 37г; Д40/1; Д55/1; Д56/2; Д59/1; Д63/23, 24, 25, 26, 27, 28, 29); апогарцбургитовые серпентиниты, 70—100% серпентина (обр. Д22/3в, 4а, 4б, 4г, 4з, 4к, 5б, 5г, 20, 24а; Д25/9; Д33/5а-9а, 11а, 34; Д38/1; Д39/4; Т12/3; Д12/2-6, 8, 9, 11; Д16/32а; Т10/1; Т15/1, 2; Д64/4-11, 13; Д56/3; Д59/2; Д60/1; Д53/3).

Помимо различий в степени серпентинизации изученные гарцбургиты отличаются размерами (1—10 мм) и количеством зерен ортопироксена (10—30%) и клинопироксена (0—5%). В слабосерпентинизированных гарцбургитах основной объем пород образует мелкозернистый гранобластовый оливиновый агрегат (0,05—0,3 мм). Встречаются и более крупные зерна (> 1,5 мм), как правило нарушенные полосами излома. Они представляют собой, по-видимому, реликты первичных оливинов. Мелкие зерна

Рис. 26. Схема расположения станций на полигоне V

Условные обозначения см. на рис. 22. Станции: 1 — 3-48-Д42, 2 — 3-47-Т13, 3 — 3-47-Т14, 4 — 3-50-Д45, 5 — 3-49-Д43, 6 — 3-59-Т16, 7 — 3-53-Т15, 8 — 3-55-Д50

(0,1—0,5 мм) энстатита обычно группируются в сегрегации, образовавшиеся при синтетектонической рекристаллизации более крупных зерен. Ксеноморфные зерна диопсида встречаются в ассоциации с энстатитом. Хромшпинелиды ксеноморфные, реже субидiomорфные, просвечивающие красно-коричневым цветом.

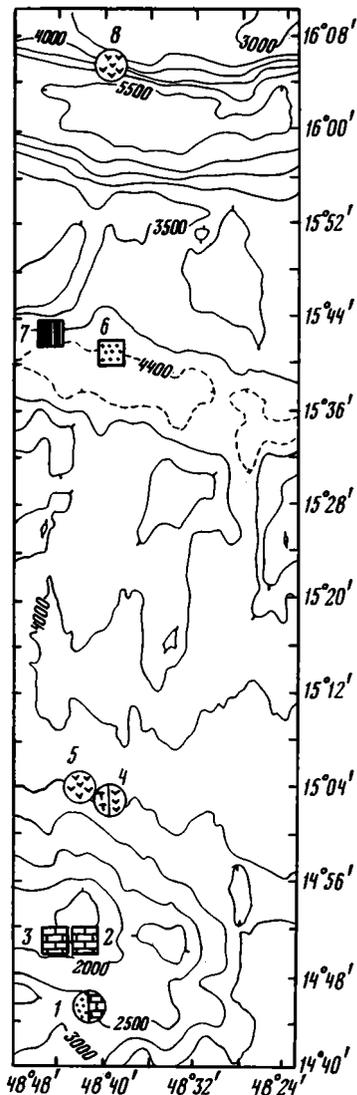
Основная масса апогарцбургитовых серпентинитов сложена прозрачным светло-зеленым хризотилом, образовавшимся по оливину. Хризотил пронизан просечками тонкодисперсного магнетита (0,5—5%). Отмечается реликтовая петельчатая структура серпентинизации. Первичные границы зерен оливина, как правило, не диагностируются. Около 5—20% породы слагают баститовые псевдоморфозы по ортопироксену размером 1—5 мм, имеющие более темную окраску по сравнению с основной массой. Мелкие ксеноморфные зерна хромшпинели, просвечивающие красновато-бурым цветом, образуют линейные скопления длиной до 5 мм. Порода разбита ветвящимися прожилками хризотил-асбеста. Иногда хромшпинель полностью замещена магнетитом (обр. Д12/2, 4). В ряде образцов (Д12/6) имеются карбонатные прожилки. Часть пород имеет сланцеватую текстуру (обр. Д64/5, 13).

Серпентинизированные гарцбургиты (например, обр. Д63/23-29) сложены на 75—80% практически полностью серпентинизированным оливином. Крупные таблитчатые зерна неизмененного энстатита (до 5 мм) составляют 20—25% породы. Редкие мелкие зерна диопсида и хромшпинелидов тесно ассоциируют с энстатитом. Некоторые обломки серпентинизированных гарцбургитов очень сильно выветрены (обр. Д26/4, Д40/1, Д23/1-4), что выражается в развитии по периферии обломка обохренной зоны рыжего цвета мощностью от 1 до 4 см.

Другой разновидностью перидотитов, имеющих резко подчиненное значение, являются шпинелевые лерцолиты (обр. Д55/16, 1г; Д63/30; Д64/116), встречающиеся только в районе полигона VI. Они отличаются от серпентинизированных гарцбургитов значительным (5—10%) содержанием диопсида размером 0,1—2 мм. Кроме того, в обр. Д55/1г установлено небольшое количество зерен плагиоклаза.

Дуниты практически полностью серпентинизированы (80—100%) (обр. Д16/326; Д22/16, 23; Д25/6; Д33/19, 36; Д55/3). Они в основном сложены полностью серпентинизированным оливином размером до 5 мм, местами отмечается петельчатая структура замещения. Хромшпинель (около 1—2%) в той или иной степени замещена магнетитом.

Кумулятивные породы. Кумулятивные породы (габброиды), драгированные из различных участков трансформного разлома Зеленого Мыса (полигоны III—VI), отличаются большим разнообразием. Их классификация проводилась нами по количественному соотношению породообразующих минералов. Были описаны габбро, габбро-



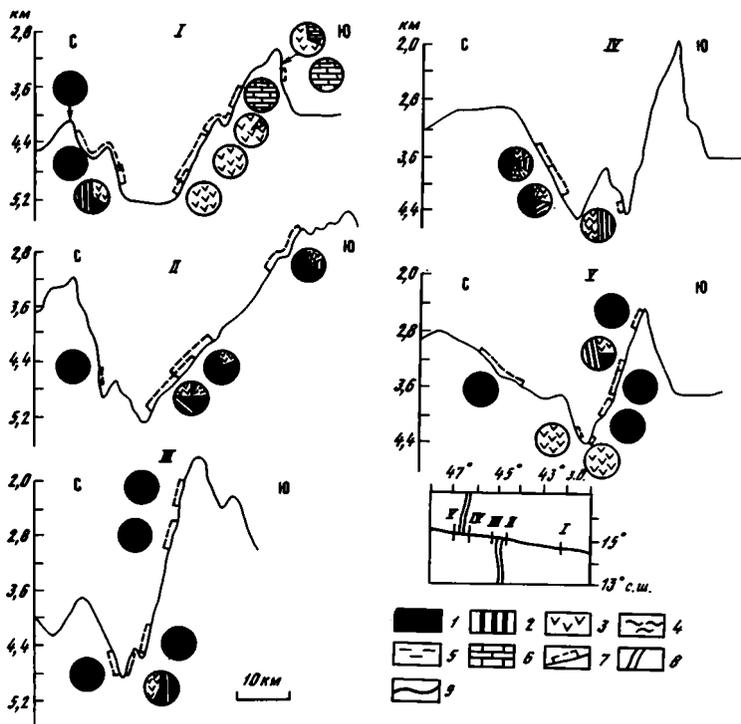


Рис. 27. Профили драгирования разлома Зеленого Мыса

1 — ультрабазиты, серпентиниты; 2 — кумулятивный комплекс; 3 — базальты; 4 — метаморфические породы; 5 — метасоматиты; 6 — известняки; 7 — интервал драгирования; 8 — рифтовые долины САХ; 9 — долина разлома

нориты, оливковые габбро, оливковые габбро-нориты, анортозиты, пироксениты, рудные габбро, габбро с биотитом и троктолиты.

Среди кумулятов резко преобладают габбро (обр. Д16/11, 13д, 14б, 14ж, 20р, 20г, 22, 24д, 28в; Д18/6; Т15/5; Д60/6; Д63/6, 8а, 9а, 10в, 10г) и габбро-нориты (Д16/10, 13а, 17б, 18в, 20д, 20т, 21а, 29а; Д25/6; Д33/21; Д38/2, 6; Т5/3; Д60/7; Д63/10а).

Как правило, габбро и габбро-нориты представлены лейкократовыми разностями, плагиоклаз в них преобладает над темноцветными минералами, его количество 55—75%. Зерна плагиоклаза относительно идиоморфны, имеют широкотаблитчатый габитус и, плотно срастаясь, образуют панидиоморфнозернистую структуру. Их состав в разных образцах варьирует от лабрадора (№ 70) до битовнита (№ 75). Зональных зерен в плагиоклазе, как правило, не наблюдается. Обычно плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы по альбит-карлсбадскому закону, имеют несовершенную и совершенную спайность по пинакоиду. Отдельные зерна содержат небольшое количество расплавных и газово-жидких включений.

Количество зерен клинопироксена в габбро и габбро-норитах 20—40%. Обычно они представлены авгитом, который характеризуется отчетливой пинакоидальной спайностью, $C:Ng = 44—48^\circ$, обычно желтой и красной, реже синей интерференционной окраской.

Практически всегда для авгита характерны структуры распада. Параллельно плоскости (100) наблюдаются пластинчатые, иногда округлые ламеллы ортопироксена, которые в пределах одного зерна авгита часто соседствуют с сеткой тончайших прерывистых выделений пижонита, параллельных плоскости (001). Зерна авгита в ос-

новном соразмерны с зернами плагиоклаза, но иногда существенно меньше и отличаются от них значительно более ксеноморфными очертаниями. Габитус крупных зерен, как правило, широкопризматический, мелкие зерна имеют неправильную морфологию, обусловленную тем или иным расположением окружающих их зерен плагиоклаза. От крупных призматических зерен авгита отходят характерные «заливчики», внедряющиеся между зернами плагиоклаза. Такие особенности структуры габбро и габбро-норитов свидетельствуют об адкумулятивном росте плагиоклазов и пироксенов в большинстве изученных образцов.

Количество ортопироксена в габбро-норитах обычно составляет 5—20% от общего объема породы, редко он является преобладающей фазой среди темноцветных минералов (обр. Д16/21а, Д38/2, Т15/3). По размеру и морфологии он схож с зернами авгита и является в сравнении с ним более поздней фазой, поскольку иногда содержит пойкилитовые вросстки авгита. Ортопироксен также обладает хорошей спайностью, имеет серые цвета интерференции и прямое погасание (иногда косое, до 10°).

Для большинства ортопироксенов характерны тонкие пластинчатые вросстки авгита, параллельные плоскости (100), что свидетельствует о первичном магматическом выделении этих зерен (бушвельдский тип). Однако в обр. Д16/126 наблюдаются иные ортопироксены, содержащие грубые пластинчатые вросстки авгита, параллельные плоскости (001), и тонкие ламеллы авгита, параллельные плоскости (100). Такие ортопироксены относятся к стиллуотерскому типу и являются результатом инверсии моноклинного пижонита.

Габбро (обр. Д16/156, 17а; Д60/3; Д63/1) и габбро-нориты (обр. Д16/15д; Д25/5; Д53/5а; Д60/2, 4, 5; Д63/7, 13а, 13б), содержащие оливин, встречаются гораздо реже, чем безоливиновые разновидности. Оливин обычно соразмерен с другими породообразующими минералами, имеет характерный овально-изометричный габитус и является кумулятивной фазой, образовавшейся раньше или одновременно с плагиоклазом. На контакте оливина и плагиоклаза часто наблюдается реакционная кайма, состоящая из амфиболов и хлорита. Количество оливина в габброидах обычно 5—15%.

В крупном (до 30 см в поперечнике) обр. Д60/3, в котором местами содержание оливина составляет 15—20%, он имеет явные признаки адкумулятивного роста, придающие ему ксеноморфный облик. В обр. Д25/5 оливин, по-видимому, является интеркумулятивной фазой, на что указывают наличие в нем пойкилитовых вросстков клинопироксена и резко ксеноморфный облик зерен.

Обычно оливины полностью замещены либо идингситом, либо серпентином. Однако в обр. Д63/1, 7, отличающихся сравнительно мелкозернистой структурой, оливины сохранились свежими. Они характеризуются высоким рельефом, несовершенной спайностью, прямым погасанием и высокими интерференционными окрасками (синей и зеленой).

Довольно распространенными породами являются анортозиты (обр. Д16/14в, 15а, 26а, 27а, 30а, 30в; Д38/7; Д60/8, 9; Д63/10б, 11, 12), в которых содержание плагиоклаза составляет 85—95%. Состав незонального плагиоклаза соответствует битовниту (№ 70—75). По морфологии это таблитчатые зерна, имеющие признаки адкумулятивного роста. Небольшое количество темноцветных минералов представлено обычно клинопироксеном, являющимся интеркумулятивной фазой. Он образует резко ксеноморфные выделения мелких размеров, заключенные в межзерновое пространство плагиоклазов.

Гораздо в меньших количествах подняты бесплагиоклазовые породы, содержащие одни пироксены (обр. Д22/6а, 6б, 6в, 7е, 7ж; Д33/25; Т8/5). Эти породы обычно состоят из 5—30% ортопироксена и 70—90% клинопироксена и могут быть классифицированы как вебстериты. Структура пироксенитов не кумулятивная, а призматически-зернистая. Зерна пироксенов имеют схожую морфологию, это относительно идиоморфные удлиненные призмы (размером от $1,5 \times 4$ мм до 1×10 мм), вытягивающиеся субпараллельно друг другу. Нередко наблюдаются вытянутые участки, обогащенные либо клинопироксеном, либо ортопироксеном.

Акцессорные минералы в большинстве габброидов представлены ильменитом, апати-

том и цирконом. Количества их обычно крайне незначительны и в сумме составляют много меньше 1%. Ильменит образует относительно изометричные ксеноморфные зерна размером до 0,2 мм в поперечнике, либо заключенные между плагиоклазами, либо ассоциирующие с зернами клинопироксена. Апатит выделяется, как правило, внутри плагиоклаза в виде удлиненных мелких зерен размером до 0,05 мм. Циркон также наблюдается внутри кристаллов плагиоклаза. Его редкие единичные зерна имеют ксеноморфный облик. Акцессорные минералы распространены неравномерно в изученных габброидах. В обр. Д16/14ж и Д63/7 циркон наиболее обилен, он образует даже скопления, а размеры отдельных зерен достигают 0,01 мм. Ильменит в ряде образцов становится породообразующим минералом. В пироксенитах его количество составляет 3—4%. Резко возрастает содержание ильменита в ряде образцов ст. 3-72-Д63. В обр. Д63/1, 8а, 13а, ильменит составляет 5—8%, в обр. Д63/6 — 2—3%. В этих же образцах заметно возрастает и количество апатита: в обр. Д63/1 — до 0,5%, в обр. Д63/8а, 8б — 2—3%, при этом в обр. Д63/8а апатит уже выделяется в виде несколько удлиненных зерен, имеющих в сечении правильный шестиугольник размером до 0,25 мм. Размеры ильменита также возрастают до 0,3—0,5 мм.

В обр. Д33/20 и Д63/86 рудный минерал, вероятно также ильменит, составляет около 5—10% от объема породы. Он образует ксеноморфные выделения размером 2—3 мм и, по-видимому, является интеркумулятивной фазой, включающей в себя в виде пойкилитовых вростков плагиоклаз и клинопироксен. Данные образцы классифицированы как рудное габбро.

В единичных образцах встречены биотитсодержащее габбро (обр. Д63/18а) и троктолит (обр. Т15/6). Обр. Д63/18а состоит из 65—70% в значительной степени измененных широкопластинчатых зерен плагиоклаза (размером около 4—5 мм) и 10% клинопироксена (размер зерен около 0,5 мм), являющихся кумулятивными фазами. Содержание биотита (размер зерен 3—4 мм) 10—15%, он слагает относительно идиоморфные самостоятельные зерна и резко ксеноморфные выделения, образующие графические сростания с клинопироксеном и альбитом. Ряд зерен содержит пойкилитовые включения клинопироксена. Таким образом, биотит, по-видимому, формировался и как кумулятивная фаза совместно с клинопироксеном, и как интеркумулятивная фаза совместно с альбитом. В этом же образце встречаются редкие относительно крупные зерна клинопироксена (до 0,25 мм).

Троктолитом нами названа сильно измененная порода, в которой полосы вторичных минералов разделяют мономинеральные участки, состоящие либо из одного свежего оливина, либо из одного плагиоклаза. Все зерна гранулированы, их размер 0,4—0,6 мм.

В соответствии с размером зерен породообразующих минералов структуры габброидов сильно варьируют от мелко-среднезернистых (0,4—4 мм) до крупно-гигантозернистых (до 1 см). Обр. Д33/20, 21 характеризуются порфирированной структурой. В основной относительно равномернозернистой массе, состоящей из клинопироксена и плагиоклаза (размеры зерен первые миллиметры) и обладающей линзовидно-полосчатой текстурой, расположены гигантские кристаллы (до 4—5 см) клинопироксена призматической формы и реже ортопироксена. Данные породы могут быть классифицированы как габбропегматиты.

Текстуры габброидов различны. Преобладают массивные, относительно равномерно-зернистые разновидности. Есть породы как с неявно полосчатой, так и с отчетливой линзовидно-полосчатой текстурой. В последнем случае в образцах наблюдается сочетание полос неравномерной ширины (~0,1—2 см), в составе которых преобладают либо меланократовые, либо лейкократовые компоненты (например, обр. Д33/21).

Некоторые образцы габброидов существенно тектонизированы, зерна минералов в них подверглись катаклазу, что в целом придает породе сланцеватый облик. В тектонизированных габброидах наблюдаются катакластические, бластические и пластические преобразования минеральных зерен. В слабокатаклазированных образцах (Д16/14б, 24д) отмечается незначительное разрушение краевых участков крупных зерен плагиоклаза и клинопироксена. Существенный катаклаз претерпел обр. Д18/6. В нем все зерна

раздроблены на более мелкие обломки, которые сцементированы хлоритовым цементом, развившимся, по-видимому, по тонкодиспергированному материалу. Сильным бластическим деформациям были подвержены обр. Д33/10а, 21 и практически все пироксениты. Все эти породы характеризуются полосчатой текстурой. Наблюдаются слои, состоящие из мелких зерен гранулированного плагиоклаза размером около 0,05 мм, плотно пригнанных друг к другу. В их массе сохраняются более крупные порфиробласты плагиоклаза с признаками пластических деформаций. Эти слои чередуются со слоями негранулированного клинопироксена, но с признаками пластических деформаций, которые проявляются в изгибе трещин спайности, общей вытянутости зерен, мозаичности погасания. Встречаются и полосы перекристаллизованного клинопироксена, при этом крупное зерно распадается на мелкие чечевицеобразные, плотно прилегающие друг к другу зерна.

Вторичные изменения габброидов неравномерны и неоднородны. Наиболее ранними вторичными минералами являются бурые и темно-зеленые роговые обманки, образующие полные и частичные псевдоморфозы по клинопироксену. Они формировались, по-видимому, на автотематоморфической стадии.

В пироксенитах (обр. Д33/25) в наиболее катаклазированных участках разрушенные зерна клинопироксена замещаются буроватой роговой обманкой, между которой наблюдаются интерстиции, выполненные хлоритом. Данные преобразования, по-видимому, обусловлены процессами динамотермального метамorfизма, происходившими при $P-T$ условиях, соответствующих амфиболитовой фации.

Другие вторичные минералы являются продуктами более низкотемпературного гидротермального метамorfизма габброидов. По клинопироксенам и более ранним роговым обманкам развиваются бледно-зеленые волокнистые актинолитовые роговые обманки, актинолит, хлорит. Ортопироксены частично замещаются хлоритом либо баститом. Плагиоклазы являются наиболее устойчивыми фазами, они, как правило, по трещинам замещаются хлоритом, актинолитом, альбитом. Но иногда внутри них отмечаются крупные сегрегации (до 5 мм) вторичных минералов, имеющие концентрически зональное строение: на периферии хлорит, внутри актинолит. В некоторых образцах плагиоклаз существенно изменяется, что выражается в его сосюритизации, пренитизации, серицитизации, развитии гидрограната.

В сильноизмененных породах иногда наблюдаются значительные массы вторичных рудных минералов (сульфидов), образующих пятна и полосы (например, обр. Д63/13а).

Наиболее разнообразные по составу кумулятивные породы подняты из средней части северного борта с западного фланга долины разлома (ст. 3-15-Д16, полигон III). Каменный материал представляет собой мелкую щебенку (1—5 см), среди которой описаны преимущественно габбро, габбро-нориты, а также оливиновые габбро, оливиновые габбро-нориты и анортозиты. Для этих пород не характерны катакластические и бластические деформации. Поднятая щебенка, по-видимому, является результатом разрушения расслоенного интрузивного комплекса габброидов. На этом же полигоне с верхних участков разреза южного поперечного хребта были подняты мелкие обломки сильнокатаклазированных пироксенитов (обр. Т18/5, 8).

На полигоне IV основная масса габброидов поднята у южного борта разломной долины (ст. 3-36-Д33). Это в большинстве своем очень крупные обломки (до 40 см в поперечнике), представленные полосчатыми гиганто-крупнозернистыми габбро-норитами и реже мелкими обломками пироксенитов. И те и другие сильно катаклазированы. Габброиды встречены вместе с сильнодеформированными серпентинитами, амфиболитами, сланцами и метасоматическими породами типа родингитов. Такой набор пород весьма близок к ассоциациям полосчатых комплексов, встречающихся в зонах развития офиолитов на континенте. На остальных опробованных морфоструктурах полигона IV габброиды подняты в незначительном количестве и представлены габбро-норитами, анортозитами.

На полигоне V долина разлома опробована очень слабо. В единственной донной трубке с северного борта долины подняты наряду с серпентинитами кумулятивные породы, среди которых описаны габбро (Т15/5), габбро-норит (Т15/3) и троктолит (Т15/6).

Очень представительный набор кумулятивных пород поднят с океанского дна на полигоне VI. Особенно пестрый по составу и значительный по объему материал получен с верхов склона южного борта разломной долины в ее пассивной части (ст. 3-69-Д60) и из низов склона северного борта в активной части (ст. 3-72-Д63). Крупные обломки габброидов достигают 30—40 см в поперечнике. Они представлены габбро, габбро-норитами, одиновым габбро, анортозитами и, видимо, входят в состав расслоенного комплекса (как и на полигоне III). Эти породы слабо деформированы. Кроме того, на ст. 3-72-Д63 встречены рудное и биотитсодержащее габбро, сформированные, вероятно, в условиях повышенного флюидного давления. Ряд образцов (Д63/1, 6, 7, 8а), поднятых с этой же станции, выделяется из общей массы габброидов своей типично габбровой, сравнительно мелкозернистой структурой, плагиоклаз и клинопироксен находятся в эвтектоидных взаимоотношениях.

Таким образом, породы, объединенные нами в группу кумулятов, характеризуются общей для них кумулятивной структурой (за исключением пироксенитов и эвтектоидных габброидов). Это обычно адкумуляты, лишенные интеркумулятивной фазы, и реже мезокумуляты. Кумулятивная структура, полосчатая текстура, минеральный состав, широкий спектр габброидов (от габбро-норитов до анортозитов с переходными разностями), поднятых в ряде случаев в одной драге, позволяют прийти к заключению, что драгированные образцы кумулятов представляют собой фрагменты полосчатого комплекса, выведенные на поверхность морского дна в результате тектонических движений. Пироксениты, по-видимому, формируют секущие тела в полосчатом комплексе. Однако не исключено, что они являются биметасоматическими образованиями, возникшими на контакте габброидов с серпентинитами.

Базальты. При драгировании структур разлома Зеленого Мыса было поднято значительное количество базальтов и долеритов (практически на всех полигонах). На полигоне II со склонов хребта, расположенного в разломной долине, донная трубка принесла мелкую щебенку базальтов. Большое количество базальтов и долеритов было драгировано на полигоне III в пределах восточного склона САХ (см. рис. 23). Базальтовый материал здесь установлен как на северном, так и на южном бортах трога разлома. При этом на северном борту базальты и долериты играют подчиненную роль по сравнению с габброидами, а на южном — они составляют около 80% поднятого драгами материала. Наибольшее количество базальтов драгировано на полигонах IV и VI, расположенных на пересечении рифтовой долины САХ трансформным разломом (см. рис. 25, 24). Большая часть их поднята в активной части разлома и в рифтовой долине САХ. Базальты здесь представлены крупными обломками (до 50 см), часто с секториальной отдельностью и корками сидеромеланового стекла на овально-выпуклой поверхности. Исключительно одни базальты встречены на хребте Ресечер и в троге Ройял (см. рис. 26).

При микроскопическом изучении большого объема базальтового материала нами выделены собственно базальты и долериты. К долеритам отнесены полностью раскристаллизованные, относительно равномерно раскристаллизованные, чаще афировые, непористые породы, обладающие долеритовой и офитовой структурами и имеющие сравнительно высокотемпературные продукты вторичного преобразования (хлорит, амфиболы), преимущественно развитые по породообразующим минералам. Комплекс этих признаков позволяет нам сделать предположение, что породы, объединенные нами в группу долеритов, характеризуют дайковый комплекс, хотя прямые доказательства этого отсутствуют.

Следует отметить, что полностью раскристаллизованные базальты, слагающие центральные участки пиллоу или массивного лавового потока, по некоторым микроскопическим признакам близки к долеритам, и далеко не всегда по облику поднятого обломка его можно отнести к пиллоу или лавовому потоку. В таких случаях, во-первых, необходимо иметь в виду, что в раскристаллизованных базальтах всегда имеются небольшие участки слабодифференцированной основной массы, во-вторых, необходимо обращать внимание на характер вторичных преобразований породы. В раскристаллизованных базальтах вторичные минералы либо отсутствуют, либо могут быть представлены глауконитом и (или)

сметитом, являющимися близповерхностными новообразованиями, не характерными для долеритов. Если же в базальтах развит хлорит, то он локализуется преимущественно в интерстициях в отличие от долеритов дайковой природы. Важность специального изучения вторичной минералогии драгированных базальтов заключается также и в том, что оно позволяет косвенно судить об относительном возрасте базальтов и об относительном их первичном местоположении в разрезе базальтовой толщи. Установлено, что глаукоподообразные минералы представляют собой наиболее ранние вторичные минералы в базальтах, позднее их образуется сапонит, при этом и те и другие характерны для верхов базальтового разреза (примерно выше 600 м), тогда как в низах разреза развит хлорит [29].

Помимо базальтов и долеритов, в отдельную группу нами выделены вулканические стекла, которые, скорее всего, представляют собой корки закалки пиллоу, однако часто встречаются в драгированном материале в виде самостоятельных обломков.

По составу основной массы среди базальтов выделяются два типа: толеитовые и субщелочные.

Толеитовые океанические базальты практически составляют весь объем драгированных базальтов и распространены на всех морфоструктурах разлома, а также в трое Ройял. Микроскопически они все близки и слабо различаются в первую очередь по отсутствию или наличию в небольших количествах вкрапленников плагиоклаза и оливина. В соответствии с этим среди микроскопически изученных образцов выделяются афировые (Т5/2а; Д16/2; Д18/5, 7; Д25/3; Д33/1г; Д39/7; Д38/3; Д34/1а, 6; Д35/1а, 1б, 1в; Д63/4; Д52/2; Т17/80; Д50/9а, 19а), оливин-порфиновые (Т5/3а; Д11/2б, 3—5; Т9/45б; Д33/1б, 1г, 2, 2а; Д34/6; Д63/2, 4, 5; Д64/1б; Д54/2а, 3, 4; Д60/13; Д50/3в, 4а, 5а, 6а, 10а, 17а, 20, 27, 33), плагиоклаз-порфиновые (Т5/3б; Д25/4; Д34/2 г; Д65/7а; Д50/1а, 2а, 8а, 12а, 18а), оливин-плагиоклаз-порфиновые (Т5/2б; Д25/2, 3; Д38/10; Д34/3б, 4а, 5; Д60/11, 12, 14; Д65/3, 5, 7) разновидности. Из выше приведенного перечисления образцов следует, что наибольшим распространением пользуются базальты, содержащие вкрапленники плагиоклаза и оливина. Часто в каменном материале одной драги встречается несколько петрографических разновидностей базальтов.

Наиболее типичны оливин-плагиоклаз-порфиновые базальты. Вкрапленники плагиоклаза обычно составляют 1—3%, имеют состав лабрадор № 65-70, характеризуются несовершенной спайностью, полисинтетическим двойникованием, обычно по альбит-карлсбадскому закону. Нередко плагиоклазы зональны. Зональность прямая и повторяющаяся. Габитус вкрапленников плагиоклаза широкотаблитчатый, размер в среднем $0,5 \times 1 \times 5$ мм. Многие вкрапленники плагиоклаза содержат расплавные включения. Обычно края зерен резорбированы. В породе также выделяется генерация субфенокристов плагиоклаза в количестве 5—6%, состав лабрадор № 60—70, лейстовидной формы размером $0,15 \times 1$ мм.

Вкрапленники оливина обычно составляют 1—2%. Они имеют ромбическое или призматическое сечение с ярко выраженными гранями пирамиды. Размер зерен 0,5—1 мм. Свежие оливины сохраняются только в сравнительно молодых базальтах. Они выделяются несовершенной спайностью, высоким рельефом и высоким двупреломлением. В остальных базальтах вкрапленники оливина обычно замещены глинистыми минералами.

В обр. Д34/3б количество вкрапленников плагиоклаза и оливина более высокое, соответственно 4—5 и 2—3%. Они нередко образуют гломеропорфиновые сростки, при этом, судя по их взаимоотношениям, оливин является более ранней фазой.

Среди описываемых базальтов встречаются примеры всех структур основной массы, свойственных океаническим базальтам: глобулярная, зародышево-вариолитовая, вариолитовая, интерсертальная, толеитовая, офитовая, однако состав основной массы характеризует данные базальты как типичные океанические толеиты. Основная масса, имеющая интерсертальную структуру, состоит из 40—60% удлиненных микролитов плагиоклаза размером около $0,05—0,1 \times 0,6—1,0$ мм основного состава (лабрадор № 55—60). Они характеризуются отсутствием спайности и полисинтетическим двойникованием по альбит-карлсбадскому закону. В интерстициях между плагиоклазами расположено около

35—40% изометричных, ксеноморфных, реже укороченно-призматических зерен клинопироксена (по-видимому, авгита) среднего размера около 0,1 мм. Клинопироксен бесцветен, не плеохроитует, имеет преимущественно желтые и красные интерференционные окраски, $C:N_g = 45—48^\circ$, выделяется высоким рельефом и совершенной спайностью. В интерстициях установлено также около 3—5% рудного материала, выделяющегося в виде изометричных зерен размером 0,01—0,03 мм и скелетных игольчатых зерен. В некоторых образцах (Д34/5, Д64/16) в основной массе развиты также микролиты оливина изометричной формы размером около 0,1 мм в количестве 5—7%, выделяющиеся высоким рельефом, высокими интерференционными окрасками, несовершенной спайностью и прямым погасанием.

По составу преобладающих вторичных минералов все толеитовые базальты распадаются на три большие группы. Базальты без вторичных минералов либо содержащие в крайне небольших количествах глауконитоподобный минерал и гидроокислы железа, локализованные исключительно лишь в околотрещинных зонах, встречаются в рифтовых долинах (ст. 3-37-Д34, 3-38-Д35, 3-60-Д52), на бортах разломной долины на участках пересечения ее с рифтовой долиной (ст. 3-36-Д33, 3-43-Д39, 3-62-Д54), а также на северном борту долины разлома в его активной части (ст. 3-72-Д63, 3-73-Д64). Базальты, характеризующиеся развитием смектита, установлены на южном борту долины разлома в его пассивной части на значительном удалении от рифтовой долины, как к востоку от нее (ст. 3-10-Д11, 3-17-Д18), так и к западу (обр. Д60/11, 12, 13), в трог Ройял (обр. Д50/1а, 2а, 3в, 4а, 8а, 10а, 12а, 16а, 17а, 18а, 33), а также на полигоне II (ст. 3-8-Т5). Базальты, в которых преобладающим вторичным минералом является хлорит, обнаружены в каменном материале, поднятом с меднанных хребтов в активной части разлома (ст. 3-29-Д25, 3-74-Д65, 3-75-Т17), на полигоне III с северного борта долины (ст. 3-15-Д16), а также в трог Ройял (обр. Д50/5а, 6а, 9а, 19а, 20, 25, 27).

На некоторых морфоструктурах (трог Ройял) установлены базальты со всеми типами вторичных минералов, а на ст. 3-42-Д38 — базальты с глауконитом (обр. Д38/3) и хлоритом (обр. Д38/10).

С у б щ е л о ч н ы е б а з а л ь т ы встречаются только на хребте Ресечер и в трог Ройял. Среди них выделяются две разновидности: клинопироксен-плагноклаз-порфиновые (обр. Д43/1, Д50/7) и оливин-плагноклаз-порфиновые (обр. Д50/36, 11а, 14а, 15а).

Обр. Д43/1, представляющий первую разновидность, содержит 2—3% мелких вкрапленников плагноклаза табличчатой формы размером $0,4 \times 2$ мм. Состав их не установлен. Призматические вкрапленники клинопироксена среднего размера около 0,8—1 мм в количестве около 1% представлены титан-авгитом. Он имеет розоватый цвет, плеохроитует до почти бесцветного. Спайность совершенная, $C:N_g = 45—48^\circ$, двупреломление 0,020—0,024. Основная масса имеет интерсерпальную структуру, образованную лейстовидными микролитами плагноклаза размером $0,2 \times 0,8$ мм (около 40%) андезинового состава (№ 40—45). В интерстициях между плагноклазами расположены призматические зерна титана-авгита (около 30%) размером $0,3 \times 0,6$ мм, по свойствам близкие к вкрапленникам титан-авгита. Около 15—20% составляют интерстиционные обособления глауконита, с которыми ассоциируют идиоморфные зерна рудного минерала (1—2%).

Обр. Д50/11а наиболее представительен для второй группы субщелочных базальтов. В нем широкоаблитчатые вкрапленники плагноклаза не установленного состава занимают $(0,5 \times 5$ мм) 1—2% от объема породы. Ромбовидные вкрапленники оливина (1—2%) размером около 0,8 мм замещены сапонитом. В основной массе, имеющей вариолитовую структуру, преобладают крупные микролиты плагноклаза (андезин № 45) среднего размера $0,1 \times 0,7$ мм. Между ними находятся вариоли, сложенные тонкими скелетными зернами клинопироксена. Около 5—8% объема породы составляют тонкие удлиненные скелетные микролиты оливина ($0,01 \times 0,2$ мм), которые имеют красный цвет из-за присутствия в них гидроокислов железа. Пылевидные рудные минералы (1—2%) размером около 0,005 мм приурочены к вариолям.

Вулканические стекла. Как уже говорилось выше, в эту группу объединены закалочные сидеромелановые стекла базальтовой лавы, встречающиеся в виде самостоятель-

ных обломков. Они установлены при драгировании различных морфоструктур океанского дна. Наибольшее их количество обнаруживается в рифтовых долинах (обр. Д34/6, Д52/8). Обломки стекла черного цвета, микроскопически светло-коричневые, изотропные, практически свежие. Наблюдаются редкие фенокристы оливина, а также фенокристы и микролиты плагиоклаза. В стекле неравномерно распределены округлые глобулы диаметром около 0,25 мм темно-коричневого цвета.

Помимо рифтовых долин, обломки стекла встречены на полигоне III на южном борту долины разлома (обр. Д10/2, Д18/8—10) и на склонах меридиональной депрессии (обр. Д27/1, Т12/1), на полигоне VI в зоне сочленения рифта и разлома (обр. Д57/1), а также на хребте Ресечер (обр. Д43/2). Эти стекла в той или иной мере изменены — палагонитизированы. Обр. Д10/2 полностью палагонитизирован, имеет скорлуповатую отдельность. Палагонит имеет концентрически-зональное строение: наблюдается чередование тонких полосок (0,1—1 мм), которые различаются по цвету, интенсивности окраски и степени раскристаллизованности. Преобладающий цвет желтый, бордовый, реже зеленый. Чаше палагонит изотропен.

Долериты. Долериты составляют незначительную часть поднятого материала. На полигоне III они подняты из нижней части северного борта разломной долины (обр. Д16/1, 3—6, 7а, 8—9). Также на северном борту, но в активной части разлома, долериты обнаружены на полигоне VI (обр. Д63/1, 3, 6). Здесь они встречены и на медианном хребте (обр. Д65/3а, 4 б). На полигоне IV долериты редки, единичные образцы встречены на ст. 3-42-Д38 (обр. Д38/4, 5). Сравнительно много долеритов поднято из трога Ройял (обр. Д50/16 3а, 26а, 26б).

Все драгированные долериты разделены на две группы: без роговой обманки в основной массе и с роговой обманкой в основной массе.

Породы первой группы имеют в основном долеритовую структуру, реже офитовую. Они сложены приблизительно равными количествами плагиоклаза (50—60%) и клинопироксена (около 45%). Плагиоклаз обычно имеет более идиоморфные очертания разнообразной морфологии, но преобладают удлинено-лейстовидные зерна размером около 0,3×1,5 мм; состав лабрадор № 60—70. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован по альбит-карлсбадскому закону, практически незонален. Зерна клинопироксена имеют удлинено- или короткопризматическую форму, совершенную спайность и средний размер до 0,5 мм. В большинстве образцов он представлен, по-видимому, диопсид-авгитом: $S:N_g = 40—45^\circ$, интерференционные окраски от красной до синей, бесцветный. Но в обр. Д50/16, 3а, 26а и 26б клинопироксен имеет бледно-фиолетово-розовую окраску, слабо плеохроирует до очень бледно-розовой, $S:N_g = 45—48^\circ$, характеризуется дисперсией погасания и, вероятно, является титан-авгитом. Корректных измерений составов плагиоклазов в этих образцах не удалось произвести. Но, скорее всего, эти долериты родственны субщелочным базальтам, также встреченным в трог Ройял.

Клинопироксены полностью или частично замещаются агрегатом хлорита, амфибола и эпидота. Рудный минерал составляет до 5—6% объема породы и часто образует квадратные выделения, ассоциирующиеся с клинопироксеном. Иногда в породах присутствует лейкоксенизированный сфен.

Вторая группа долеритов по своей структуре распадается на две части. Обр. Д16/1, 5, 6, 8, 9 представляют собой плагиоклаз-порфириовидные долериты, а обр. Д63/6 является нормальным среднезернистым долеритом.

Порфириовидные долериты сложены фенокристами плагиоклаза (лабрадор № 60), которые составляют 2—3% от объема породы, имеют широкотаблитчатый габитус и достигают 2—2,5 мм в поперечнике. Они, как правило, соссюритизированы. Основная масса породы равномерно-зернистая и сложена клинопироксеном (40—45%), плагиоклазом (40—45%), роговой обманкой (10—15%) и рудным минералом (2—3%); структура ее долеритовая. Вторичные минералы представлены преимущественно хлоритом и амфиболом. Зерна клинопироксена (до 0,3—0,4 мм) имеют неправильную форму, обусловленную характером контактов с плагиоклазом. Зерна плагиоклаза

(лабрадор № 65) характеризуются лейстовидной формой ($0,1 \times 0,5$ мм). Роговая обманка имеет интенсивную бурю окраску и резко плеохроирует от темно-бурого до желтого цвета. Наблюдаются две формы ее обособления: резко ксеноморфные зерна, у которых отсутствует спайность, и относительно идиоморфные зерна с отчетливой спайностью, размером до 0,4 мм, $C:N_p = 0-15^\circ$.

Рудный минерал образует изометричные зерна размером до 0,01 мм, преимущественно локализующиеся в роговой обманке. В обр. Д63/6 ксеноморфные выделения буровой роговой обманки (20—25%) размером до 0,4 мм тесно ассоциируют с клинопироксеном и частично замещают его.

Метаморфические и метасоматические породы. Описываемые породы сформированы в результате преобразования первичных магматических пород. Их классификация произведена на генетической основе, в то же время следует отдавать отчет в том, что она носит предварительный характер, поскольку неизвестно истинное положение этих пород в разрезе и не в полной мере изучен химический состав вторичных минералов.

На основании состава парагенезов новообразованных минералов и характера структуры пород выделены три крупные группы метаморфических и метасоматических образований: динамотермального метаморфизма, гидротермального метаморфизма и ридингиты, а также незначительная группа пород проблематичного генезиса.

Метаморфические породы, сформировавшиеся при динамотермальном метаморфизме, характеризуются, как правило, сланцеватой текстурой. Им также свойственны бластические и катакlastические структуры. По парагенезисам новообразованных минералов, характеризующих $P-T$ -условия, среди них выделены метаморфические породы амфиболитовой (амфиболиты) и зеленосланцевой (зеленые сланцы) фации метаморфизма. Для группы пород, объединенных под общим названием «амфиболиты», этот термин применен в некоторой степени условно, поскольку ряд пород не попадает под строгое определение амфиболитов. Самая большая группа амфиболитов встречена на полигоне IV (ст. 3-36-Д33, 3-23-Д22).

Макроскопически амфиболиты очень разнообразны. Они имеют синевато-черный, серовато-голубой, коричневый и зеленый цвета. Часть из них обладает массивной текстурой (обр. Д22/6, 7; Д33/4, 5, 23, 26, 27, 28), часть — характеризуются сланцеватостью (обр. Д33/29, 30, 32). Размер поднятых обломков амфиболитов 3—35 см. Дальнейшее подразделение амфиболитов произведено по типу исходной породы, при этом среди них выделены различия, образованные по габброидам и пироксенитам, а также группа амфиболитов с неясной исходной породой.

Обломки и глыбы амфиболитов, развитых по габброидам (обр. Д33/23, 27а, 28б, 35а), обычно равномерно раскристаллизованы, иногда в них встречаются порфировидные зерна клинопироксена (до 1,5 см), в сланцеватых разностях ориентированные вдоль сланцеватости. Микроскопически в амфиболитах отчетливо наблюдается полосчатая текстура. Одни полосы (мощностью 1—5 мм), как правило с гранобластовой структурой, сложены гранулированными изометрическими зернами плагиоклаза размером 0,05—0,5 мм. Другие полосы, несколько большей мощности, имеют нематогранобластовую структуру и сложены удлиненными зернами бурой роговой обманки несколько большего размера, ориентированными субпараллельно полосчатости. Мощности полос варьируют. Амфиболиты обычно затронуты более поздними преобразованиями. Роговая обманка частично замещается хлоритом, встречаются жилки пренита. В обр. Д33/23 наблюдаются линзовидные прослои тонкозернистого рудного минерала. В обр. Д33/27а нет прослоев плагиоклаза, но присутствуют порфиробласты, по-видимому, плагиоклаза, замещенного серицитом.

Другая группа амфиболитов, сформированная в результате амфиболитизации пироксенитов (обр. Д22/6г, 7в; Д33/4, 5, 26, 27б, 28а, 30), характеризуется практически мономинеральным составом. Она встречена на станциях, в которых среди поднятого каменного материала присутствуют пироксениты. Макроскопически это темно-зеленые массивные породы с мелко-и гигантозернистой (до 1,5 см) (обр. Д33/26) структурой. В мелкозернистых разностях бурая роговая обманка развивается по катаклазированным

зернам пироксена, при этом удлиненные зерна роговой обманки ориентируются субпараллельно друг другу, образуя нематогранобластовую структуру. Встречающиеся порфиroidные зерна слабокатаклазированного клинопироксена существенно большего размера, чем зерна роговой обманки. В гигантозернистых разностях роговая обманка развивается по слабокатаклазированным пироксенам. В обр. Д33/28а всю породу пересекают зоны, в которых роговая обманка тонкогранулирована, при этом ее изометричные зерна размером 0,05—0,1 мм образуют гранобластовую структуру. Здесь также встречены порфиroidные выделения баститизированного и катаклазированного ортопироксена. Амфиболиты испытали более поздние изменения. По амфиболу развиваются хлорит и смектит, а в зонах сильного брекчирования установлен пирит (обр. Д33/26).

Амфиболиты, отнесенные к группе проблематичных пород (обр. Д33/23а, 31в, 32), характеризуются сланцеватой текстурой и широким развитием хлорита. С прослоями хлорита, содержащего зерна рудного минерала (0,3—1,5 мм), сегрегации мелких зерен сфена (0,1 мм) и апатита (1—3%), чередующихся прослои удлиненных кристаллов зеленой роговой обманки, вытянутых субпараллельно сланцеватости. Встречаются также реликты пироксенов.

Зеленые сланцы (обр. Д33/31а, 33а, 33б; Д63/17, 20; Д64/13) встречены в виде обломков, как правило, небольших размеров (до 10—15 см), имеющих отчетливую сланцеватую текстуру и светло-зеленую окраску. Природа исходной породы трудно восстановить, но, по всей видимости, это либо габброиды, либо пироксениты, поскольку практически во всех изученных образцах встречаются порфиroidные сланцеватые либо амфиболитизированного клинопироксена. Зеленые сланцы драгированы на полигоне IV (ст. 3-36-Д33) совместно с другими метаморфическими породами и на полигоне VI (ст. 3-72-Д63, 3-73-Д64). По минеральному составу это преимущественно хлорит-актинолитовые породы. В обр. Д33/33а наряду с ними встречаются эпидот, в обр. Д33/33б — тальк и альбит, в обр. Д63/20 — тальк. Эти минералы образуют тонкочешуйчатый агрегат, в котором отдельные частицы ориентированы параллельно сланцеватости. Порфиroidные клинопироксена и необласти (0,25—0,5 мм), сложенные актинолитом, иногда совместно с тальком или сфеном, располагаются под углом и поперек сланцеватости. Чешуйчатость обтекает эти выделения.

Породы, сформировавшиеся в результате гидротермального преобразования магматических и метаморфических пород, классифицируются нами как гидротермально-метасоматические (или метаморфические). Им не свойственна сланцеватая текстура, как правило, в них отсутствуют признаки катакластических и бластических деформаций и, напротив, сохраняются признаки структуры первичной породы. Происхождение метаморфизирующего гидротермального флюида; по-видимому, связано с процессами конвективной циркуляции морской воды в зонах повышенной тектономагматической активности. В зависимости от $P-T$ -условий гидротермального преобразования пород возникают парагенезы вторичных минералов, соответствующие либо зеленосланцевой, либо цеолит-смектитовой фации метаморфизма. По этому принципу среди них и выделены две группы.

Дальнейшее подразделение гидротермально-метасоматических пород, соответствующих зеленосланцевой фации метаморфизма, производится по типу исходной породы. Наибольшую группу среди них составляют разности, образовавшиеся при преобразовании габброидов (обр. Д16/31, 33; Т8/2; Д38/8). Это в основном хлорит-актинолитовые породы, часто имеющие блоковое строение, являющееся отражением бывшей габброидной структуры. Агрегаты игольчатого и шестоватого разноориентированного актинолита полностью замещают зерна пироксена. Актинолитовые агрегаты находятся внутри хлоритовой либо хлорит-корренситовой массы, развивающейся по плагиоклазам. Хлорит выделяется в виде кустистых, зернистых и чешуйчатых агрегатов, иногда он образует гомоосевые псевдоморфозы по ортопироксену.

Среди актинолитового агрегата нередки зернистые скопления и россыпи частично лейкоксенизированного сфена. Внутри хлоритовых участков встречаются выделения

эпидота, альбита и талька, по-видимому, замещающего оливин. Иногда в этих породах сохраняются реликты клинопироксена и плагиоклаза. В обр. 3-15-Д16/31, 33 широко развит смектит, замещающий хлорит-актинолитовый агрегат на более поздних стадиях преобразования.

В анортозитах, подвергшихся интенсивным гидротермальным преобразованиям (обр. Д63/186), сохранившиеся зерна плагиоклаза сильно сосюртитизированы, однако основная масса породы теряет свою первоначальную структуру, превращаясь в агрегат хлорита, корренсита, актинолита и эпидота. По-видимому, в качестве продуктов более поздних изменений развит смектит.

Обр. Д63/14 представляет собой гидротермально измененный троктолит. Порода имеет неотчетливо полосчатую текстуру, образованную причудливым сочетанием меланократовых и лейкократовых зон. Меланократовые зоны сложены пластинчатым серпентином (лизардитом), пронизанным магнетитом. Этот агрегат сформировался в результате гидротермального замещения зерен оливина либо более раннего серпентина. В серпентиновой массе много жилок хлорита. Лейкократовые зоны, сформировавшиеся при замещении плагиоклаза, образованы хлоритом, густо переполненным изометричными мелкими зернами гибшита, иногда встречаются везувиан и реликтовые зерна плагиоклаза. В результате более поздних преобразований в троктолите развиваются смектит и гидроокислы железа.

Обр. Д33/10, Т12/2, характеризующиеся очень сложным строением, по-видимому, сформировались в результате гидротермального преобразования амфиболитов. Они имеют полосчатую текстуру. Слои, сложенные хлоритом либо гранулированным плагиоклазом, заключенным в хлоритовом цементе, чередуются со слоями мелкопризматической бурой роговой обманки, расположенной субпараллельно полосчатости и в существенной мере замещенной актинолитом и хлоритом.

К группе гидротермально-метасоматических пород нами отнесены также талькиты — существенно тальковые породы, образовавшиеся при гидротермальном изменении серпентинитов. Обр. Д38/1 сложен тонкочешуйчатым агрегатом талька, в который погружены частично окисленные, относительно крупные (до 1,5 мм) зерна рудного минерала (4—5%), окруженные соразмерными полями хлорита. В тонкочешуйчатой массе изредка встречаются игольчатые выделения бесцветного амфибола. В обр. Д63/166 наблюдается непосредственный контакт крупно- и мелкочешуйчатого талькита с серпентинитом. Внутри серпентинита есть участки, сложенные тальком, похожие на псевдоморфозы по пироксену. На контакте серпентинита и талька развита зона шириной до 1,5 см, в которой тальк густо пропитан илменитом тонкодисперсным гематитом.

К этой группе гидротермально измененных пород отнесен и обр. Д56/4, который имеет однородное строение и сложен практически одним хлоритом, образующим кустистые выделения размером до 0,25—0,3 мм.

Гидротермально-метасоматические породы, сформировавшиеся при низких температурах, представлены полностью измененными закалочными базальтовыми стеклами. Обр. Д18/9, 10, по-видимому, являются фрагментами закалочной корки пиллоу и сложены практически одним филлипситом. Обр. Д42/1 возник в результате преобразования витрокластического туфа и сложен смектитом при участии филлипсита.

К группе родингитов нами отнесены три образца небольших размеров (Д22/76, 7д и Д38/12) на основании их минерального состава и строения. Известно, что родингиты являются продуктами кальциевого метасоматоза, возникающими при преобразовании преимущественно основных магматических пород в связи с серпентинизированными ультрабазитами, в силу чего сложены главным образом существенно кальциевыми минералами.

Все три образца имеют близкое строение. Они образованы агрегатом беспорядочно ориентированных уплощенно-таблитчатых зерен волластонита и в меньшей степени диопсида (размер от 1 до 6 мм). В интерстициях между этими зернами расположены кустистые и пластинчатые выделения хлорита, содержащие небольшую примесь удлиненных зерен амфибола. В обр. Д22/76 наблюдается непосредственный контакт родингита и серпентинита.

Два образца (Д60/10, Д63/19) образуют группу пород неясного генезиса. Первый из них на 60—70% сложен хаотическими выделениями удлиненно-призматических зерен клинопироксена размером 0,25—0,5 мм, по-видимому, являющихся результатом разрушения более крупных зерен клинопироксена, размером в несколько миллиметров, которые также изредка встречаются. Клинопироксены в той или иной степени замещены либо актинолитом, либо агрегатом актинолита и хлорита. Мелкие зерна клинопироксена не стыкуются друг с другом, а цементируются кальцитом. Кальцит бесструктурен, это как бы одно большое зерно, в которое погружены клинопироксены. Между этими сложными агрегатами клинопироксена и кальцита расположены кустистые выделения хлорита размером 8—10 мм, составляющие 30—35% от объема породы. В кальците и хлорите встречаются редкие зерна частично лейкоксенизированного сфена. Эта порода соседствует с тонкочешуйчатым талькитом. На границе между ними развита полоса радиально-лучистого актинолита. По-видимому, изученный образец представляет собой результат преобразования габброида либо пироксенита. В истории преобразования представляется возможным выделение двух этапов. На первом этапе имели место катаклаз клинопироксеновых зерен и цементация вновь образованных более мелких кристаллов кальцитом. В дальнейшем порода претерпела гидротермальные преобразования на уровне зеленосланцевой фации.

Обр. Д63/19 состоит из беспорядочно ориентированных игольчатых и шестоватых зерен зеленой роговой обманки размером от 0,2 мм до 1 см, составляющих 80—90% от объема породы. В интерстициях между этими зернами размером до 0,5 мм расположены чешуйчатые агрегаты талька.

Ассоциации коренных пород и связь их с морфоструктурами океанского дна. Хотя наборы пород в каменном материале одной драги и не являются парагенезами пород, поскольку при драгировании происходит случайный отбор материала, представляется все же чрезвычайно интересным рассмотреть вопрос о том, какие ассоциации пород, наблюдаемые в драгированном материале, характеризуют ту или иную морфоструктуру океанского дна.

Со дна рифтовых долин (ст. 3-37-Д34; 3-38-Д35; 3-60-Д52) подняты исключительно одни базальты и их стекла. Стекла практически свежие, в базальтах развиты глауконитоподобные вторичные минералы. Все это свидетельствует о том, что базальтовые лавы сравнительно недавно изливались на морское дно. Такие же свежие базальты драгированы из разломной долины напротив зоны сочленения северного сегмента рифта и разлома, при этом станция драгирования 3-62-Д54 расположена у подножия южного поперечного хребта. Свежий облик базальтов, их местоположение позволяют сделать предположение, что они сравнительно недавно изливались непосредственно на дно долины трансформного разлома. Это может свидетельствовать о том, что возникновение зон магмогенерации данных базальтовых расплавов обусловлено существованием разлома, т. е. эти базальты имеют разломную природу и этим отличаются от рифтовых базальтов. В то же время нельзя отрицать и их рифтовую природу, поскольку структура рифта в зоне его пересечения с разломом продолжается вплоть до противоположного поперечного хребта. Такая же двойственная трактовка природы базальтов возможна и для очень свежих базальтов, драгированных на ст. 3-36-Д33 и 3-43-Д39, расположенных на склоне уступа, которым южный сегмент рифта обрывается в разломную долину. Свежие базальты здесь подняты совместно с сильнокатаклазированными габброидами, амфиболитами, зелеными сланцами, метасоматитами и сильнодеформированными ультрабазитами, т. е. с породами первично-глубинного генезиса. По-видимому, данная ассоциация пород и базальты слагают различные участки дна, имея друг с другом тектонический контакт. Вывод данных глубинных пород в верхние горизонты коры сопровождался сильными стрессовыми напряжениями, приведшими к существенной перекристаллизации пород в твердом состоянии.

Одной из наиболее опробованных морфоструктур, относящихся непосредственно к трансформному разлому, являются поперечные хребты. Склоны этих хребтов, по существу, образуют борта долины разлома. Поперечные хребты не всегда морфологи-

чески отчетливо выражены, поскольку в их пределах накладываются друг на друга субмеридиональные структуры САХ и поперечные им приразломные структуры. Иногда борт разлома (особенно часто северный) представляет собой чередование субмеридиональных гряд и депрессий. Как показали результаты драгирования, в одних случаях гряды сложены базальтами (ст. 3-31-Д27, 3-32-Д28), заметно преобразованными на уровне смектитовой фации; в других — преимущественно ультрабазитами (ст. 3-30-Д26), а на ст. 3-15-Д16 подняты габброиды, ультрабазиты, долериты и базальты с хлоритом, характеризующие низы базальтового разреза. По-видимому, эти гряды в зоне разлома могут иметь как нормальное ненарушенное строение в случае, когда они сложены одними базальтами, так и сложное тектонически нарушенное строение, будучи сложенными породами первично-глубинного генезиса.

На участках отчетливой морфологической выраженности поперечных хребтов в их строении можно выделить две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя часть непрерывно протягивается параллельно разлому. Она опробована во многих местах, при этом очень часто драгированный материал представлен одними ультрабазитами (см. рис. 23—27), что, по-видимому, свидетельствует об их особой роли в формировании поперечных хребтов. На ст. 3-69-Д60, 3-72-Д63 и 3-73-Д64, помимо ультрабазитов, драгированы габброиды, долериты, метаморфические породы и базальты, при этом на ст. 3-69-Д60, достаточно удаленной от рифта, — со смектитом, а на двух последних, расположенных вблизи, рифта, — с глауконитом. Следовательно, в строении нижней части поперечных хребтов принимают участие и другие породы глубинного генезиса. Вопрос о месте и природе базальтов, а также их взаимоотношениях с глубинными породами очень сложен. К этому необходимо добавить, что на близко расположенных ст. 3-16-Д17 и 3-17-Д18 со склонов поперечного хребта подняты только одни базальты. Пока остаются открытыми вопросы о природе данных базальтов (рифтовые они или собственно разломные) и о том, взламывались ли эти базальты глубинными породами при выдвигании последних в верхние горизонты коры или изливались позже тектонических движений, сформировавших структуру поперечного хребта?

Верхняя часть поперечных хребтов представляет собой обособленные, как правило изометричные в плане, вершины. Они опробованы на ст. 3-20-Т8 и 3-42-Д38. В первом случае подняты габброиды и базальты с хлоритом, во втором — ультрабазиты, габброиды, амфиболиты и базальты, в том числе и с хлоритом. Таким образом, вершинная часть поперечных хребтов также сложена породами первоначально глубинного залегания, при этом они в целом заметно более деформированы, чем аналогичные породы с более нижних горизонтов поперечного хребта.

Медианные хребты в местах опробования представлены породами первично-глубинного залегания: габброидами, базальтами с хлоритом и ультрабазитами. Структуры, осложняющие разлом на его флангах, судя по материалам драгирования, образованы одними базальтами. Хребет Ресечер на западном фланге сложен субщелочными базальтами и по своей природе, по-видимому, является результатом проявления внутриплитного вулканизма. В трог Ройял поднята богатая ассоциация базальтов как толеитовых, так и субщелочных, как из низов разреза базальтовой толщи (с хлоритом), так и из ее верхов (с глауконитом и смектитом), что позволяет говорить о сложной истории вулканических и тектонических процессов, приведших к образованию трога.

На восточном фланге (полигон II) разлома внутри разломной долины, имеющей на данном участке большую ширину, отчетливо прослеживается хребет, по-видимому, сложенный базальтами. Местоположение данной положительной морфоструктуры и ее вещественный состав позволяют предположить, что она сформировалась в результате вулканических процессов, происходивших непосредственно внутри зоны разлома.

ПОРОДЫ 2-го СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Изучение вещественного состава магматических пород проведено на основании петрохимических и геохимических данных анализа валовых проб и результатов микрозондового анализа минералов в шлифах. Определение главных компонентов пород выполнено методом классического силикатного анализа, а элементов-примесей — с использованием классических и оригинальных методик нейтронно-активационного и флюоресцентного рентгенометрического анализа в лабораториях Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ. Оценка правильности анализа элементов-примесей осуществлена подшифровкой надежно аттестованных стандартных образцов (табл. 3).

При обработке аналитических данных особое внимание было обращено на выбор петро- и геохимических параметров, наиболее устойчивых при процессах изменения пород на океаническом дне. Нами была оценена зависимость содержания главных окислов в базальтах от содержания воды. Оказалось, что образцы с содержанием H_2O^+ больше 2,5% не годятся для петрохимических построений. Высокие значения H_2O^+ заметно отражаются на содержании Na_2O и CaO , иногда SiO_2 . Их влияние на значения таких важных петрохимических параметров, как P_2O_5 , TiO_2 , отношения CaO/TiO_2 , FeO^*/MgO , выражено слабее. При использовании геохимических данных мы ориентировались на то, что уровень изменения изученных базальтов слабо влияет на содержание и отношения малых элементов [27].

На полигоне II в пределах абиссальной котловины поднято несколько мелких обломков (0,2—0,5 г) базальтов. Малое количество материала позволило провести ограниченный анализ их вещественного состава. По содержанию некоторых петрогенных окислов и элементов-примесей (табл. 4) и величинам индикаторных соотношений (CaO/TiO_2 7,1—10, Ti/Zr 84—86, Zr/Y 2,2—2,8, $(Nb/Zr)_N$ 0,19—0,21) эти базальты можно отнести к умеренно дифференцированным толеитам N-типа MORB (здесь и далее при нормализации на хондритовые значения использовались данные из работы А. Буго и др. [6]).

На полигоне III изучены составы базальтов, драгированных с северного (драга 16) и южного (драги 11,18, трубка Т9) бортов долины разлома. Базальты с южного борта разлома представлены оливин-порфиrowыми и афировыми разновидностями толеитов (см. табл. 4, рис. 28). Они характеризуются значительными вариациями содержаний, %:

Таблица 3
Содержание элементов-примесей в стандартных образцах, г/т

Элемент	СГД-1А		СТ-1А		ВМ		BCR-1		PCC-1	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
La	82	80	12	14	7,9	9,0	25	26	0,033	0,032
Ce	170	150	28	26	18	22	51	53,9	0,097	0,092
Sm	16	17	4,7	4,0	3,3	3,6	6,8	6,6	0,0042	0,0054
Eu	3,8	5,3	1,5	2,3	1,0	1,1	2,0	1,94	0,0019	0,0012
Tb	1,3	1,4	0,87	—	0,66	0,90	1,1	1,0	—	—
Yb	2,3	2,6	3,3	4,0	2,6	3,0	3,4	3,36	0,018	0,025
Lu	0,33	0,30	0,53	0,50	0,42	0,41	0,56	0,55	0,0040	0,0055
Cr	51	52	140	140	120	120	—	18	2750	2710
Sc	26	27	42	43	37	34	39	33	—	—
Co	41	40	46	46	37	36	39	38	110	112
Ba	1300	1300	150	290	230	250	—	—	—	—
Sr	2200	2300	250	270	220	220	—	—	—	—
Zr	230	240	130	130	101	100	190	185	—	—
Nb	9,6	8,0	—	—	3,2	—	20	19	—	—
Y	29	30	33	35	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — данные авторов; 2 — паспортные данные. СГД-1А — габбро эссекитовое (СССР); СТ-1А — трапп (СССР); ВМ — базальт (СЭВ); BCR-1 — базальт (США); PCC-1 — перидотит (США). Точность анализов по данным авторов составила 5—15% отн. в зависимости от концентрации определяемых элементов.

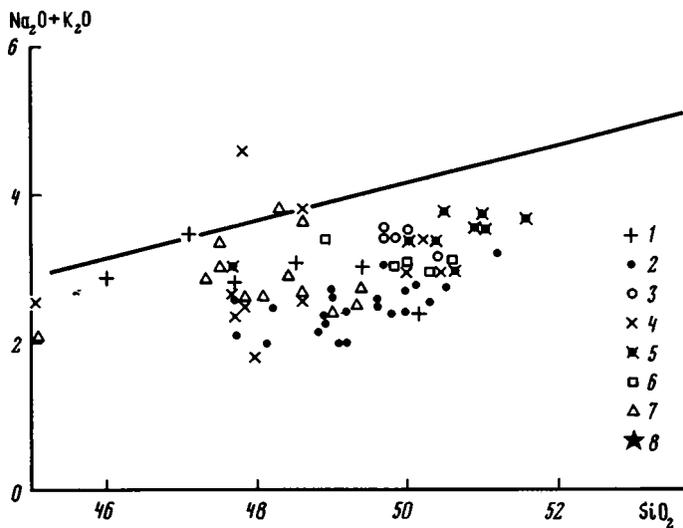


Рис. 28. Вариационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для базальтов разлома Зеленого Мыса и троя Ройял

1 — полигон III; 2, 3 — рифтовые долины САХ, примыкающие к разлому: 2 — южный сегмент, 3 — северный сегмент; 4 — активная зона разлома; 5 — зона сочленения пассивной части разлома с южным сегментом рифтовой долины САХ; 6 — пассивная часть разлома на западном фланге; 7 — троя Ройял; 8 — полигон II

Таблица 4
Состав базальтов полигонов II и III

Компонент	Полигон II		Полигон III, южный борт долины разлома					
	T5/3а	T5/3б	11/3б	11/4	11/5	T9/45б	18/5	18/7
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	—	—	—	—	—	46,05	47,09	—
TiO ₂	1,4	1,1	1,1	1,8	2,0	1,33	1,58	1,4
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	7,22	15,27	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	6,86	7,27	—
FeO	9,6	8,5	9,0	11,5	11,3	3,66	3,05	8,8
MnO	—	—	—	—	—	0,13	0,17	—
CaO	10,0	11,2	9,5	11,6	12,0	12,43	10,03	11,1
MgO	—	—	—	—	—	7,15	6,97	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	2,50	3,32	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,40	0,20	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,30	0,18	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,42	1,34	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	2,18	2,78	—
Сумма	—	—	—	—	—	100,63	99,25	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	0,26	—	—
Sr	160	150	170	200	200	160	180	220
Ba	6,2	7,6	33	18	21	27	11	7,7
Nb	2,2	1,5	7,6	8,0	9,5	7,8	6,4	5,7
Zr	100	77	87	97	110	83	100	110
La	6,2	3,9	—	8,4	12	12	<5	<5
Ce	9,1	5,7	—	13	24	17	<5	<5
Y	46	27	26	40	41	33	32	42
(Nb/Zr) _N	0,21	0,19	0,84	0,79	0,84	0,91	0,62	0,50

Примечание. 1, 3—7 — оливин-порфировые базальты; 2 — плагиоклаз-порфировый базальт; 8, 9 — афировые базальты; 10—12 — долериты; 13, 15, 17 — долериты с роговой обманкой; 14, 16 — плагиоклаз-порфировые базальты с роговой обманкой. Здесь и в табл. 6—8 петрогенные окислы в % вес., элементы-примеси в г/т.

TiO₂ 0,82—1,58, Al₂O₃ 7,22—15,27, CaO 7,8—12,43, повышенными концентрациями, %: K₂O 0,20—0,40, P₂O₅ 0,18—0,30 и высокой дифференцированностью состава: CaO/TiO₂ 6,0—9,3, FeO*/Mg 0,14. По содержаниям элементов-примесей намечаются две группы базальтов, г/т: 1 драга 11 и трубка Т9: Sr 95—160, Ba 18—35, Zr 70—100, Nb 7,6—8,0, La 7,5—12, Ce 1,0—2,4; 2) драга 18: с более высокими средними содержаниями Sr 150—160, Zr 100-110 и пониженными Ba 7,7—11, Nb 5,7—6,4 и PЗЭ, концентрация которых ниже предела обнаружения метода анализа (<5 г/т). Спектр лантаноидов (см. табл. 4, обр. Т9/456), характеризующий 1-ю группу базальтов, показан на рис. 29. Отношение (La/Sm)_N1,6 коррелирует с общим обогащением базальтов 1-й группы некоторыми литофильными элементами: Ba, Nb, PЗЭ. Индикаторное отношение (Nb/Zr)_N 0,79—0,91 в них также выше, чем в базальтах 2-й группы — 0,50—0,62. По величинам этих и других индикаторных отношений Ti/Zr 76—110, Zr/Y 2,4—3,3, Ba/Zr 0,07—0,38 базальты южного борта можно отнести к N—Т-типам MORB.

Две группы базальтов, различающиеся по геохимическим параметрам, имеют разное морфологическое положение в разрезе южного борта долины разлома, а именно — базальты ст. 3-17-Д18 занимают более высокий гипсометрический уровень.

В пределах северного борта долины разлома выделены афировые базальты, долериты, плагиоклаз-порфиновые базальты с роговой обманкой и долериты с роговой обманкой (см. табл. 4). Это слабо и умеренно дифференцированные породы (CaO/TiO₂ 4,0—12,6) с низкой железистостью (FeO*/MgO 0,8—0,9), умеренными содержаниями, %: K₂O 0,15—0,20, P₂O₅ 0,09, TiO₂ 0,85—1,4 и пониженными концентрациями большинства литофильных элементов-примесей, г/т: Ba 2,7—16, Zr 52—87, Nb 1,0—2,5. Индикаторные отношения Ti/Zr 83—103, Zr/Y 2,2—3,0, (Nb/Zr)_N 0,12—0,32 близки к классическому

Полигон III, северный борт долины разлома

16/2	16/3	16/7	16/4	16/5	16/6	16/9	16/1	16/8
9	10	11	12	13	14	15	16	17
—	—	—	50,06	49,38	48,53	47,69	—	—
1,4	1,2	1,2	1,03	0,99	1,03	1,00	0,85	1,1
—	—	—	15,70	16,97	17,00	16,97	—	—
—	—	—	2,43	2,43	2,88	3,14	—	—
9,3	9,2	9,0	6,18	4,96	4,60	4,56	6,6	6,9
—	—	—	0,18	0,29	0,19	0,29	—	—
5,6	7,6	9,8	11,85	11,25	12,62	11,40	10,7	11,0
—	—	—	9,10	9,10	8,19	9,40	—	—
—	—	—	2,20	2,90	2,93	2,70	—	—
—	—	—	0,20	0,15	0,15	0,20	—	—
—	—	—	0,09	0,09	0,09	0,09	—	—
—	—	—	0,10	0,10	0,24	0,28	—	—
—	—	—	1,76	2,10	1,52	2,16	—	—
—	—	—	100,88	100,61	99,97	99,88	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
170	180	170	180	150	200	160	240	160
16	9,4	12	6,1	4,3	8,0	4,7	2,7	6,0
1,4	1,0	2,5	1,3	1,4	1,2	1,0	1,4	1,0
84	87	75	64	62	60	65	52	65
—	2,7	<5	2,7	<5	<5	<5	<5	<5
—	8,0	<5	6,1	<5	<5	<5	<5	<5
30	29	30	27	23	20	26	18	23
0,16	0,12	0,32	0,19	0,21	0,19	0,14	0,26	0,15

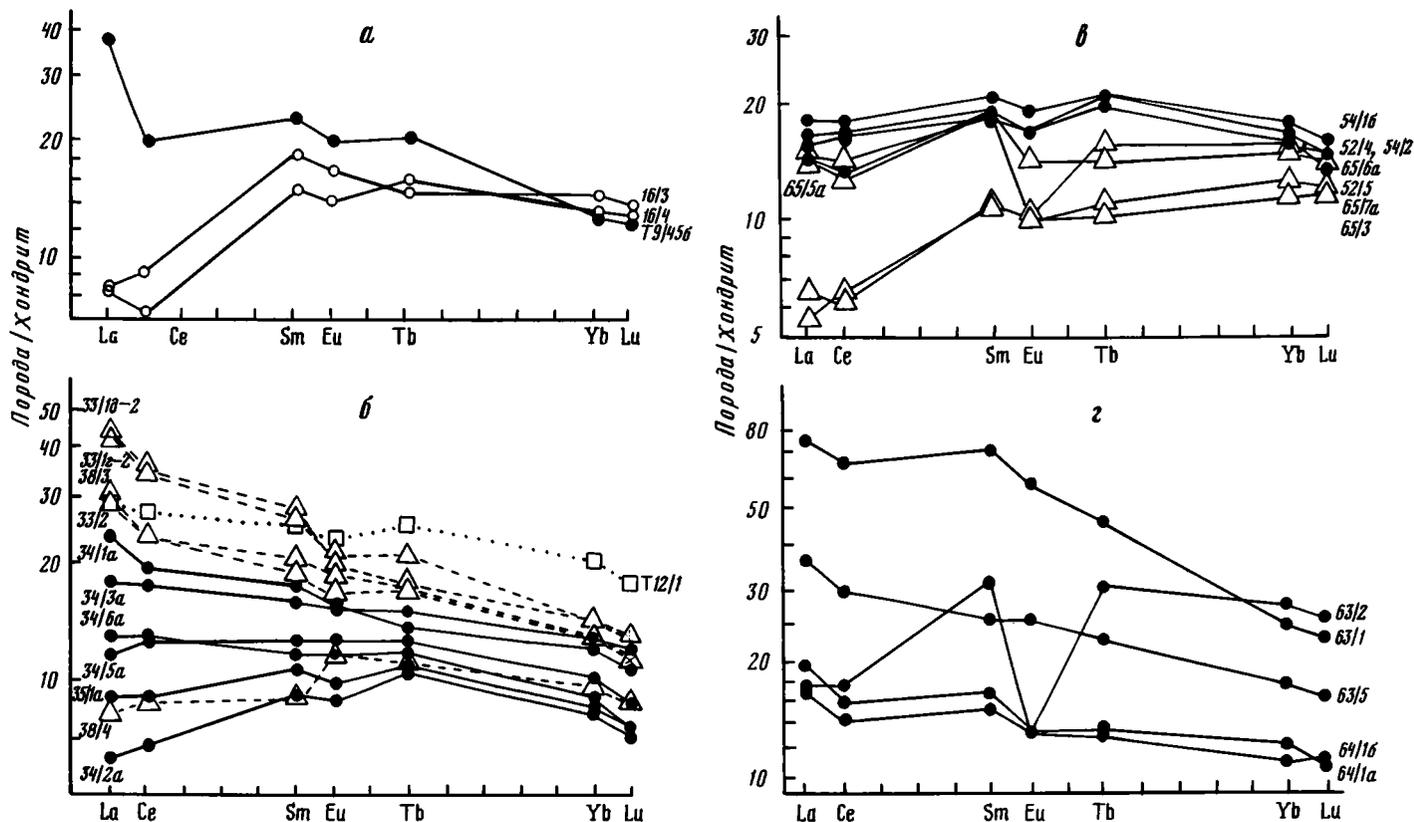


Рис. 29. Распределение РЗЭ в базальтах и габбро разлома Зеленого Мыса

Полигоны: а — III, б — IV, в, г — VI: в — рифтовая долина САХ и уступ в активной части долины разлома, г — северный борт активной части разлома (обр. 63/1 — габбро). Цифры на графиках соответствуют номерам образцов

N-типу MORB. Распределение PЗЭ в них также (табл. 5) аналогично N-типу MORB, отношение $(La/Sm)_N$ 0,46—0,55 и практически отсутствует отрицательная аномалия европия (см. рис. 29).

Таким образом, на полигоне III наблюдаются отчетливые различия в составе базальтов северного и южного бортов долины разлома, а именно существенное обеднение литофильными элементами базальтов северного борта, их менее дифференцированный состав, а по характеру вторичных изменений (амфиболитизация) — более глубинный уровень первичного залегания в разрезе океанической коры. По геохимическому типу базальты северного борта близки к базальтам полигона II.

На полигоне IV изучены базальты, занимающие различное структурное положение в системе рифт—разлом. Наиболее представительный материал получен из рифтовой долины САХ (драги 34, 35) и пассивной части разлома в зоне его сочленения с рифтовой долиной САХ (драги 33,38,39). Базальты рифтовой долины САХ характеризуются довольно неустойчивым петрохимическим составом (табл. 6). Наибольшие вариации отмечены для содержаний, %: TiO_2 0,76—1,31, MgO 7,34—9,56, K_2O 0,08—0,50, P_2O_5 0,05—0,17. Среди базальтов преобладают слабо и умеренно дифференцированные разности (CaO/TiO_2 8,9—16,2, FeO^*/MgO 0,95—1,34). Для распределения таких элементов-примесей, как Sc (37—48 г/т), Co (41—60 г/т), Cr (320—490 г/т), Sr (140—180 г/т), характерны малые вариации содержаний, и их уровень близок к средним данным по океаническим толетам. Наибольшие вариации установлены в распределении концентраций, г/т: Ba 8,4—69, Nb 1,4—9,7, Zr 32—88, Y 18-33 и PЗЭ (см. табл. 6).

Среди базальтов рифтовой долины САХ наименее дифференцированные разности (MgO 9,15—9,50%, TiO_2 0,73—0,85%, CaO/TiO_2 14,4—16,2, FeO^*/MgO 0,95) встречены среди плагиоклаз-порфировых базальтов. Они же наиболее обеднены литофильными элементами. В них отмечены минимальные содержания, %: K_2O 0,08—0,15, P_2O_5 0,05—0,10 и концентрации, г/т: минимальные Sr 140, Zr 32—34, Y 18—21, Ba 8—11, Nb 1,4—2,0 и максимальные Cr 420—490. Кроме того, в этих базальтах наиболее низкие содержания PЗЭ (6—10 хондритовых норм, см. рис. 29). По величине индикаторных отношений Ti/Zr 133—160, Zr/Y 1,6—1,8, Ba/Zr 0,26—0,32, $(La/Sm)_N$ 0,74 и $(Nb/Zr)_N$ 0,42—0,57 эти базальты можно охарактеризовать как истощенный N-тип MORB.

Среди афировых и оливин-порфировых базальтов (обр. 34/1а, 34/3а) встречены наиболее дифференцированные разности базальтов (CaO/TiO_2 8,9—9,3, FeO^*/MgO 1,28—1,34). Эти базальты характеризуются повышенными содержаниями, %: K_2O до 0,5, TiO_2 до 1,3 концентрациями, г/т: Ba 41—68, Nb 6,0—9,7, Zr 81—88, Y 32—33, PЗЭ (12—18 хондритовых норм) и отношениями $(La/Sm)_N$ 1,0—1,5, $(Nb/Zr)_N$ 0,73—1,07. Эти базальты по величинам индикаторных отношений Ti/Zr 89—90, Zr/Y 2,6—2,8 можно охарактеризовать как T-тип MORB. Остальные изученные образцы базальтов по своим петрохимическим характеристикам занимают промежуточное положение между описанными выше базальтами N- и T-типов MORB.

Таким образом, в пределах рифтовой долины на ограниченном пространстве встречены базальты с широким диапазоном петро- и геохимических характеристик.

Непосредственно в зоне сочленения разлома с рифтовой долиной САХ (драги 33, 38, 39) подняты оливин-порфировые, афировые базальты и их стекла, существенно отличающиеся от базальтов рифтовой долины. Они в значительной степени дифференцированы (CaO/TiO_2 5,8—7,4, FeO^*/MgO 1,2—1,7) и обогащены литофильными элементами (см. табл. 6). Содержания Sc (35—45 г/т) и Co (33—47 г/т) близки, а содержания Cr (230—300 г/т) ниже, чем в базальтах из рифтовой долины САХ. Общий уровень содержаний PЗЭ увеличивается до 30—45 хондритовых норм, а распределение характеризуется общим накоплением легких лантаноидов (см. рис. 29). На петро- и геохимических диаграммах (рис. 30) эти базальты образуют обособленные тренды или скопления точек. По величинам индикаторных отношений (Ti/Zr 65—94, Zr/Y 3,6—4,6, Ba/Zr 0,58—1,0, $(Nb/Zr)_N$ 1,0—1,2, $(La/Sm)_N$ 1,5—1,8) они соответствуют P-типу MORB.

Долерит Д38/4 несколько выпадает из рассмотренной группы обогащенных базальтов. В нем более низкие содержания TiO_2 0,81%, K_2O 0,1%, P_2O_5 0,08%, Zr 45 г/т, Nb 3,2 г/т, Y 14 г/т, Ba 25 г/т, и повышенные MgO 9,30%, Na_2O 4,80% относительно других

Таблица 5

Распределение РЗЭ в базальтах разлома Зеленого Мыса, г/т

Элемент	16/3	16/4	T9/456	34/1a	34/2a	34/3a	34/5a	34/6a	35/1a	33/1д-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	2,7	2,7	12,0	8,0	2,1	5,9	4,0	4,1	3,0	15,0
Ce	8,0	6,1	17,0	18,0	6,2	15,0	11,0	11,0	8,1	31,0
Sm	3,5	2,9	4,4	3,2	1,7	3,1	2,3	2,2	1,9	5,0
Eu	1,2	1,0	1,4	1,1	0,62	1,1	0,91	0,81	0,71	1,4
Tb	0,72	0,76	0,97	0,67	0,51	0,73	0,60	0,55	0,50	0,86
Yb	3,1	2,7	2,6	2,5	1,7	2,6	2,1	1,8	1,7	3,0
Lu	0,47	0,43	0,41	0,37	0,25	0,39	0,30	0,25	0,25	0,42
(La/Sm) _N	0,46	0,55	1,6	1,5	0,74	1,1	1,0	1,1	0,94	1,8

Элемент	33/1-2	33/2	38/3	38/4	T12/1	52/4	52/5	54/16	54/2a	60/11a
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La	14,0	9,4	9,9	2,6	9,1	5,0	4,9	6,1	5,3	9,4
Ce	29,0	20,0	20,0	7,6	23,0	14,0	12,0	16,0	14,0	20,0
Sm	4,9	3,6	3,7	1,7	4,8	3,5	3,4	3,8	3,6	4,1
Eu	1,5	1,2	1,3	0,83	1,6	1,2	1,2	1,3	1,2	1,4
Tb	0,99	0,79	0,86	0,53	1,2	0,98	0,92	0,92	0,98	0,78
Yb	2,9	2,6	2,6	1,9	4,1	3,3	3,2	3,6	3,4	2,8
Lu	0,44	0,38	0,39	0,28	0,58	0,49	0,47	0,54	0,49	0,43
(La/Sm) _N	1,7	1,5	1,6	0,91	1,1	0,85	0,86	0,96	0,88	1,4

Элемент	60/13	63/2	63/5	64/1a	64/16	65/3	65/5a	65/6a	65/7a
	21	22	23	24	25	26	27	28	29
La	7,9	5,6	12,0	6,5	5,4	1,8	4,5	4,9	2,1
Ce	15,0	15,0	26,0	14,0	12,0	5,8	11,0	11,0	5,0
Sm	3,3	6,2	4,9	3,1	2,8	1,9	3,6	3,4	2,1
Eu	1,4	1,6	1,8	0,92	0,89	0,72	1,0	1,0	0,69
Tb	0,71	1,5	1,1	0,63	0,60	0,47	0,73	0,68	0,52
Yb	2,6	5,6	3,5	2,3	2,2	2,3	3,1	3,0	2,5
Lu	0,42	0,86	0,53	0,38	0,35	0,37	0,50	0,47	0,40
(La/Sm) _N	1,4	0,53	1,4	1,2	1,1	0,56	0,75	0,86	0,60

Примечание. Полигон III, пассивная часть разлома: 1, 2 — северный борт, 3 — южный борт; полигон IV: 4—9 — рифтовая долина САХ, южный сегмент, 10—14 — зона сочленения южного сегмента САХ с разломом, 15 — активная часть разлома, северный борт; полигон VI: 16, 17 — рифтовая долина САХ, северный сегмент, 18—21 — пассивная часть разлома, южный борт, 22—25 — активная часть разлома, северный борт, 26—29 — уступ (медианный хребет?) в долине разлома.

базальтов. Содержания РЗЭ составляют 8—12 хондритовых норм (см. рис. 29), отношение $(La/Sm)_N$ 0,91. Распределение РЗЭ характеризуется появлением отчетливого максимума Eu, что может быть свидетельством процесса аккумуляции плагиоклаза. Величины индикаторных отношений Ti/Zr 108, Zr/Y 3,2, Ba/Zr 0,54, $(Nb/Zr)_N$ 0,71, $(La/Sm)_N$ 0,91 не противоречат гипотезе о генетической близости долерита обогащенному типу базальтов из этой зоны и, видимо, указывают на возможную комплементарность его состава (как остаточной жидкости), составу обогащенных базальтов. Высокотемпературный (хлорит) характер изменений долерита также отражает более глубокий уровень залегания породы в разрезе океанической коры.

Таким образом, зона сочленения разлома Зеленого Мыса с рифтовой долиной САХ является зоной генерации особого типа обогащенного литофильными элементами базальтов.

Таблица 6
Состав базальтов полигона IV

Компонент	Рифтовая долина САХ									
	34/1а	34/6а	34/6б	34/3а	34/4а	34/5а	34/2а	34/2б	34/2з	34/2ж
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,70	49,00	49,00	51,17	50,50	49,65	49,20	48,90	50,08	47,66
TiO ₂	1,31	0,99	1,00	1,25	1,19	0,94	0,85	0,76	1,26	0,84
Al ₂ O ₃	15,18	16,14	16,14	15,25	15,22	16,07	16,80	16,65	15,89	17,46
Fe ₂ O ₃	3,54	2,54	1,94	3,04	2,96	2,92	2,36	2,61	2,14	1,13
FeO	6,68	8,05	8,12	6,90	6,90	6,11	6,60	6,40	7,44	7,55
MnO	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,14	0,14	0,16	0,15
CaO	12,18	11,62	11,90	11,18	11,90	13,02	12,26	12,32	11,00	12,61
MgO	7,34	8,42	8,70	7,52	7,88	7,34	9,15	9,24	8,03	9,44
Na ₂ O	2,55	2,40	2,45	2,85	2,40	2,40	2,55	2,15	2,32	2,05
K ₂ O	0,50	0,20	0,20	0,35	0,35	0,20	0,15	0,10	0,44	0,11
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,08	0,13	0,13	0,09	0,05	0,05	0,17	0,08
H ₂ O ⁻	0,20	0,18	0,10	0,18	0,20	0,38	0,12	0,14	0,47	0,19
П. п. п.	0,83	0,92	0,10	0,72	0,76	0,81	0,41	0,38	1,22	0,54
Сумма	100,32	100,70	99,89	100,71	100,56	100,09	100,64	100,14	100,15	99,62
H ₂ O ⁺	0,66	0,10	<0,10	0,46	0,44	0,40	0,26	0,20	—	—
Sc	43	42	37	42	48	47	37	42	—	—
Co	45	47	45	41	45	43	42	46	—	—
Cr	320	460	390	340	450	340	420	490	—	—
Sr	180	170	170	160	160	140	140	140	—	—
Ba	68	34	35	41	49	28	8,4	11	—	—
Nb	9,7	4,8	3,7	6,0	6,5	3,9	1,4	2,0	—	—
Zr	88	52	50	85	81	52	32	34	—	—
Y	32	23	21	33	33	25	18	21	—	—
(N /Zr) _N	1,07	0,89	0,72	0,68	0,78	0,73	0,42	0,57	—	—

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

Компонент	Рифтовая долина САХ										
	34/2к	34/2л	34/2н	34/2и	34/3в	34/3г	34/3д	34/4б	34/2о	35/1а	35/1в
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	50,02	48,76	49,20	49,64	49,76	50,00	48,08	50,26	49,06	48,20	47,73
TiO ₂	1,30	0,78	0,78	0,98	0,92	0,98	0,78	1,20	0,73	0,90	0,86
Al ₂ O ₃	15,72	17,04	17,06	16,43	16,46	16,30	17,29	15,38	16,56	16,70	16,38
Fe ₂ O ₃	1,63	1,76	1,38	1,74	2,00	2,13	1,26	1,87	2,63	2,49	2,59
FeO	8,12	7,22	7,32	7,89	6,88	6,65	7,44	7,78	6,90	8,33	8,26
MnO	0,16	0,15	0,15	0,17	0,15	0,16	0,15	0,16	0,15	0,17	0,16
CaO	11,32	12,15	12,15	11,33	12,15	12,21	12,80	11,46	11,50	12,26	12,00
MgO	8,14	9,33	9,56	8,26	8,50	8,06	9,09	8,14	9,47	8,80	8,80
Na ₂ O	2,20	1,95	1,90	2,26	2,14	2,14	1,90	2,20	1,90	2,35	2,45
K ₂ O	0,46	0,11	0,11	0,28	0,30	0,28	0,11	0,35	0,08	0,15	0,15
P ₂ O ₅	0,16	0,07	0,07	0,11	0,10	0,11	0,07	0,15	0,11	0,06	0,05
H ₂ O ⁻	0,17	0,28	0,16	0,39	0,26	0,36	0,16	0,29	0,14	0,12	0,10
П. п. п.	1,02	0,76	0,61	0,82	0,90	1,07	0,68	1,12	0,50	0,16	0,48
Сумма	100,24	100,07	100,28	99,91	100,26	100,08	99,56	100,06	99,59	100,69	100,01
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,12	0,16
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	40	47
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	52	60
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	360	440
Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	150	150
Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27	22
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,1	3,5
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38	40
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21	23
(Nb/Zr) _N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,79	0,85

Компонент	Зона сочленения рифтовой и трансформной долин							
	35/1д	33/1ж	33/1и	33/1г-2	33/1г-1	33/1д-2	33/1д-1	39/7
	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	48,88	50,40	50,24	51,63	—	50,50	50,88	51,05
TiO ₂	0,96	1,66	1,70	1,74	—	1,80	1,72	1,62
Al ₂ O ₃	16,46	15,32	15,22	15,15	—	14,86	15,15	15,20
Fe ₂ O ₃	1,13	2,12	2,38	2,80	—	3,37	2,16	3,25
FeO	9,35	7,89	7,78	7,54	—	7,61	8,12	7,40
MnO	0,16	0,16	0,16	0,18	—	0,18	0,17	0,16
CaO	11,06	10,83	10,47	10,15	—	10,80	10,43	10,72
MgO	9,10	6,96	7,20	7,15	—	6,52	7,45	7,00
Na ₂ O	2,14	2,57	2,69	2,95	—	3,20	2,90	3,00
K ₂ O	0,17	0,77	0,71	0,75	—	0,60	0,65	0,65
P ₂ O ₅	0,09	0,27	0,26	0,25	—	0,25	0,25	0,24
H ₂ O ⁻	0,13	0,33	0,52	0,08	—	0,14	0,10	0,10
П. п. п.	0,58	1,16	-1,24	0,34	—	0,78	0,51	0,14
Сумма	100,08	100,11	100,05	100,71	—	100,61	100,49	100,53
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,3	—	0,66	0,36	0,20
Sc	—	—	—	44	—	35	42	44
Co	—	—	—	43	—	33	43	44
Cr	—	—	—	260	—	280	230	250
Sr	—	—	—	260	280	260	240	270
Ba	—	—	—	130	140	140	140	130
Nb	—	—	—	20	20	18	17	16
Zr	—	—	—	160	160	150	140	150
Y	—	—	—	35	35	39	36	39
(Nb/Zr) _N	—	—	—	1,21	1,21	1,16	1,17	1,03

Таблица 6 (окончание)

Компонент	Зона сочленения рифтовой и трансформной долин					Активная часть трансформного разлома			
	38/3	39/6	33/2	33/16	38/4	25/2	25/3	25/4	T12/1
	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	47,66	51,05	50,56	51,00	51,05	—	—	47,69	47,83
TiO ₂	1,41	1,54	1,37	1,72	0,81	1,1	2,1	1,62	1,90
Al ₂ O ₃	16,60	15,43	14,90	15,10	16,66	—	—	14,77	15,60
Fe ₂ O ₃	5,48	2,33	3,60	3,08	2,35	—	—	3,90	8,22
FeO	5,24	7,76	6,82	7,33	4,81	9,5	10,5	5,96	5,03
MnO	0,15	0,17	0,16	0,17	0,47	—	—	0,34	0,21
CaO	12,00	11,00	10,15	10,92	8,23	12,8	9,8	9,40	10,15
MgO	8,37	7,25	8,58	6,10	9,30	—	—	8,51	5,41
Na ₂ O	2,80	3,00	2,45	3,00	4,80	—	—	2,48	4,00
K ₂ O	0,20	0,55	0,55	0,75	0,10	—	—	0,10	0,60
P ₂ O ₅	0,23	0,21	0,18	0,25	0,08	—	—	0,13	0,34
H ₂ O ⁻	0,10	0,10	0,14	0,22	0,54	—	—	0,10	0,10
П. п. п.	0,42	0,45	0,90	0,91	3,20	—	—	4,30	1,26
Сумма	100,68	100,84	100,36	100,55	102,40	—	—	99,30	100,65
H ₂ O ⁺	0,40	0,24	0,92	0,84	2,54	—	—	—	1,40
Sc	41	45	45	43	42	—	—	—	53
Co	41	47	45	31	38	—	—	—	45
Cr	300	280	330	240	260	—	—	—	160
Sr	200	230	180	260	180	100	190	120	200
Ba	51	110	71	130	25	24	25	6,1	75
Nb	11,0	14	11	17	3,3	3,2	6,0	3,5	10,0
Zr	90	120	90	160	45	45	140	86	140
Y	24	31	25	36	14	16	36	31	36
(Nb/Zr) _N	1,18	1,13	1,18	1,03	0,71	0,69	0,41	0,39	0,69

Примечание. 1, 2, 20—25, 27, 29, 30 — афировые базальты; 3, 26, 28, 31 — вулканические стекла; 4—6, 15—18, 35, 36 — оливин-плагноклаз-порфиновые базальты; 7—14, 19, 37, 38 — плагноклаз-порфиновые базальты; 32, 33 — оливин-порфиновые базальты; 34 — долерит.

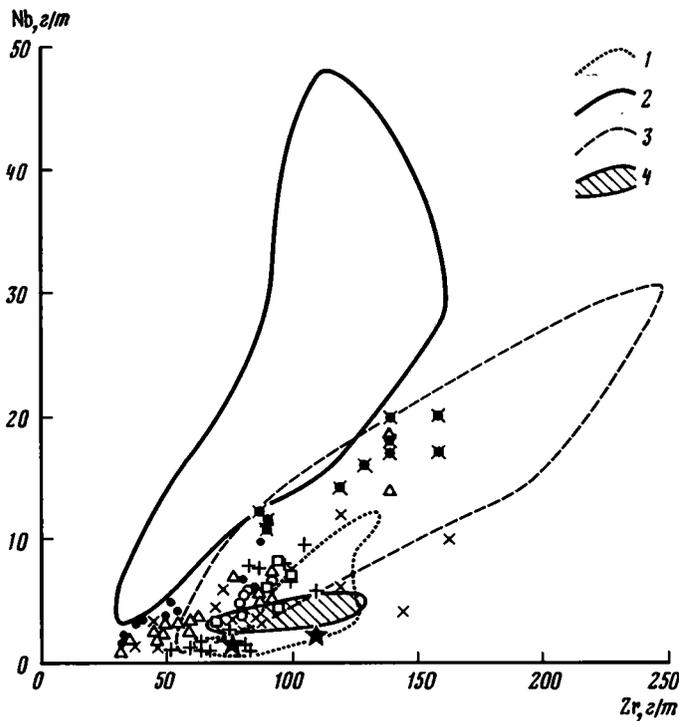


Рис. 30. Вариационный график Nb — Zr для базальтов разлома Зеленого Мыса и трога Ройял. Условные обозначения см. на рис. 28. Ограничены поля базальтов САХ [6, 74, 78, 186]: 1 — 24—32° с. ш.; 2 — 35—45° с. ш. (скв. 410, 411, 413); 3 — 63° с. ш. (скв. 407—409); 4 — 22° с. ш. (скв. 395, 396, район разлома Кейн)

В активной части трансформного разлома (уступ в основании склона — медианный хребет?) поднято несколько обломков оливин-плагноклаз-порфировых и плагноклаз-порфировых базальтов (см. табл. 6). Все они сильно изменены (потери при прокаливании до 4,3%). Наблюдаются значительные вариации их степени дифференцированности (CaO/TiO_2 4,7—11,6) и содержаний элементов-примесей, г/т: Sr 100—190, Ba 6,1—25, Zr 45—140, Y 16—36. Величины индикаторных отношений Ti/Zr 90—147, Zr/Y 2,8—3,9, Ba/Zr 0,07—0,53, $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,39—0,69 указывают на присутствие в этой группе базальтов, аналогичных базальтам N—T-типов MORB. Разброс концентраций и отношений элементов в базальтах из одной драги, а также высокотемпературный характер вторичных изменений (хлорит) позволяют сделать вывод о неоднородном тектоническом строении этого участка долины разлома.

В пределах северного борта активной части разлома поднят образец плагноклаз-порфирового базальта (T12/1). Это значительно дифференцированный базальт (CaO/TiO_2 7,5, FeO^*/MgO 2,3), обогащенный TiO_2 1,9% и щелочными элементами Na_2O 4,00%, K_2O 0,60%. Высокую дифференцированность базальта подчеркивают низкое содержание в нем Sr 160 г/т и повышенные концентрации, г/т: Sr 200, Ba 75, Nb 10, Zr 160. Содержание РЗЭ в нем невысокое (18—27 хондритовых норм), распределение субгоризонтальное ($(\text{La}/\text{Sm})_N$ 1,1) с достаточно отчетливым европейским минимумом (см. рис. 29). По величинам индикаторных отношений Ti/Zr 72, Zr/Y 4,4, Ba/Zr 0,47, $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,69 базальт можно отнести к T-типу MORB.

Таким образом, на полигоне IV сложная структурно-тектоническая обстановка, характеризующая зону сочленения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифто-

Таблица 7
Состав базальтов полигона VI

Компонент	Рифтовая долина САХ					Пассивная часть разлома				
	52/1	52/2	52/4	52/5	52/7а	54/1а	54/16	54/2а	60/13	60/11а
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,72	49,80	49,72	50,03	50,39	50,30	50,56	48,90	49,65	50,03
TiO ₂	1,40	1,43	1,37	1,38	1,30	1,45	1,46	1,42	1,19	1,54
Al ₂ O ₃	15,46	15,80	15,61	15,68	15,61	15,45	15,20	15,27	15,50	15,30
Fe ₂ O ₃	2,48	3,26	2,71	2,59	2,58	2,35	1,90	3,02	2,17	4,92
FeO	8,05	7,76	7,90	7,97	8,33	8,05	8,12	7,11	6,75	5,64
MnO	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,17	0,15	0,17
CaO	11,15	10,90	10,87	10,87	11,16	11,62	11,02	11,72	11,70	11,60
MgO	7,38	7,43	8,00	7,70	7,83	7,43	8,10	7,93	8,90	7,05
Na ₂ O	3,30	3,20	3,15	3,30	2,95	2,75	2,90	3,15	3,00	2,70
K ₂ O	0,25	0,25	0,25	0,25	0,20	0,25	0,25	0,30	0,10	0,40
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,16	0,16	0,17	0,14	0,18
H ₂ O ⁻	0,22	0,20	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,12	< 0,10	0,14	0,26	0,20
П. п. п.	0,80	0,41	0,61	0,64	< 0,10	0,38	0,28	0,50	1,22	0,80
Сумма	100,52	100,75	100,50	100,72	100,67	100,48	100,08	100,74	100,73	100,56
H ₂ O ⁺	0,44	0,32	0,50	0,52	0,10	0,30	0,16	0,44	0,96	0,90
Sc	41	40	44	44	44	45	42	41	44	43
Co	42	40	45	45	44	41	40	40	33	43
Cr	330	300	340	370	340	390	280	320	400	300
Sr	160	170	170	170	160	160	160	150	170	220
Ba	29	33	33	34	36	46	49	32	17	50
Nb	5,8	6,4	4,9	3,8	5,4	6,8	6,0	4,5	3,1	8,1
Zr	81	92	80	80	80	100	91	95	70	95
Y	36	39	39	35	36	33	36	36	28	27
(Nb/Zr) _N	0,68	0,67	0,59	0,46	0,62	0,66	0,64	0,46	0,38	0,82

Компонент	Активная часть разлома, северный борт				Уступ в активной части разлома				
	63/5	63/2	64/1а	64/1б	65/3	65/7а	65/5а	65/6а	65/4
	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	47,74	48,59	50,40	50,49	48,05	47,74	49,89	48,65	50,30
TiO ₂	1,66	1,97	0,99	1,00	0,90	0,76	1,15	1,21	1,68
Al ₂ O ₃	13,73	14,85	15,22	15,22	15,18	14,25	14,25	15,15	14,27
Fe ₂ O ₃	2,07	5,93	2,94	2,42	2,56	2,79	3,10	2,28	3,13
FeO	7,97	6,18	7,33	7,90	8,05	7,33	8,18	8,55	8,91
MnO	0,22	0,18	0,16	0,17	0,16	0,17	0,19	0,23	0,19
CaO	8,86	10,72	11,10	10,76	12,04	12,57	11,74	11,76	10,64
MgO	12,56	6,64	8,60	8,79	11,60	11,33	7,80	9,51	6,43
Na ₂ O	2,50	3,40	2,75	2,65	1,70	2,20	2,95	2,50	3,20
K ₂ O	0,15	0,40	0,20	0,25	0,10	0,15	0,10	0,15	0,20
P ₂ O ₅	0,24	0,21	0,12	0,11	0,06	0,11	0,13	0,14	0,18
H ₂ O ⁻	<0,10	0,44	0,22	0,30	0,12	<0,10	<0,10	<0,10	0,14
П. п. п.	2,96	0,96	0,61	0,63	0,18	0,70	0,20	0,62	0,20
Сумма	100,66	100,47	100,64	100,63	100,70	100,70	100,28	100,75	99,47
H ₂ O ⁺	2,28	0,90	0,60	0,50	0,16	0,60	0,28	0,44	0,18
Sc	44	49	42	38	41	48	49	48	50
Co	39	43	44	44	55	53	43	51	43
Cr	260	160	480	480	700	520	180	380	94
Sr	140	130	160	180	96	80	170	130	—
Ba	54	12	52	46	7,3	21	19	7,7	—
Nb	13	4,1	5,9	4,4	1,2	1,4	3,5	3,6	—
Zr	120	150	73	70	37	46	77	78	—
Y	40	66	24	21	22	24	33	30	—
(Nb/Zr) _N	1,05	0,26	0,78	0,61	0,31	0,29	0,44	0,45	—

Примечание. 1—5, 11 — афировые базальты; 6—9, 13, 14 — оливин-порфиновые базальты; 10, 12, 15, 16 — оливин-плагноклаз-порфиновые базальты; 17—19 — долериты.

вой долины САХ, отразилась в формировании пестрых по составу базальтовых жидкостей.

На полигоне VI изучены базальты, характеризующие различные морфоструктуры в системе рифт—разлом: северный сегмент рифтовой долины САХ (драга 52), активную (драги 63, 64, 65) и пассивную (драги 54, 60) части разлома Зеленого Мыса.

В пределах рифтовой долины северного сегмента САХ выделяется группа афировых базальтов близкого состава (табл. 7). Содержания главных породообразующих элементов в базальтах варьируют в узких пределах, характерных для толентов САХ, %: SiO₂ 48,9—50,39, TiO₂ 1,30—1,43, MgO 7,38—8,00, Na₂O 2,95—3,30, K₂O 0,20—0,25; отношения CaO/TiO₂ 7,6—8,6, FeO*/MgO 1,29—1,44; концентрации элементов-примесей, г/т: Ba 29—36, Sr 160—170, Nb 3,8—6,4, Zr 80—492, Y 35—39, Sc 40—44, Co 40—45, Cr 300—370 по уровню близки к средним концентрациям этих элементов в океанических толентах.

Распределение РЗЭ в базальтах, драгированных в пределах северного сегмента САХ, однотипное (17-22 хондритовых нормы), отношение (La/Sm)_N 0,85—0,86 близко к промежуточному Т-типу MORB (см. рис. 29). Аналогично на принадлежность базальтов к Т-типу MORB указывают другие индикаторные отношения: Ba/Zr 0,36—0,45, (Nb/Zr)_N 0,46—0,68.

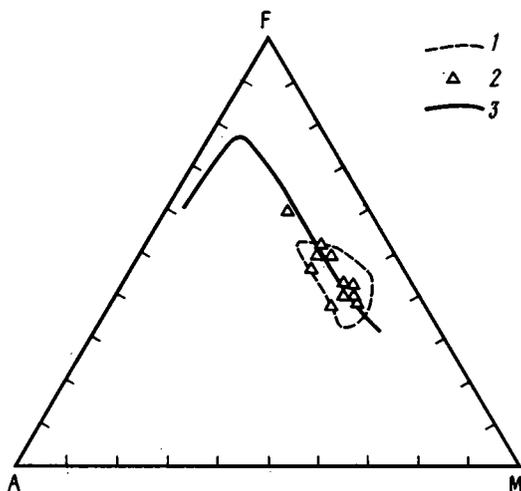
Базальты, драгированные с южного борта пассивной части долины разлома, также характеризуются типичным для океанических толентов петрохимическим составом (см. табл. 7), однако они в большей степени подвержены процессам вторичного изменения (H₂O⁺ 0,16—0,96%), чем базальты рифтовой зоны. В них наблюдается более широкий диапазон концентраций элементов-примесей, г/т: Sr 150—220, Ba 17—50, Nb 3,1—8,1, Zr 70—100, Y 27—36, Cr 280—400. Спектры РЗЭ в базальтах (см. рис. 29) также характеризуются широкими вариациями (La/Sm)_N 0,88—1,40. Величины отношений Ti/Zr 87—104, Zr/Y 2,5—3,5, Ba/Zr 0,24—0,54, (Nb/Zr)_N 0,38—0,82 указывают на принадлежность этих базальтов к Т-типу MORB, а их разброс — на сложное строение разреза южного борта разлома. Это подтверждается характером вторичных изменений в изученных базальтах, среди которых есть как абсолютно свежие разности (драга 54), так и базальты с хлоритом (обр. 60/13). Кроме того, ст. 3-69-Д60 на борту долины разлома расположена гипсометрически выше ст. 3-63-Д54. Таким образом, в пределах пассивной части разлома выделяются хотя и относящиеся к одному типу, но первоначально залегающие на разных уровнях океанической коры, базальты.

Базальты, драгированные в активной зоне трансформного разлома, представлены различными петрографическими типами, однако по петрохимическому составу все они являются толентами с типичным для этих пород содержанием петрогенных элементов (см. табл. 7). Среди базальтов встречены образцы с достаточно высокой степенью их изменения (H₂O⁺ 0,60—2,28%). Изученные образцы характеризуют различные морфологические участки долины разлома: драги 63,64 — северный борт долины разлома, драга 65 южный борт медианного хребта в долине разлома.

Базальты из драг 63,64 характеризуются значительной степенью дифференциации составов: TiO₂ 0,99—1,97%, CaO/TiO₂ 5,3—8,5, FeO*/MgO 0,75—1,73. Среди них встречаются наиболее измененные базальты (H₂O⁺ до 2,58%). Дифференциация пород подчеркивается вариациями в них концентраций, г/т: Cr 160—480, Sr 130—80, Ba 12—140, Nb 4,1—13, Zr 70—150, Y 21—66. Спектры РЗЭ в породах различны (см. табл. 5, рис. 29): обр. 63/5 обогащен легкими лантаноидами (La/Sm)_N 1,4, наблюдается слабая положительная аномалия европия, обр. 63/2, наоборот, обеднен легкими лантаноидами (La/Sm)_N 0,53, но характеризуется значительной отрицательной аномалией европия. Содержание РЗЭ в обр. 64/1а, б минимальное (12—20 хондритовых норм), породы обогащены легкими лантаноидами (La/Sm)_N 1,1—1,2, замечен незначительный дефицит европия. Судя по величине индикаторных отношений, в изученной группе базальтов присутствуют разные типы — обр. 63/2 сильнодифференцированного N-типа: Zr/Y 2,3, (Nb/Zr)_N 0,26, (La/Sm)_N 0,53 и образцы, близкие к Т-типу MORB: Zr/Y 3,0—3,3, (Nb/Zr)_N 0,61—1,05, (La/Sm)_N 1,1—1,4.

Состав базальтов (драга 65), драгированных с уступа в центральной части долины

Рис. 31. Диаграмма AFM составов базальтов разлома Зеленого Мыса и трога Ройял
 1 — поле базальтов из разлома; 2 — трог Ройял; 3 — феннеровский тренд дифференциации



разлома (медианный хребет?), характеризуется значительными вариациями, хотя не выходит за рамки состава толеитовых базальтов (см. табл. 7). Наиболее примитивные из них приближаются к пикрито-базальтам, %: MgO 11,33—11,60, TiO₂ 0,76—0,90, Na₂O 1,7—2,2, K₂O 0,10—0,15, CaO/TiO₂ 13,4—16,5, FeO*/MgO 0,85—0,89. Содержание элементов-примесей и их отношения также отвечают наиболее примитивным составам базальтовых жидкостей, г/т: Cr 520—720, Sr 80—96, Ba 7,3—21, Nb 1,2—1,4, Zr 37—46, V 22—24, Ti/Zr 100—146, Zr/Y 1,7—1,9, Ba/Zr 0,20—0,46, (Nb/Zr)_N 0,29—0,31. Содержание PЗЭ в этих базальтах не превышает 10 хондритовых норм (см. рис. 29) и характеризуется значительным истощением легкими лантаноидами (La/Sm)_N 0,56—0,60. Другие базальты имеют более дифференцированный состав, в целом близкий к составу средних океанических толеитов (CaO/TiO₂ 6,3—10,2, FeO*/MgO 1,1—1,8), соответствующее распределение элементов примесей, г/т: Cr 94—380, Sr 130—170, Ba 7,7—19, Nb 3,5—3,6, Zr 77—78, Y 30—33 и величины индикаторных отношений Ti/Zr 90—93, Zr/Y 2,3—2,6, Ba/Zr 0,1—0,25, (Nb/Zr)_N 0,44—0,45. Распределение PЗЭ субгоризонтальное (см. рис. 29) с незначительным истощением легкими лантаноидами (La/Sm)_N 0,75—0,86 и отчетливой отрицательной аномалией европия. По геохимическим параметрам эти базальты близки к N-типу MORB.

Все базальты в драге 65 несут следы высокотемпературного вторичного изменения (хлоритизация), что указывает, видимо, на глубинный уровень их первоначального залегания в разрезе океанической коры.

Таким образом, в пределах полигона VI драгированы различные по своим геохимическим параметрам толеитовые базальты. Среди них встречены как примитивные, приближающиеся к пикрито-базальтам, так и обогащенные, дифференцированные разновидности. Изученные базальты по характеру вторичных изменений соответствуют различным уровням разреза 2-го слоя океанической коры: есть образцы из относительно глубоких (хлоритизация) и верхних (свежие базальты и стекла) горизонтов.

Изложенный материал свидетельствует о том, что в изученной зоне разлома Зеленого Мыса базальты по петрохимическим особенностям в целом близки к среднему типу толеитовых базальтов срединных океанических хребтов. Это подтверждается феннеровским трендом последовательных дифференциатов на диаграмме AFM (рис. 31) и полем точек (см. рис. 28) на эмпирической диаграмме Макдональда и Кацуры (Na₂O + K₂O — SiO₂). Основные вариации петрохимического состава связаны с различной дифференцированностью базальтов, что весьма наглядно отражает разброс отношений CaO/TiO₂ 4,0—16,5 и FeO*/MgO 0,75—2,3. Вариации петрохимического состава базальтов сопровождаются значительными вариациями в них концентраций элементов-примесей. Конкретные геохимические типы базальтов (N и T) характеризуются определенными концентрациями и со-

отношениями индикаторных элементов-примесей Ti, Zr, Y, Nb, P3Э [6, 164, 186]. В ряде случаев наблюдаются переходные от одного типа к другому геохимические составы базальтов. При этом базальты с различными геохимическими параметрами встречаются даже в одной драге. Поэтому выявляемые закономерности размещения различных геохимических типов толеитовых базальтов в связи с морфологическими, структурными и тектоническими особенностями изученного района носят пока только статистический характер. Принципиальной задачей является оценка геохимических особенностей состава первичных магматических расплавов на фоне значительных петрогеохимических вариаций состава излившихся базальтов, т. е. выявление наличия или отсутствия геохимических различий в составе мантийных источников.

Как показано в ряде работ [6, 74, 186], к наиболее эффективным и контрастным геохимическим параметрам, отражающим состав и степень эволюции базальтового расплава, можно отнести распределение и отношение таких гигромагматофильных элементов, как Nb и Zr, а также характер распределения P3Э.

Приведенное на рис. 30 распределение Nb и Zr в базальтах разлома Зеленого Мыса позволило выделить в них несколько характерных геохимических групп.

1. Базальты с минимальными значениями индикаторного отношения $(Nb/Zr)_N$ 0,12—0,35, самыми низкими концентрациями большинства литофильных элементов-примесей, включая и P3Э, $(La/Sm)_N$ 0,46—0,60 — наиболее примитивный N-тип MORB. К этой группе пространственно приурочены базальты северного борта разлома Зеленого Мыса на восточном фланге САХ (полигон III), базальты наиболее удаленного от САХ полигона II и ряд базальтов из активной зоны разлома Зеленого Мыса (драги 63,65). Аналогичные по составу базальты подняты в пределах САХ на 24—33° с. ш. (скв. 395, 396) [6, 74] и в разломе Кейн на 22° с. ш. [78].

2. Базальты со значениями $(Nb/Zr)_N$ 0,6—0,8, имеющие умеренные содержания литофильных элементов, с широким диапазоном вариаций распределения P3Э в них: $(La/Sm)_N$ 0,8—1,4 — N- и T-типы MORB. Сюда относятся базальты южного борта разлома на восточном фланге САХ (полигон III), северного и южного сегментов рифтовых долин САХ, примыкающих к разлому, большинство базальтов активной части разлома и базальты южного борта пассивной части разлома на западном фланге САХ (полигон VI). Аналогичные по геохимии базальты подняты в районе 63° с. ш. САХ (скв. 407—409) [186].

3. Базальты с повышенным отношением $(Nb - Zr)_N$ 1,1—1,2, повышенными концентрациями большинства литофильных элементов K, P, Ba, Sr, Zr, Nb, включая легкие P3Э, $(La/Sm)_N$ 0,91—1,8 — T-тип MORB. Этот тип базальтов локализован в пассивной части на южном борту разлома в зоне сочленения его с южным сегментом САХ. Аналогичные базальты также встречены в пределах 12—14° с. ш. и 63° с. ш. САХ [14, 186]. Вместе с тем, как видно из рис. 30, содержание и распределение Nb и Zr, а также других литофильных элементов в этих базальтах не достигают уровней, характерных для зон с базальтами плюмового типа (Азоры, Исландия, Ян-Майен) [6, 74, 186]. Следует отметить еще раз, что зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента САХ, видимо, является участком генерации специфических, обогащенных базальтовых расплавов, связанных с особым тектоническим режимом этой зоны.

Многообразие геохимических составов базальтов в изученной зоне разлома не представляется как оригинальное образование. Аналогичные по составу породы встречены и в других районах САХ. Статистически среди базальтов, драгированных на южном борту разлома, преобладают обогащенные разности (N—T-типы), а на северном борту — преимущественно деплетированные (N-тип).

Переходя к оценке составов мантийных источников, формировавших базальтовые расплавы в пределах изученной зоны разлома Зеленого Мыса, следует остановиться на двух альтернативных гипотезах. Первая гипотеза состоит в предположении о наличии на уровне мантии по крайней мере двух геохимических провинций, генерирующих базальтовые расплавы: к северу от разлома — обедненные литофильными элементами и к югу — обогащенные ими. Эта гипотеза базируется на проведенных ранее исследованиях геохимических составов базальтов в рифтовых долинах САХ южнее и севернее разлома Зеле-

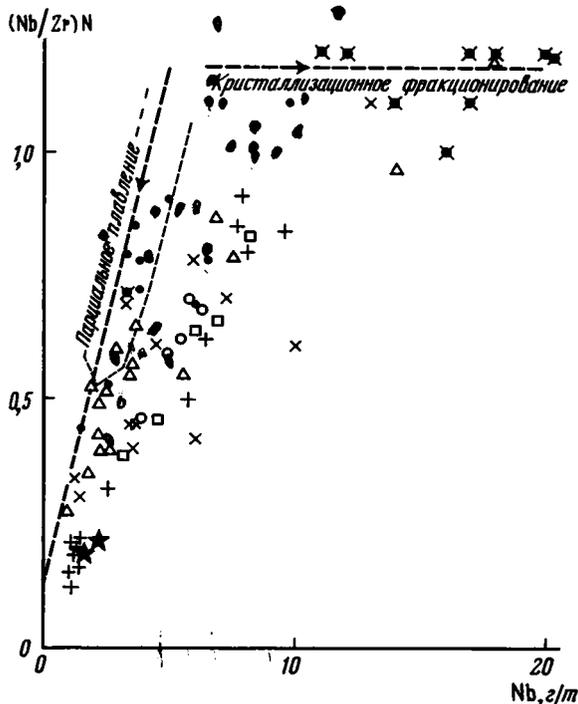


Рис. 32. Петрогенетическая модель образования базальтовых расплавов с использованием гигромагматофильных элементов Nb и Zr

Условные обозначения см. на рис. 28. Стрелкой показано направление процесса в модели

ного Мыса [6, 74, 75, 127]. Ее подтверждают полученные нами статистические данные по распределению литофильных элементов Ba, Nb, Zr в бортах разлома Зеленого Мыса.

Альтернативным является предположение о формировании всей пестрой гаммы составов базальтовых расплавов в результате изменений условий и степени частичного плавления мантийного источника, а также хода кристаллизационной дифференциации базальтовых выплавов [164, 186]. Изменение отношений гигромагматофильных элементов, их рост связываются с изменением условий магмогенерации (изменение степени плавления исходного субстрата, заглубление источника, изменение флюидного режима). Влияние кристаллизационной дифференциации сказывается на общем росте концентраций гигромагматофильных элементов без существенного изменения их отношений. В соответствии с этой моделью наибольшим степеням плавления источника соответствуют минимальные отношения выбранных гигромагматофильных элементов. При этом наиболее примитивные базальты, близкие по составу к исходным магматическим выплавкам, расположены в основании тренда.

На рис. 32 показано эмпирическое соответствие распределения ниобия и циркония в описанной модели. При этом в основании тренда сосредоточены наиболее примитивные по петрохимическим параметрам (CaO/TiO_2 13—17, FeO^*/MgO 0,7—1,0) базальты полигона II, северного борта разломной долины полигона III, южного сегмента рифта и активной части разлома Зеленого Мыса. Практически все они несут следы высокотемпературных вторичных изменений. Другое крайнее положение занимают базальты из зоны сочленения южного сегмента рифта и разлома. Они могут быть интерпретированы как результат активных тектономагматических процессов на этом участке и связанного с этими процессами появления локальных магматических очагов с низкими степенями плавления исходного субстрата и повышенной экстракцией в расплав литофильных элементов (K, P, Sr, Zr, Nb легкие РЗЭ). Одновременно на состав сформировавшихся базальтовых расплавов воздействуют процессы фракционной кристаллизации

Т а б л и ц а 8
Состав базальтов хребта Ресечер и трога Ройял

Компонент	43/1	50/1а	50/1б	50/2а	50/2в	50/3б	50/3в	50/4а
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,40	47,66	48,30	48,05	48,55	47,50	49,44	42,91
TiO ₂	1,99	1,17	2,13	1,10	0,89	2,08	0,91	1,52
Al ₂ O ₃	15,74	17,25	15,52	17,35	17,35	15,77	16,36	19,22
Fe ₂ O ₃	10,76	5,98	5,55	4,72	4,91	6,02	3,93	11,23
FeO	1,30	3,95	4,17	5,17	4,67	3,52	4,17	2,80
MnO	0,13	0,15	0,13	0,16	0,16	0,14	0,13	0,13
CaO	5,18	12,57	11,48	12,46	13,02	11,76	12,57	10,43
MgO	2,26	6,22	6,61	7,07	6,25	6,00	8,27	4,90
Na ₂ O	4,80	2,70	3,05	2,35	2,35	2,95	2,60	3,30
K ₂ O	2,45	0,30	0,80	0,30	0,35	0,50	0,20	0,30
P ₂ O ₅	0,82	0,02	0,33	0,19	0,13	0,31	0,09	0,34
H ₂ O ⁻	2,50	0,44	1,28	0,56	0,54	1,32	0,42	0,26
П. п. п.	2,26	1,48	0,96	1,21	1,02	1,79	1,26	3,24
Сумма	100,59	99,89	100,31	100,69	100,19	99,66	100,35	100,58
H ₂ O ⁺	1,94	1,54	0,92	1,08	0,74	1,42	1,26	3,20
Sc	16	48	37	52	49	34	42	46
Co	11	45	38	48	43	43	37	38
Cr	< 50	470	370	570	400	350	520	520
Sr	470	200	380	150	140	360	150	150
Ba	230	18	110	17	14	69	33	18
Nb	61	6,8	14	3,5	2,4	18	3,6	5,0
Zr	310	76	140	60	45	140	55	88
La	50	< 5	8,5	< 5	< 5	9,4	< 5	< 5
Ce	82	< 5	20	< 5	< 5	19	< 5	< 5
Y	62	29	34	28	21	35	26	45
(Nb/Zr) _N	1,90	0,87	0,97	0,56	0,52	1,24	0,63	0,55

Примечание. 1 — базальт хребта Ресечер; 2—17 — базальты трога Ройял; 2, 6 — афировые базальты, 3, 17 — долериты, 4, 5, 11, 13, 14, 16 — плагиоклаз-порфиоровые базальты, 7—10, 12, 15 — оливин-порфиоровые базальты.

и отделения кумулятивных фаз в промежуточных магматических камерах, что в конечном итоге отражается на валовом петро- и геохимическом составе базальтов (общий рост концентраций элементов-примесей, увеличение степени дифференцированности при постоянстве отношений гигромагматофильных элементов).

Таким образом, влияние разломной тектоники на магматизм может проявляться в различных формах, связанных как с исходными неоднородностями субстратов, так и с конкретными путями формирования базальтовых расплавов.

На полигоне V изучены базальты, поднятые при драгировании двух крупных морфоструктур океанического дна, оперяющихся на западе разлом Зеленого Мыса: хребет Ресечер и трог Ройял. Со склонов подводного хребта Ресечер драгирован лишь один обломок базальта (табл. 8, обр. Д43/1), по петрографическому и петрохимическому составу отнесенный к породам субщелочного ряда. Это клинопироксен-плагиоклаз-порфиоровый базальт, в котором клинопироксен представлен титан-авгитом, микролиты пироксена также представлены титан-авгитом, а микролиты плагиоклаза имеют состав, близкий к составу андезита. От классических гавайитов изученный базальт отличается содержаниями, %: более низкими TiO₂ 1,99, MgO 2,26, CaO 5,18 и повышенными Na₂O 4,80, K₂O 2,45, P₂O₅ 0,82. Порода достаточно сильно изменена (H₂O⁺ 1,94%). Высокая степень дифференцированности подчеркивается отношениями CaO/TiO₂ 2,6 и FeO*/MgO 4,9, низкими концентрациями элементов-примесей группы железа, г/т: Cr < 50, Co 11, Sc 16 и накоплением литофильных элементов, г/т: Sr 470, Zr 310 и Nb 61. Величины инди-

50/5a	50/6a	50/8a	50/10a	50/12a	50/13a	50/16a	50/18a	50/26a
9	10	11	12	13	14	15	16	17
46,13	48,60	47,30	47,66	48,96	45,06	48,42	49,30	48,90
1,05	1,00	0,89	1,00	0,74	0,57	0,86	0,88	1,25
15,61	15,76	17,90	17,19	17,19	16,54	17,06	16,14	15,45
3,20	3,36	5,51	4,95	4,50	3,26	4,91	3,67	3,30
7,18	5,96	3,45	5,17	3,88	6,90	4,09	4,96	5,96
0,15	0,15	0,13	0,16	0,14	0,29	0,15	0,16	0,25
11,15	10,29	12,60	12,72	13,05	8,72	12,72	12,74	9,10
8,47	8,68	6,07	7,55	7,20	13,88	7,66	8,06	8,52
3,30	3,35	2,65	2,50	2,35	1,60	2,45	2,35	3,75
0,10	0,35	0,25	0,10	0,20	0,50	0,50	0,15	0,30
0,10	0,11	0,06	0,13	0,07	0,03	0,11	0,08	0,19
0,10	0,14	2,04	0,10	0,28	0,10	0,24	0,98	0,50
3,20	2,20	1,44	1,25	1,67	3,40	1,42	0,94	2,20
99,64	99,95	100,29	100,38	100,23	100,75	100,59	100,41	99,67
3,30	2,20	1,12	1,30	1,42	2,74	1,50	0,60	1,96
46	42	45	44	41	38	—	46	44
42	36	48	39	43	47	40	41	35
440	420	410	350	430	620	570	440	140
130	110	120	130	140	60	110	120	170
10	21	5,9	13	10	22	12	9,8	33
2,3	3,4	1,7	2,4	2,1	0,9	2,2	2,8	7,5
57	60	47	60	41	27	50	45	92
<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	6,3
<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	13
27	25	25	33	22	16	23	23	27
0,39	0,55	0,35	0,39	0,49	0,32	0,42	0,60	0,79

каторных отношений Ti/Zr 64, Zr/Y 5,0, Ba/Zr 0,74, (Nb/Zr)_N 1,9 характерны как для R-типа MORB, так и для щелочных островных базальтов (рис. 33, 34).

В трого Ройял подняты (см. табл. 8) в основном оливин и плагиоклаз-порфиновые породы толеитового состава, а также небольшое количество базальтов и долеритов, которые могут быть классифицированы как субщелочные (обр. Д50/16, 36). Они отличаются более кислым составом плагиоклаза, иногда присутствием в основной массе скелетных микролитов оливина, а клинопироксен в них представлен титан-авгитом. Базальты в различной степени подвержены вторичным изменениям. Они характеризуются повышенным содержанием воды (0,60—1,96%, в ряде образцов до 2,2—3,20%).

По вещественному составу среди базальтов трого Ройял выделяются два типа пород, относящихся к толеитовой и субщелочной сериям (см. рис. 33, 34). Неизменным толеитам свойственны невысокие концентрации, %: K₂O 0,10—0,30, TiO₂ 0,74—1,17, P₂O₅ 0,06—0,33; содержания, %: MgO 6,07—8,68, Al₂O₃ 15,45—17,90, CaO 9,1—13,05, Na₂O 2,35—2,70. Породы слабо или умеренно дифференцированы: CaO/TiO₂ 7,3—17,6, FeO*/MgO 0,93—1,45.

Для литофильных элементов-примесей в толеитах характерен значительный разброс содержаний, г/т: Sr 60—200, Ba 5,9—33, Nb 0,9—7,5, Zr 27—92, содержания La и Ce для большинства образцов находятся за пределом обнаружения (< 5 г/т). Вместе с тем

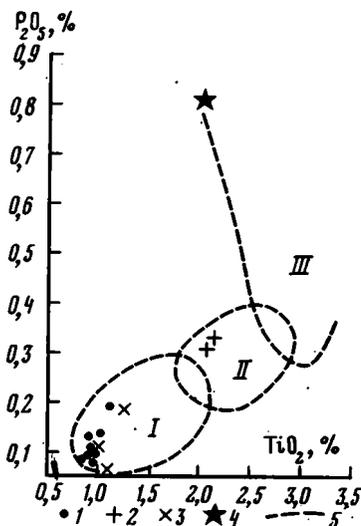
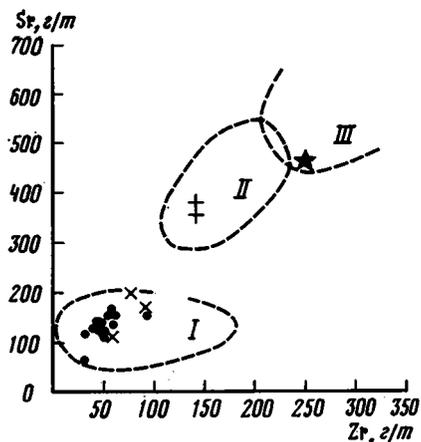


Рис. 33. Вариационная диаграмма $P_2O_5 - TiO_2$ для базальтов полигона V

1—4 — базальты: 1 — толентовые, 2 — субщелочные, 3 — промежуточного состава, 4 — хребта Ресечер; 5 — поля различных базальтовых серий: I — океанических толентов, II — островных толентов, III — щелочных базальтов [134]

Рис. 34. Вариационная диаграмма Sr — Zr для базальтов полигона V

Условные обозначения см. на рис. 33



содержание Sr 350—570 г/т высокое, что также подчеркивает слабую дифференциацию пород. По величинам индикаторных отношений Ti/Zr 82—127, Zr/Y 1,7—3,4, Ba/Zr 0,13—0,36, $(Nb/Zr)_N$ 0,32—0,87 базальты можно отнести к N—T-типу MORB. В группе базальтов N-типа встречаются весьма примитивные породы, близкие к пикритобазальтам.

Субщелочные базальты заметно отличаются от толентовых высокими содержаниями, %: TiO_2 2,03—2,13, K_2O 0,50—0,80, P_2O_5 0,31—0,33 и невысокой дифференцированностью: FeO^*/MgO 1,4—1,5.

По распределению малых элементов субщелочные базальты резко отличаются от толентовых содержаниями, г/т: высокими Sr 360—380, Ba 69—110, Nb 14—18, Zr 140, La 8,5—9,4, Ce 19—20 и пониженными Sc 34—37 и Co 350—370. Величины индикаторных отношений Ti/Zr 90—92, Zr/Y 4,0—4,1, Ba/Zr 0,49—0,79, $(Nb/Zr)_N$ 0,97—1,24 в значительной степени соответствует обогащенному P-типу MORB.

Выделенные в пределах трога Ройял геохимические группы толентовых базальтов (N—T-типа MORB) практически аналогичны описанным выше базальтам разлома Зеленого Мыса (см. рис. 30, 31), а также базальтам из рифтовой долины САХ в пределах 24—33° с. ш., 63° з. д. [6, 186]. В то же время субщелочные базальты трога Ройял, резко отличаясь по петро- и геохимическим характеристикам от большинства толентовых базальтов из разлома Зеленого Мыса, обнаруживают некоторые черты сходства с обогащенными литофильными элементами базальтами (см. рис. 30) из зоны сочленения разлома с южным сегментом рифта (драги 33, 38, 39) и базальтами плюмового типа (Азоры) из рифтовой долины САХ [6, 74]. Сходство проявляется в повышенных концентрациях Sr, Zr, Ba, Nb и высоких индикаторных отношениях $(Nb/Zr)_N \geq 1$. Вместе с тем по геохимическим параметрам субщелочные базальты трога Ройял приближаются к гавайским островным толентам [134] и некоторым щелочным базальтам юго-восточной части Китового хребта [98]. На вариационных диаграммах $P_2O_5 - TiO_2$, Sr—Zr (см. рис. 33, 34) толентовые базальты трога Ройял попадают в поле океанических толентов, субщелочные разности — в поле островных толентов, а базальты хребта Ресечер — в поле щелочных базальтов.

Касаясь вопроса генезиса всей ассоциации пород, изученной в троге Ройл,

следует отметить, что появление наряду с обычными океаническими толеитами, характерными для рифтовой долины САХ, субщелочных базальтов, обогащенных литофильными элементами, видимо, определялось тектонической перестройкой района, приведшей в итоге к образованию депрессионной структуры. Следствием тектонической активности могло оказаться изменение режимов магматизма, в том числе заглубление магмогенерирующего источника, уменьшение степени его плавления (см. рис. 32), изменение флюидного режима, приведшее к экстракции в расплав ряда литофильных элементов (К, Р, Nb, Zr, P3Э). Выше показано, что субщелочные базальты трога Ройял близки по составу к толеитам Гавайских островов и к одной из групп щелочных пород Китового хребта, т. е. к тем вулканитам, которые связаны со структурами воздымания океанического дна. Судя по морфологии трога Ройял, в нем отсутствуют структуры, которые указывали бы на наличие вулканических форм рельефа, локализованных внутри долины трога. Все базальты, поднятые из этого района, скорее всего, характеризуют разрез бортов долины. Следовательно, можно предположить, что заложению трога Ройял предшествовал этап воздымания, с которым и связано возникновение мантийного источника, генерировавшего расплавы, обогащенные литофильными элементами. Появление базальтов, характеризующихся промежуточными геохимическими параметрами между примитивными и субщелочными, может быть объяснено процессами смешения расплавов из различных источников.

Базальты хребта Ресечер, петро- и геохимические схожие с породами щелочных серий, характерных для зон внутриплитного океанического вулканизма, по-видимому, также связаны со структурой воздымания океанического дна, сформировавшейся за пределами осевой зоны спрединга, но представленной вулканической постройкой. В пользу такого предположения свидетельствует наличие туфовых прослоев в разрезе хребта Ресечер.

ПОРОДЫ 3-ГО СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Кумулятивные породы

Петрохимические и геохимические особенности кумулятов. Петрохимическим анализом охвачены наиболее представительные коллекции габброидов, поднятые на полигоне III с северного борта долины разлома (обр. Д16/13г, 14а, 17б, 18в, 20б, д, р, щ, ю, 21а, 22, 24д), а также на полигоне VI со склонов южного поперечного хребта в пассивной части разлома (обр. Д60/2, 3, 4, 5а, 6а, 6б, 7) и северного поперечного хребта в активной части разлома (обр. Д63/1, 6, 7а, 8а, б, 9, 10) (см. табл. 9). Помимо этого, изучены редкие образцы кумулятивных пород, драгированных с различных морфоструктур в пределах полигонов IV и VI: обр. Д25/5, Д33/20, 21, Д38/6, 10 и Д65/1а, 2а.

В некоторых из перечисленных образцов проанализированы такие элементы-примеси, как Rb, Sr, Y, Zr, Nb, La, Ce (см. табл. 10), в других (обр. Д16/10, 12б, 13а, д, 14б, ж, 20ч, 26а, 27а, Д63/7, 13а, б, см. табл. 10) — определены только элементы-примеси и не изучен их полный химический состав.

Большинство изученных габброидов петрографически составляет довольно однородную группу. Это существенно плагиоклаз-авгитовые породы, отдельные представители которых содержат незначительные количества либо ортопироксена, либо оливина. Содержание рудного минерала, представленного преимущественно ильменитом, крайне незначительно (многим меньше 1%) и варьирует от одного зерна до нескольких зерен, встречающихся в одном шлифе. Роговая обманка также редка.

Отдельные образцы (Д16/13а, 17б, 18в, 26а, 27а, Д38/6) в существенной степени сложены основным плагиоклазом и могут быть классифицированы как габбро-анортозиты. Петрохимически эти породы выделяются повышенным содержанием глинозема (19,45—21,08%).

Петрографически отчетливо от основной группы кумуляторов отличаются обр. Д16/14а, 22, Д25/5 и Д63/6, 13а, в которых количество ильменита возрастает до 1—2%. Еще более высокие содержания ильменита (5—10%) наблюдаются в обр.

Д63/1, 8а, 8б, Д33/20, 21. При этом в габброидах, поднятых на ст. 3-72-Д63, ильменит является кумулятивной фазой, и наряду с ним в заметных количествах (1—2%) также осаждается апатит. В этих образцах авгит в существенной степени замещен бурой роговой обманкой. В габброидах Д33/20, 21, ильменит, по-видимому, является интеркумулятивной фазой, а апатит практически отсутствует.

В той или иной мере все габброиды затронуты вторичными преобразованиями, наиболее сильно изменены обр. Д63/9а, 10. В первом из них плагиоклаз полностью сосюритизирован и серицитизирован, во-втором — замещен хлоритом. Вследствие этого первичные петрохимические характеристики во многом утрачены ими, но, по-видимому, содержание ряда малоподвижных элементов-примесей близко к первичному. В табл. 9, 10 приведены также данные по пироксенитам (обр. Д22/6а, 7а, Д33/26).

Состав главных окислов габброидов широко варьирует (табл. 9), что подтверждает структурные доказательства того, что данные породы являются магматическими кумулятами. На треугольной диаграмме АФМ (рис. 35) фигуративные точки габброидов образуют область, накладывающуюся на поле составов габброидов, драгированных из разломов Центральной Атлантики [4]. Эта область вытягивается параллельно стороне FM, совпадая с направлением дифференциации толеитовых расплавов, однако основная масса изученных габброидов расположена ниже состава типичных океанических толеитов и находится в области более магниезальных составов. Эта группа габброидов близка к полю кумулятивных пород из полосчатого комплекса офиолитов, выделенного Р. Колманом [26], и смещается от него в сторону повышенной щелочности.

Небольшое количество габброидов лежит выше и существенно выше состава типичных океанических толеитов. В эту группу пород входят образцы, в которых велико содержание ильменита. Более того, как будет показано ниже, эти различия характеризуются более железистым составом оливина и авгита и более альбитовым составом плагиоклаза. Следовательно, эти габброиды могут быть классифицированы как более дифференцированные в том смысле, что они сформировались из сильнодифференцированного толеитового расплава. Степень дифференциации расплава настолько высока, что даже кумуляты, образующиеся из этого расплава, существенно более железистые, чем типичные океанические толеиты.

Таким образом, отношение FeO^*/MgO (где $FeO^* = FeO + 0,9 Fe_2O_3$) является характеристикой процесса фракционной кристаллизации, в результате которого и последующего осаждения кристаллов сформировались кумуляты. Чем выше это отношение, тем из более дифференцированного расплава сформировались габброиды. Другим петрохимическим параметром, также характеризующим процесс фракционирования, является отношение CaO/TiO_2 . Чем ниже это отношение в габброидах, тем больше степень дифференциации исходного расплава, поскольку в ходе фракционирования плагиоклазы становятся все менее кальциевыми, а роль Fe — Ti-окисных минералов как кумулятивных фаз все возрастает.

На рис. 36, 37 представлены вариационные диаграммы, показывающие изменение содержаний основных окислов в габброидах в зависимости от величины отношений соответственно FeO^*/MgO и CaO/TiO_2 . Анализ диаграмм показывает, что образцы из наиболее представительных коллекций габброидов, в частности поднятые на ст. 3-15-Д16, 3-63-Д60, 3-72-Д63, образуют закономерные тренды изменения составов. Будучи наложенными друг на друга, эти тренды обнаруживают близкий характер поведения, что усиливает наглядность закономерного изменения содержаний ряда основных окислов в зависимости от степени дифференциации исходного расплава.

Содержание SiO_2 в габброидах резко возрастает от 45,64 до 49,42—51,10% при увеличении FeO_2/MgO от 0,32 до 0,87—1,02 и затем постепенно падает до 42,82—44,85% при дальнейшем увеличении FeO^*/MgO до 3,08—3,95. Менее наглядно этот процесс заметен на диаграмме $SiO_2 - CaO/TiO_2$.

Содержание TiO_2 приблизительно с одинаковым темпом возрастает от 0,18 до 5,06% при увеличении FeO^*/MgO . Иная картина на диаграмме $TiO_2 - CaO/TiO_2$. Содержа-

Таблица 9
Состав кумулятов и пироксенитов, % вес.

Компонент	16/14а	16/13г	16/17б	16/18в	16/20б	16/20щ	16/20ю	16/20д	16/20р
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	45,80	48,60	46,40	51,00	46,96	49,02	47,68	49,38	49,38
TiO ₂	1,16	0,38	0,42	0,36	0,30	0,48	0,54	0,38	0,38
Al ₂ O ₃	17,84	16,62	19,78	21,08	16,94	17,19	16,41	15,70	16,6
Fe ₂ O ₃	7,54	2,07	2,73	1,68	2,28	2,40	4,36	2,17	1,80
FeO	3,38	3,03	3,62	3,38	4,08	2,92	2,68	2,66	3,20
MnO	0,17	0,15	0,19	0,11	0,19	0,19	0,25	0,17	0,12
CaO	11,85	14,16	10,87	10,37	13,47	13,67	9,72	15,35	13,83
MgO	5,23	9,35	8,41	5,21	9,41	8,88	9,22	10,11	10,00
Na ₂ O	2,81	2,14	2,75	3,87	2,20	2,57	2,98	2,35	2,40
K ₂ O	0,65	0,14	0,28	0,20	0,14	0,20	0,69	< 0,10	< 0,10
P ₂ O ₅	0,29	0,06	0,08	0,09	0,06	0,08	0,13	0,02	0,04
H ₂ O ⁻	0,98	0,53	0,94	0,32	0,65	0,83	2,20	< 0,10	< 0,10
П. п. п.	2,82	3,00	4,18	2,60	3,55	2,60	4,84	1,78	1,70
Сумма	99,54	99,70	99,71	99,95	99,59	100,00	99,51	100,07	99,45
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	1,33	1,28
FeO*/MgO	1,94	0,52	0,72	0,94	0,65	0,55	0,72	0,46	0,48

Компонент	16/21а	16/22	16/24д	25/5	33/20	33/21	38/10	38/6	60/2
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	48,63	49,92	49,42	48,53	45,82	47,02	44,76	47,77	51,10
TiO ₂	0,36	1,82	0,80	1,22	2,94	2,57	0,96	0,18	0,68
Al ₂ O ₃	14,90	15,68	18,61	17,40	14,20	14,89	17,96	19,45	15,25
Fe ₂ O ₃	2,06	2,60	3,37	6,06	5,57	4,29	3,22	1,15	2,64
FeO	2,94	6,30	3,38	4,96	10,65	10,33	5,37	2,41	5,17
MnO	0,17	0,15	0,14	0,16	0,25	0,36	0,42	0,11	0,15
CaO	14,74	11,08	12,17	10,94	10,83	10,86	6,88	15,96	12,74
MgO	10,72	6,15	6,27	6,37	5,78	5,42	11,52	9,20	8,70
Na ₂ O	2,20	3,37	2,87	3,43	2,38	2,57	2,60	2,40	2,80
K ₂ O	< 0,10	0,11	0,14	0,10	0,17	0,11	0,14	0,10	0,20
P ₂ O ₅	< 0,01	0,07	0,13	0,05	0,04	0,12	0,10	0,01	0,04
H ₂ O ⁻	< 0,10	0,43	0,44	< 0,10	0,57	0,55	4,10	< 0,10	0,16
П. п. п.	2,30	2,32	2,25	1,38	1,54	1,51	5,62	1,92	0,94
Сумма	99,03	99,58	99,55	100,60	100,17	100,02	99,55	100,66	100,57
H ₂ O ⁺	1,92	—	—	1,02	—	—	—	1,50	0,48
FeO*/MgO	0,45	1,40	1,02	1,63	2,71	2,62	0,72	0,37	0,87

Компонент	60/3	60/4	60/5а	60/6а	60/6б	60/7	63/1	63/6	63/7а
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	48,16	50,58	49,65	50,14	48,60	46,56	44,85	44,21	45,64
TiO ₂	0,33	0,66	0,37	0,90	0,40	0,30	3,00	1,21	0,36
Al ₂ O ₃	16,75	16,02	16,60	16,70	17,01	12,79	15,40	14,57	18,62
Fe ₂ O ₃	2,99	2,25	3,28	2,91	1,74	2,09	6,77	3,02	1,36
FeO	3,62	4,01	3,60	5,40	4,16	5,25	11,00	7,11	3,22
MnO	0,13	0,14	0,13	0,20	0,17	0,30	0,32	0,20	0,15
CaO	13,19	13,88	14,35	11,18	13,49	13,76	9,40	10,29	11,36
MgO	10,66	9,12	9,42	8,60	10,07	13,80	3,92	13,10	13,62
Na ₂ O	1,58	2,01	1,85	3,00	1,65	0,92	3,70	2,35	1,32
K ₂ O	0,11	0,14	0,10	0,15	0,23	0,11	0,30	0,20	0,20
P ₂ O ₅	0,10	0,12	0,04	0,06	0,04	0,04	1,34	0,15	0,10
H ₂ O ⁻	1,14	0,09	0,10	0,30	0,31	0,55	0,28	0,10	0,61
П. п. п.	1,90	0,77	1,30	1,06	2,52	3,68	0,10	3,90	3,94

Таблица 9 (окончание)

Компонент	60/3	60/4	60/5а	60/6а	60/6б	60/7	63/1	63/6	63/7а
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Сумма	99,52	99,70	100,79	100,60	100,10	99,60	100,28	100,31	99,98
H ₂ O ⁺	—	—	0,90	0,56	—	—	—	—	—
FeO*/MgO	0,59	0,66	0,69	0,93	0,57	0,52	4,36	0,75	0,32

Компонент	63/8а	63/8б	63/9	63/10	65/1а	65/2а	22/6а	22/7а
	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	42,82	46,18	48,60	39,16	48,90	48,24	45,88	43,96
TiO ₂	5,06	3,80	1,60	2,35	0,68	0,34	1,16	0,50
Al ₂ O ₃	13,19	15,14	16,11	13,24	15,97	16,67	11,32	9,93
Fe ₂ O ₃	6,11	3,88	4,75	4,16	2,19	2,52	1,54	0,86
FeO	10,84	8,86	5,54	10,86	6,00	3,60	4,08	3,74
MnO	0,20	0,20	0,17	0,34	0,16	0,13	0,13	0,17
CaO	7,90	9,39	11,20	10,05	12,29	13,38	10,46	9,26
MgO	5,33	5,21	7,58	11,97	10,30	10,89	19,12	24,04
Na ₂ O	3,36	3,28	2,44	0,92	1,72	1,84	2,14	1,16
K ₂ O	0,50	0,23	0,39	0,28	0,14	0,11	0,14	0,09
P ₂ O ₅	2,75	1,72	0,31	0,11	0,12	0,06	0,08	0,09
H ₂ O ⁻	0,15	0,74	1,16	2,15	0,10	0,15	0,64	0,32
П. п. п.	2,23	1,68	1,23	6,34	1,15	1,79	3,49	5,82
Сумма	100,29	99,57	99,92	99,78	99,62	99,57	99,54	99,60
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO*/MgO	3,06	2,37	1,21	1,22	0,77	0,54	0,29	0,19

Примечание. 1—33 — кумуляты; 34, 35 — пироксениты. Анализы выполнены методом «мокрой» химии: 1—7, 11, 12, 14—16, 19—21, 23, 24, 27—35 — в центральной лаборатории «Укрчерметгеология», 8—10, 13, 17, 18, 22, 25, 26 — в Бронницкой экспедиции ИМГРЭ.

ние Ti очень медленно увеличивается до 1,16—1,21% при уменьшении CaO/TiO₂ от 51,11 до 8,50—10,21% и затем очень резко возрастает до 5,06% при дальнейшем уменьшении CaO/TiO₂ до 1,56.

Содержание FeO* повышается от 3,44 до 8,06—8,27% при повышении FeO*/MgO до 0,72—0,93 и затем с меньшим темпом — до 17,29%. На диаграмме FeO* — CaO/TiO₂ наблюдается более отчетливый перегиб тренда в области 9,83% при CaO/TiO₂ 8,50.

Содержание MgO резко падает от 13,62 до 5,21—6,27% при возрастании FeO*/MgO до 0,94—2,02 и затем очень медленно снижается до 3,92% при дальнейшем возрастании FeO*/MgO.

Содержание CaO также сначала резко падает от 15,96 до 9,72—12,17% при увеличении FeO*/MgO до 0,72—1,02 и очень медленно снижается до 7,90% при дальнейшем возрастании FeO*/MgO.

Na₂O быстрым темпом накапливается от 0,92 до 3,00% при росте FeO*/MgO до 0,93 и затем практически не изменяется, несмотря на увеличение FeO*/MgO. Анализ поведения K₂O затруднен в силу того, что ряд образцов, не выделяясь по другим петрохимическим параметрам, характеризуется резко повышенным содержанием K. Это может быть связано с развитием процессов серицитизации плагиоклазов. Тем не менее на диаграмме K₂O—CaO/TiO₂ намечаются следующие тенденции. В целом можно утверждать, что при уменьшении CaO/TiO₂ до 9 содержание K₂O очень слабо возрастает от 0,10 до 0,20 и при дальнейшем уменьшении CaO/TiO₂ резко возрастает до 0,50%. Исключением являются обр. Д33/20, 21, характеризующиеся как низким CaO/TiO₂, так и низким K₂O — 0,11—0,17%.

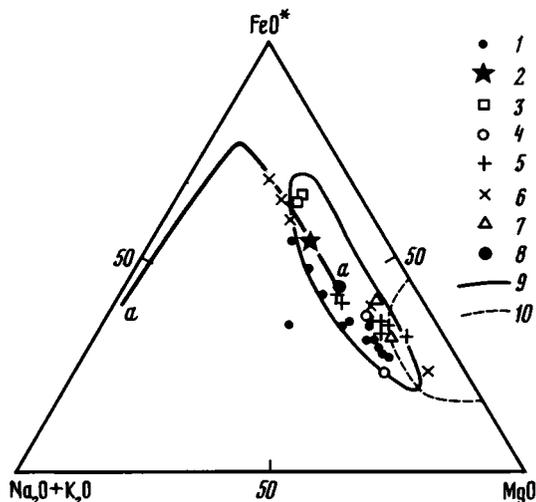


Рис. 35. Диаграмма AFM для кумулятов

Станции: 1 — 3-15-Д16, 2 — 3-29-Д25, 3 — 3-36-Д33, 4 — 3-42-Д38, 5 — 3-69-Д60, 6 — 3-72-Д63, 7 — 3-74-Д65; 8 — состав MORB; 9, 10 — поля составов габброидов: 9 — Центральной Атлантики [4], 10 — из офиолитового комплекса [26]. а — а — направление дифференциации толеитовых расплавов

Поведение P_2O_5 во многом аналогично поведению К. Наблюдается слабый рост содержания P_2O_5 от 0,01 до 0,12—0,15% при уменьшении CaO/TiO_2 до 8,50 и увеличении FeO^*/MgO до 0,72—0,93. При дальнейшем изменении этих параметров P_2O_5 резко возрастает до 2,75%. Исключением опять являются обр. Д33/20, 21, у которых при FeO^*/MgO 2,62—2,71 P_2O_5 составляет всего лишь 0,04—0,12%.

Таким образом, на всех проанализированных вариационных диаграммах на трендах изменения содержаний того или иного окисла в габброидах наблюдается характерный перегиб в области FeO^*/MgO 0,72—1,21 и CaO/TiO_2 8,50—10,21, свидетельствующий о качественных изменениях в ходе процесса фракционной кристаллизации расплавов, исходных для изучаемых габброидов. На основании этого среди изученных габброидов могут быть выделены две группы, сформировавшиеся на разных этапах фракционной кристаллизации. Габброиды, сформировавшиеся на раннем этапе фракционной кристаллизации, имеют FeO^*/MgO 0,32—0,72—1,21 и CaO/TiO_2 51,11—10,21—8,50, габброиды позднего этапа — соответственно 0,72—6,21—3,95 и 10,21—8,50—1,56.

Группа габброидов позднего этапа немногочисленна и охватывает обр. Д63/1, 8а, 8б, 9, 10 и, по-видимому, Д63/6, Д25/5, Д16/14а, 22. Как было сказано выше, эти образцы отличаются резко повышенным содержанием ильменита, выступающего в качестве кумулятивной фазы, а в обр. Д63/1, 8а, 8б, 9 существенной кумулятивной фазой является и апатит. Следовательно, наступление позднего этапа фракционной кристаллизации знаменуется осаждением из расплава ильменита и, по-видимому, титаномагнетита. Еще при несколько более высокой степени дифференциации исходного расплава к ним присоединяется апатит.

С этих позиций главные закономерности изменения химического состава габброидов объясняются их кумулятивной природой. На раннем этапе фракционной кристаллизации изучаемых габброидов из исходного расплава относительно примитивного состава осаждаются железисто-магнезиальные силикаты: преимущественно авгит и меньше оливин и ортопироксен — все существенно магнезиального состава, а также плагиоклазы существенно кальциевого состава как наиболее высокотемпературные фазы. Это приводит к тому, что наиболее ранние кумуляты характеризуются наиболее высокими содержаниями CaO и MgO и, напротив, остаточная жидкость резко обедняется этими

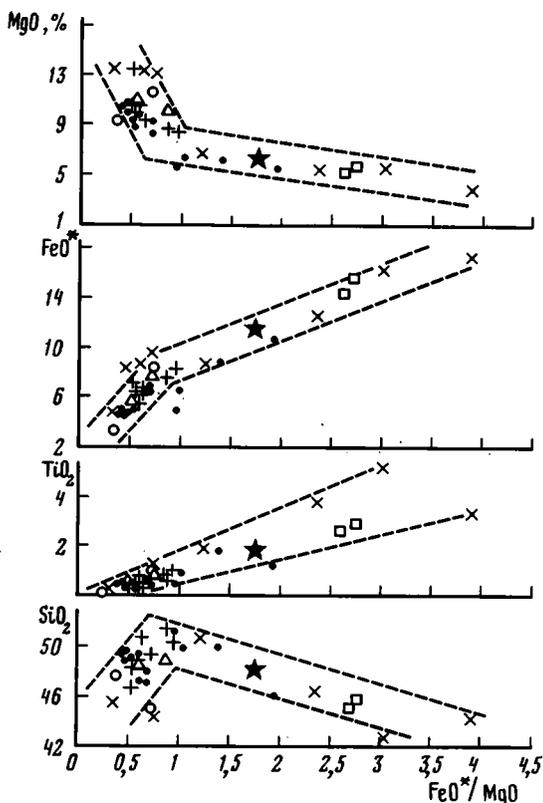
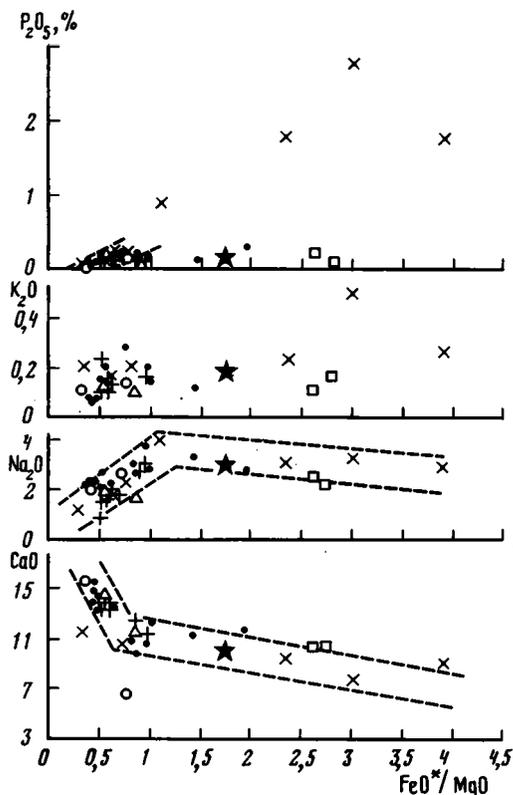


Рис. 36. Вариации содержаний основных петрогенных окислов в зависимости от FeO^*/MgO в кумулятах

Условные обозначения см. на рис. 35

компонентами, но обогащается SiO_2 , FeO^* и Na_2O , а также окислами таких некогерентных гигромагматофильных элементов, как TiO_2 , K_2O , P_2O_5 . Железисто-магнезиальные силикаты, выделяющиеся уже из этой жидкости и находящиеся с ней в равновесии, будут несколько более железистыми, а плагиоклазы — более натровыми и более кремнистыми. Это приведет к тому, что и сформировавшиеся кумуляты будут более железистыми и натровыми в сравнении с предыдущими.

Крайне дифференцированный расплав, который мог сформироваться на раннем этапе фракционной кристаллизации, будет иметь высокие концентрации FeO^* , Na_2O , сравнительно высокий кремнезем, повышенные концентрации гигромагматофильных элементов К, Р и Тi и очень низкие содержания MgO и CaO . При соответствующих условиях (большой размер камеры, в которой происходят процессы фракционирования, либо медленное остывание расплава в сравнительно небольшой камере, но в условиях повышенного теплового потока) в расплаве такого состава, вероятно, также могут происходить процессы фракционной кристаллизации. Однако высокие концентрации FeO^* , TiO_2 и P_2O_5 в расплаве обусловят кристаллизацию не только силикатных минералов, но и $Fe-Ti$ -окисных минералов и апатита. Это приведет к резкому возрастанию в кумулятах содержаний TiO_2 , FeO^* и P_2O_5 и, напротив, к резкому сокращению SiO_2 . По-видимому, на этом этапе фракционирования уже не происходит существенного изменения в составах кристаллизующихся железисто-магнезиальных силикатов

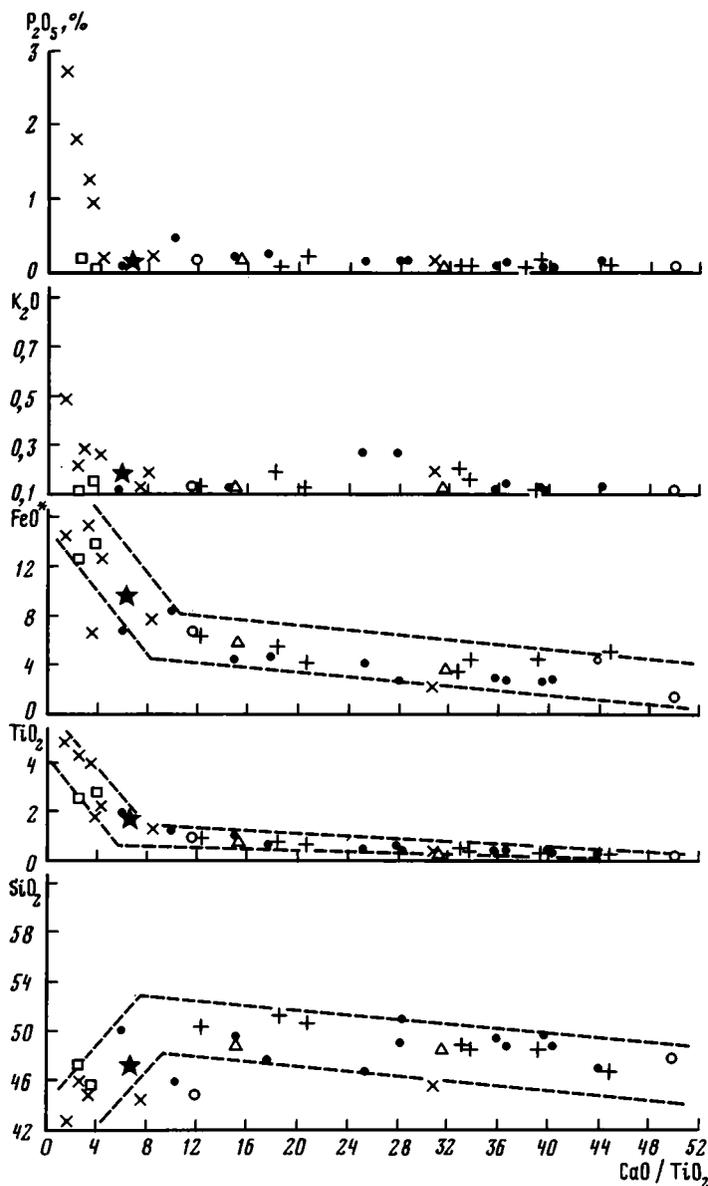


Рис. 37. Вариации содержаний основных петрогенных окислов в зависимости от Ca / TiO_2 в кумулятах

Условные обозначения см. на рис. 35

и плагиноклазов. Коэффициенты фракционирования FeO^*/MgO и CaO/TiO_2 изменяются лишь вследствие возрастания FeO^* и TiO_2 . Поэтому в образующихся кумулятах наблюдается лишь слабое относительное уменьшение содержания MgO , CaO , Na_2O в сравнении с кумулятами, сформировавшимися из наиболее дифференцированной жидкости на раннем этапе кристаллизации.

Как видно из диаграмм, в габброидах возрастает и содержание K_2O . На позднем этапе фракционной кристаллизации остаточная жидкость эволюционирует в сторону еще

Таблица 10

Содержание элементов-примесей в пироксенитах и габброндах, г/г

Образец	(Nb/Zr) _N	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce
Д16/10	—	130	<5	6,5	<3	<3	<3	<3
Д16/20ч	—	180	6,2	7,8	<3	5,3	<3	<3
Д16/20р	—	150	6,2	6,2	<3	<3	<3	<3
Д16/17б	—	140	11	50	<3	<3	<3	<3
Д16/14б*	—	160	6,2	79	1,2	10	<3	<3
Д16/20д*	—	150	7,7	21	0,9	3,9	<3	<3
Д16/14ж	0,42	200	52	420	<3	2,5	5,0	12
Д16/12б*	0,28	140	14	37	1,1	25	<3	<3
Д16/13а	—	180	<5	<5	<3	4,4	<3	<3
Д16/13д*	0,23	150	8,8	30	0,7	<3	<3	<3
Д16/21а*	0,34	110	<5	14	0,5	<3	<3	<3
Д16/26а	—	170	12	25	<3	6,5	<3	<3
Д16/27а	—	120	<5	<5	<3	<3	<3	<3
Д22/6а*	—	21	41	75	1,2	<3	<3	<3
Д25/5*	0,42	250	13	23	1,0	8,2	<3	<3
Д33/20*	2,06	82	15	32	6,8	7,9	<3	<3
Д33/21*	2,52	93	45	28	7,3	12	<3	<3
Д33/26*	—	<8	15	29	1,3	<3	<3	<3
Д38/6*	0,45	130	<5	8,5	0,4	15	<3	<3
Д60/2*	0,87	230	<5	20	1,8	26	<3	<3
Д60/3*	0,60	180	30	6,4	0,4	8	<3	<3
Д60/4*	1,10	170	13	29	3,3	21	<3	<3
Д60/5а*	1,16	190	6	10	1,2	21	<3	<3
Д60/6а*	1,27	210	11	30	4,2	26	<3	<3
Д60/7*	0,84	91	<5	11	0,95	<3	<3	<3
Д63/1*	0,71	370	59	53	3,9	75	—	—
Д63/6*	0,69	160	21	100	7,2	140	—	—
Д63/7б	—	200	60	580	27	38	18	23
Д63/8б*	1,99	260	84	63	13	110	<3	<3
Д63/10*	1,96	200	38	34	6,9	91	<3	<3
Д63/13б*	1,59	240	62	42	6,9	<5	<3	<3
Д63/13а*	0,78	160	<5	31	2,5	22	<3	<3
Д65/1*	0,61	100	7	11	0,7	13	<3	<3
Д65/2*	0,65	140	<5	37	2,5	13	<3	<3

Примечание. Анализы выполнены в Бронницкой экспедиции ИМГРЭ под руководством С. М. Ляпунова рентгено-флуоресцентным методом. В анализах, отмеченных звездочкой, Nb и Zr определены радиохимическим методом с предварительным концентрированием.

более кремнистого и натрового состава, но в ней резко сокращаются содержания FeO^* , TiO_2 , P_2O_5 и, по-видимому, K_2O . Такой расплав уже приближается по составу к диоритам, кварцевым диоритам и, вероятно, плагиогранитам. Диориты и кварцевые диориты нередко встречаются на океанском дне в ассоциации с габброндами, тогда как эффузивных аналогов этих пород еще не обнаружено. По-видимому, расплав такого состава не может достигать поверхности океанического дна и реализует себя в глубинных условиях.

На данном этапе исследований мы не включили в группу габброидов, сформировавшихся на позднем этапе фракционирования, обр. Д33/20, 21, хотя они и имеют достаточно высокое FeO^*/MgO и достаточно низкое CaO/TiO_2 , поскольку Fe—Ti-окисные минералы в них, по-видимому, не являются кумулятивными фазами. Да и по ряду петрохимических параметров они отличаются от габброидов позднего этапа фракционирования, что особенно выражается в содержании P_2O_5 и K_2O , о чем говорилось выше. Чтобы окончательно решить проблему этих образцов, необходимо изучить химический состав породообразующих минералов.

Выше было показано, что все изученные габброиды являются в основном адкуму-

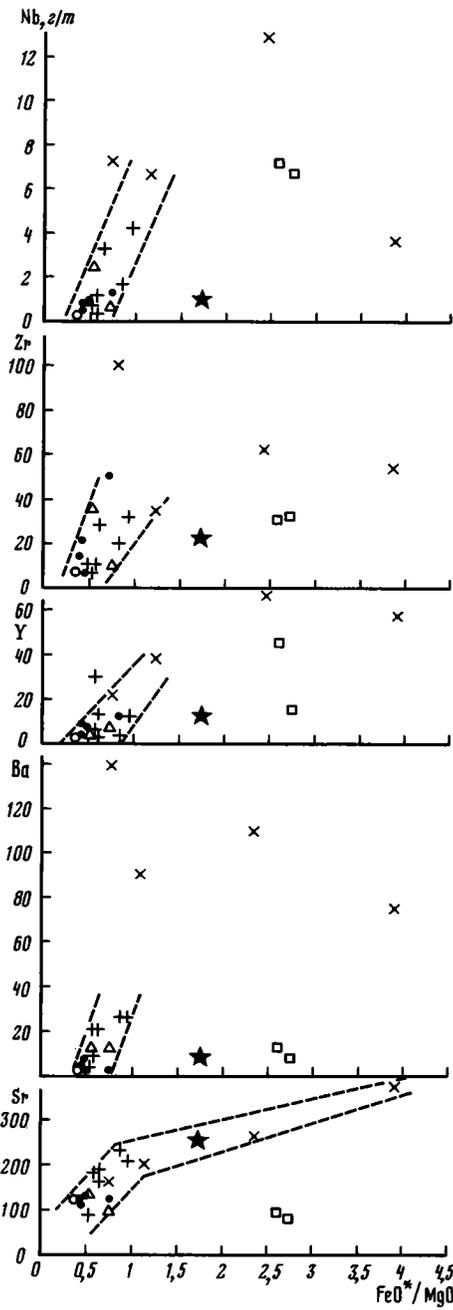


Рис. 38. Вариации содержаний элементов-примесей в зависимости от FeO^*/MgO в кумулятах
Условные обозначения см. на рис. 35

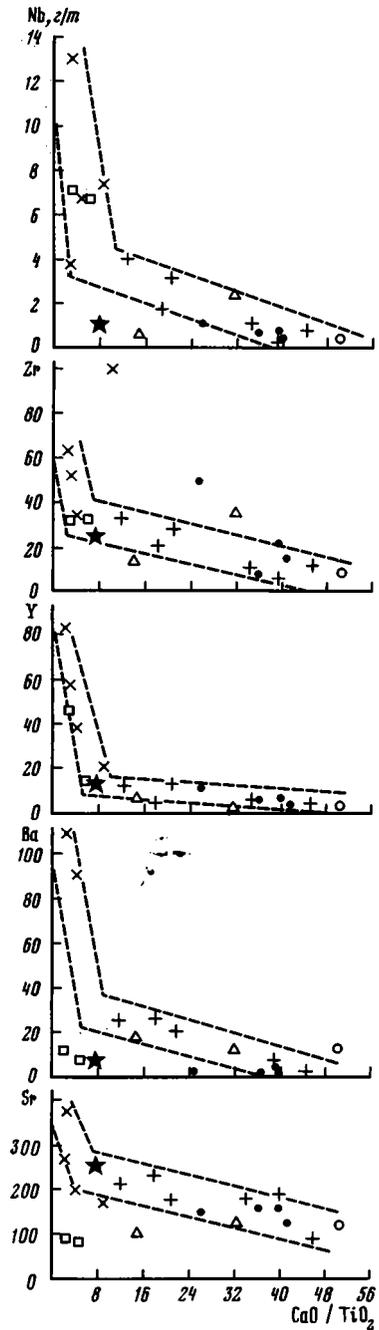


Рис. 39. Вариации содержаний элементов-примесей в зависимости от CaO/TiO_2 в кумулятах

лятами. Наличие в больших количествах интеркумулюса, представленного Fe—Ti-окисными минералами, по-видимому, было вызвано условиями, затрудняющими миграцию интеркумулюсной жидкости из межзернового пространства. В частности, такие условия могли возникнуть в результате тектонических воздействий на тело кумулятов, находящихся в субсолидусном или надсолидусном состоянии. Именно для обр. Д33/20, 21 характерны интенсивный катаклаз, зерна минералов претерпели интенсивную тектоническую рекристаллизацию. Существенно, что ильменит расположен уже между рекристаллизованными зернами, частично заключая их в себя.

Содержания элементов-примесей в габброидах сильно варьируют (табл. 10). На вариационных диаграммах (рис. 38, 39), показывающих их содержания в зависимости от величины таких петрохимических параметров, как FeO^*/MgO и CaO/TiO_2 , намечаются определенные тенденции в поведении редких элементов. Проанализированы вариации таких элементов, как Sr, Ba, Y, Zr и Nb. Содержание La и Ce в большинстве изученных образцов меньше чувствительности метода (3 г/т), а содержание Rb во всех габброидах ниже 5 г/т, поэтому оно не обсуждается и не приведено в табл. 10.

Содержания Sr, Ba, Y, Zr и Nb в габброидах раннего этапа фракционирования возрастают по мере увеличения FeO^*/MgO и уменьшения CaO/TiO_2 , г/т: Sr 91—230, Ba < 3—26, Y < 5—14, Zr < 5—32, Nb 0,4—4,2. В габброидах позднего этапа фракционирования эти элементы очень быстро накапливаются при уменьшении CaO/TiO_2 и, напротив, на диаграммах с отношением FeO^*/MgO наблюдается занижение темпов накопления. В данных габброидах возрастает содержание, г/т: Sr до 370, Ba до 110, Y до 84, Zr до 63, Nb до 13. Выше было показано, что аналогичное поведение ряда петрогенных элементов (TiO_2 , P_2O_5) находит объяснение в кристаллизации и осаждении Fe—Ti-окисных минералов и апатита, что приводит к быстрому росту величины FeO^*/MgO и быстрому уменьшению — CaO/TiO_2 . Аналогичное поведение Sr, Ba, Y, Zr и Nb свидетельствует о том, что на позднем этапе фракционирования в связи с кристаллизацией названных выше минералов изменились и условия распределения этих некогерентных элементов между расплавом и кристаллическими фазами. На позднем этапе фракционирования Sr, Ba, Y, Zr и Nb в существенной степени уходят из расплава, по-видимому, растворяясь в Fe—Ti-окисных минералах, апатите и, вероятно, цирконе.

На всех вариационных диаграммах, представленных на рис. 38, 39, обр. Д33/20, 21 занимают особое положение, часто к ним присоединяется и обр. Д25/5. Имея высокие значения FeO^*/MgO , они тем не менее характеризуются пониженными содержаниями элементов-примесей. Особенно отчетливо это наблюдается в случаях с Ba, Sr, Zr, менее очевидно — с Y и Nb. По-видимому, это также объясняется тем, что в данных образцах широко развита интеркумулюсная фаза, представленная Fe—Ti-окисными минералами.

По своим геохимическим параметрам от основной массы габброидов наиболее резко отличаются обр. Д16/14ж, Д63/6, 76 (см. табл. 10). Они характеризуются аномально высоким содержанием Zr (соответственно 420, 100 и 580 г/т) при сравнительно низких значениях FeO^*/MgO . Им свойственны в целом повышенные значения Nb (обр. Д63/76 — 27 г/т), Y (обр. Д63/76 — 60 г/т), Ba (обр. Д63/6 — 140 г/т), La и Ce. Петрографическое изучение данных образцов показало, что их отличительной чертой является относительно высокое содержание циркона, зерна которого, как правило, располагаются внутри плагиоклазов. Однако причины обогащения данных габброидов цирконом неясны.

В целом геохимические особенности габброидов подтверждают их кумулятивную природу и формирование всей гаммы кумулятов в два этапа кристаллизации, отличающихся друг от друга условиями распределения изученных элементов-примесей между расплавом и кристаллическими фазами.

Характеризуя геохимию габброидов, следует упомянуть, что в обр. Д63/1 габброидов позднего этапа фракционирования изучены содержания РЗЭ из группы лантаноидов, г/т: La 25,0, Ce 58,0, Sm 13,0, Eu 4,0, Tb 2,2, Yb 4,9, Lu 0,77. Концентрации РЗЭ в нем 70—80 хондритовых норм для легких и 25—50 для тяжелых земель, что резко превышает таковые во всех изученных базальтах, драгированных в районе разлома Зеленого Мыса. Кривая РЗЭ (см. рис. 29) также резко отличается от кривых РЗЭ изученных базальтов

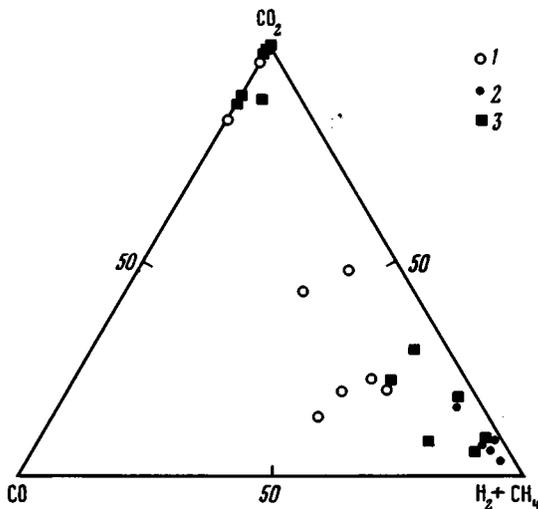


Рис. 40. Тройная диаграмма CO — CO₂ — (H₂ + CH₄) для состава высокотемпературных газов в изверженных породах разлома Зеленого Мыса
1 — базальты; 2 — долериты; 3 — габброиды

и характеризуется крутым подъемом в области тяжелых земель вплоть до Sm и постепенным подъемом на отрезке от Sm к La. Однако отношение $(La/Sm)_N$ 1,2 близко к наиболее обогащенным типам базальтов.

В ИГиГ СО АН СССР под руководством В. А. Симонова в некоторых габброидах (а также базальтах и долеритах) были изучены составы высокотемпературных газов. В данной работе важно отметить, что по составу высокотемпературных газов изученные габброиды резко разделяются на две группы. На треугольной диаграмме CO—CO₂—(H₂ + CH₄) (рис. 40) одна группа габброидов (обр. Д60/2, 3, 4, 6а, 65/1, 2), характеризующихся высоким содержанием водорода (метан отсутствует), находится вблизи поля, которое образуют долериты, хотя последние имеют значительно большие абсолютные концентрации водорода. Другая группа габброидов (обр. Д33/20, Д60/5, 6, Д63/6, 7, 10) выделяется, напротив, высоким содержанием CO₂ и отсутствием водорода. В поле, которое они образуют, попадают также некоторые образцы базальтов (Д34/3д, Д60/11а).

Делая заключение о том, что вариации содержаний элементов-примесей в габброидах в основном обусловлены процессом фракционной кристаллизации, мы не учитывали того факта, что расплавы, из которых сформировались габброиды, могли изначально отличаться друг от друга по содержанию того или иного элемента.

Об изменчивости содержаний элементов-примесей, обусловленной различным первичным составом магмы, можно судить на основании отношений элементов, имеющих одинаковый характер поведения при процессах фракционирования, в таком случае величина отношений будет слабо зависеть от абсолютных содержаний этих элементов. Близким поведением характеризуются все рассмотренные элементы-примеси. Проследим подробнее их корреляционные связи друг с другом.

На вариационной диаграмме Zr/Y — Zr (рис. 41) выделяются два поля габброидов. Одно из них, образованное главным образом габброидами позднего этапа фракционирования, вытягивается практически вдоль прямой линии, параллельной оси абсцисс, и имеет низкие значения Zr/Y 0,6—1. Другое поле, образованное габброидами раннего этапа фракционирования, характеризуется повышением отношения Zr/Y с увеличением содержания Zr от 1 до 3,5. Следовательно, отношение Zr/Y не может служить геохимическим параметром, определяющим первичный состав расплава, поскольку оно неоднозначно представляет габброиды раннего и позднего этапов фракционирования.

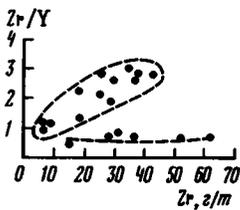


Рис. 41.

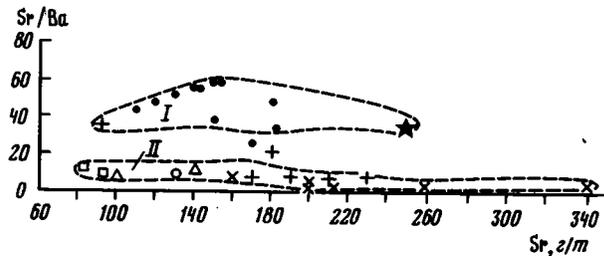


Рис. 42.

Рис. 41. Вариационная диаграмма $Zr - Zr / Y$ для кумулятов

Рис. 42. Вариационная диаграмма $Sr - Sr / Ba$ для кумулятов

Условные обозначения см. на рис. 35

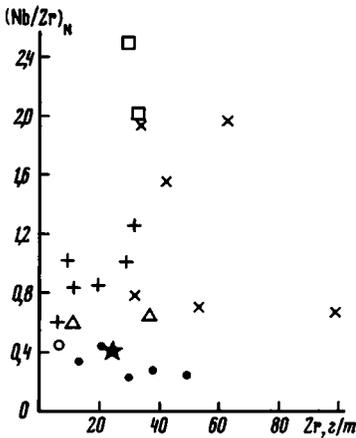


Рис. 43.

Рис. 43. Вариационная диаграмма $Zr - (Nb/Zr)_N$ для кумулятов

Условные обозначения см. на рис. 35

Аналогичная картина наблюдается и при использовании таких пар элементов, как Zr и Ba , Ba и Y . Напротив, эвристически ценным представляется отношение Sr/Ba . На вариационной диаграмме (рис. 42) $Sr/Ba - Sr$ отчетливо отстоят друг от друга два поля составов, вытягивающихся субпараллельно оси абсцисс. Поле габброидов с высокими значениями Sr/Ba 34—60 и, соответственно, крайне низким содержанием Ba образовано практически одними габброидами, поднятыми на ст. 3-15-Д16. Сюда же входит единственный образец габбро со ст. 3-29-Д25, а также один образец со ст. 3-69-Д60. Второе поле состоит из габброидов с Sr/Ba 5—14. В него входят габброиды ст. 3-36-Д33, 3-42-Д38, 3-72-Д63, 3-74-Д65 и практически все образцы со ст. 3-69-Д60.

Оказавшееся успешным применение отношения Sr/Ba для разделения габброидов, по-видимому, связано с близкими кристаллохимическими позициями этих элементов в породе. Известно, что Sr входит в структуру плагиоклаза, изоморфно замещая в нем Ca , при этом коэффициент распределения Sr между плагиоклазом и расплавом зависит от состава плагиоклаза [153]. Растворимость Sr в более кислых плагиоклазах выше. Вместе с тем Ba обладает сравнительно повышенным сродством к калиевым полевым шпатам [153], количество которого в составе кислых плагиоклазов выше, чем в основных.

Из анализа диаграммы $Sr/Ba - Sr$ следует, что в районе разлома Зеленого Мыса существовали по крайней мере два типа мантийных источников, генерировавших расплавы, принимавших участие в формировании кумулятов и отличающихся друг от друга по содержанию Ba . Возможно, имели место и случаи смешения расплавов, генерированных двумя различными типами мантийных источников. Так, среди габброидов ст. 3-69-Д60 есть образцы как с высокими и низкими величинами отношения Sr/Ba , так и с промежуточными его значениями.

Для характеристики мантийных источников, генерирующих океанические толеитовые расплавы, часто используют нормализованные отношения $(Nb/Zr)_N$ в базальтах [6].

Величины этих параметров для изучаемых габброидов приведены в табл. 10. Если эти элементы имеют близкие коэффициенты распределения между расплавом и кристаллическими фазами в процессе фракционной кристаллизации, то в равной степени отношение $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ в габброидах также будет иметь генетическое значение для характеристики расплавов.

На вариационной диаграмме $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ —Zr (рис. 43) вырисовывается довольно сложная картина, не подлежащая однозначной интерпретации. Отчетливо обособляется поле габброидов ст. 3-15-Д16, вытягивающееся субпараллельно оси абсцисс и заключающее габброиды с минимальными значениями $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,23—0,42. В это поле входит и обр. Д25/5. Как было сказано выше, данные образцы характеризуются очень высокими отношениями Sr/Ba. Кумуляты со ст. 3-69-Д60 образуют положительный тренд: с ростом Zr и $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ в них возрастает от 0,60 до 1,27. Габброиды, драгированные на ст. 3-72-Д63, распадаются на две группы. Одна из них характеризуется сравнительно низкими величинами $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,69—0,78 и образует поле, вытягивающееся субпараллельно оси абсцисс (имеется представитель и сильнодифференцированных габбро). В это поле входят и образцы со ст. 3-74-Д65 и 3-42-Д38. Два образца (Д63/86, 10) имеют очень высокие отношения — 1,96—1,99 и один образец (Д63/136) промежуточное $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ — 1,59. Высокие значения $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 2,06—2,27 также у габброидов Д33/20, 21.

Кумулятивная серия пород со ст. 3-15-Д16, а также обр. Д25/5 резко отличаются от остальной массы габброидов по двум параметрам — истощенности барием и самому низкому отношению $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$, характерному для истощенных толеитов. Следовательно, можно заключить, что данные габброиды сформировались из особых сильноистощенных толеитовых расплавов. Истощенные кумуляты встречены как на северном, так и на южном борту долины разлома.

Анализируя вариационную диаграмму $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ —Zr, можно предположить, что источником вещества для образования габброидов, поднятых на ст. 3-72-Д63, служили расплавы двух типов. Один из них может быть охарактеризован как сильно обогащенный, приближающийся к щелочно-базальтовому расплавам, с $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 1,96—1,99. Близкие геохимические параметры имеют и обр. Д33/20, 21, однако в силу присущих им свойств, описанных выше, нельзя однозначно ответить, характеризуют ли эти параметры примитивный состав исходного расплава этих габброидов. Другой тип расплава имеет $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,69—0,78. Из расплавов этого типа сформировалась большая часть габброидов (см. выше), встреченных в районе разлома Зеленого Мыса на всех его морфоструктурах. Этот тип расплава отличается от расплавов, приведших к образованию габброидов ст. 3-15-Д16, и более высоким $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$, и, по-видимому, изначально существенно более высоким содержанием Ba.

Исходя из изложенных представлений, по-видимому, следует ожидать, что при формировании габброидов драги Д60 имело место смешение расплавов двух типов: обогащенного с высоким $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ и нормального $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,69—0,78, и, следовательно, влияние обогащенных расплавов также проявляется как на северном, так и на южном бортах разлома.

Интересно проследить взаимоотношения габброидов и базальтов, слагающих различные морфоструктуры разлома. На восточном фланге разлома с северного борта долины (ст. 3-15-Д16) подняты наряду с габброидами базальты и долериты, характеризующиеся слабой дифференцированностью — FeO^*/MgO 0,8—0,9. В габброидах самое низкое отношение FeO^*/MgO 0,32.

Для того чтобы восстановить состав расплава, из которого сформировались данные габброиды, воспользуемся экспериментально установленным фактом, что отношение между величинами FeO^*/MgO в оливине и в расплаве, из которого выкристаллизовался данный оливин, практически не меняется для расплавов различных составов и составляет около 0,3 [113]. В габброиде Д63/7 ст. 3-72-Д63, характеризующемся также низким FeO^*/MgO , изучен состав оливина. Оливин имеет FeO^*/MgO 0,43, и, следовательно, у исходной жидкости FeO^*/MgO составляло около 1,4.

Следовательно, наиболее примитивный расплав, из которого формировались изучен-

ные кумуляты ст. 3-15-Д16, имел отношение FeO^*/MgO около 1,2—1,3. Таким образом, габброиды формировались из существенно более дифференцированной жидкости, чем те базальты, с которыми они ассоциируют, и процессы фракционной кристаллизации, приведшие к образованию кумулятивной серии, никоим образом не отразились на составе этих базальтов. Однако на комагматичность габброидов и базальтов указывают их крайне низкие нормированные отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (см. табл. 4, 10): у базальтов 0,14—0,21, у габброидов 0,23—0,42, свидетельствующие о том, что они произошли от общего мантийного источника, генерировавшего сильно истощенные толеитовые расплавы. Несмотря на то, что базальты сформировались из гораздо более примитивных расплавов, в них в целом более низкие содержания Mg и Ca и, напротив, более высокие значения таких гигромагматофильных элементов, как Ti, Zr, Nb, Ba и Y (см. табл. 4, 9, 10). Подобная комплементарность составов базальтов и габброидов еще раз подтверждает кумулятивную природу последних.

На ст. 3-29-Д-25, расположенной на медианном хребте вблизи зоны сочленения разлома и южного сегмента рифта, также подняты базальты и габброиды. Изученный образец габбро сформировался на позднем этапе фракционирования, но о его комагматичности с ассоциирующими базальтами свидетельствуют близкие и низкие отношения $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$. Вблизи этой станции опробован необычный участок океанического дна — уступ, которым рифтовая долина обрывается в сторону долины разлома (ст. 3-36-Д33). Поднят большой набор базальтов, образующих дифференцированную серию (FeO^*/MgO 1,2—1,7) и характеризующихся наибольшим для изученных базальтов разлома Зеленого Мыса отношением $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 1—1,2. Единичные образцы габброидов в этой драге имеют интеркумулятивную фазу, затрудняющую сравнение их с базальтами. Однако им также свойственно наибольшее для габброидов отношение $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 2,06—2,27, и, вероятно, можно говорить об их комагматичности с ассоциирующими базальтами. Базальты, поднятые непосредственно из рифтовой долины, имеют очень широкий спектр отношений $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,4—1,1. И, наконец, на ст. 3-42-Д38, локализованной равновероятно как на восточном борту рифтовой долины, так и на южном борту разломной долины, также подняты базальты с широкими вариациями $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,71—1,18. Образец габбро с этой станции, вероятно, комагматичен с базальтами, имеющими наименьшее отношение $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$.

Подробное рассмотрение магматитов из зоны сочленения рифтовой и разломной долин наглядно демонстрирует пестроту составов исходных расплавов, из которых сформировались габброиды и базальты. Эта зона, по-видимому, одна из самых проницаемых, является ареной смешения расплавов, генерируемых двумя различными мантийными источниками. Наиболее обогащенные базальты занимают и необычное морфоструктурное положение — сочленение рифта и разлома. Это дает нам возможность предположить, что мантийный источник, генерирующий их исходные, сравнительно обогащенные расплавы, непосредственно связан с зоной разлома. Напротив, наиболее обедненные базальты локализованы в рифтовой долине, и их мантийный источник, по-видимому, связан с рифтовой долиной. Смешение расплавов, генерируемых разломным и рифтовым мантийными источниками, дает весь спектр промежуточных составов продуктов магматизма, находящихся на данном участке океанического дна.

Большой набор габброидов, сформировавшихся на раннем этапе фракционирования, в ассоциации с небольшим количеством базальтов поднят на ст. 3-69-Д60 со склонов южного борта разлома на его западном фланге. Базальты, имеющие FeO^*/MgO 0,9—1,28, сформировались из более примитивной жидкости, чем встреченные габброиды, у которых минимальное значение FeO^*/MgO 0,52, и, следовательно, у исходной для них жидкости оно больше, чем 1,40. Несмотря на более примитивный состав, базальты в сравнении с габброидами имеют значительно меньшие содержания CaO и MgO, резко большие содержания таких гигромагматофильных элементов, как Ti, Zr и Y, и в целом более высокие содержания Nb и Ba, но содержания Sr находятся на одном уровне (см. табл. 8, 9, 10). У габброидов этой станции широкий спектр $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$, что, по-видимому, является отражением явления смешения различных расплавов. У базальтов зна-

чения $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ близки к таковым у габброидов (0,82), однако встречено и низкое отношение (0,38). Таким образом, и на уровне базальтов, т. е. на уровне более примитивных жидкостей, по-видимому, имеет место влияние двух различных мантийных источников.

На северном борту разлома, вблизи зоны сочленения разлома и северного сегмента рифта, подняты две драги с базальтами (Д63 и Д64). В первой из них описана также большая коллекция габброидов. У базальтов наблюдаются очень широкие спектры железистости FeO^*/MgO 0,9—1,8. Среди габброидов присутствуют образования раннего и позднего этапов фракционирования. Выше мы уже упоминали, что наиболее примитивные из них (обр. Д63/7а) формировались из жидкости состава FeO^*/MgO 1,3—1,4. Следовательно, на составе наиболее дифференцированных базальтов (обр. Д63/2) должны отразиться процессы фракционирования, приведшие к образованию примитивных габброидов раннего этапа фракционирования. При сопоставлении обр. Д63/2 и Д63/7а (наиболее примитивного габброида) обнаруживается отчетливая комплементарность их составов — очень высокие содержания, %: TiO_2 1,97, Na_2O 3,40, K_2O 0,40, P_2O_5 0,21 у базальтов и низкие, соответственно: 0,36%, 1,32, 0,20, 0,10 у габбро (см. табл. 8, 9); высокие значения, %: MgO 13,62, CaO 11,36 у габбро и низкие, соответственно: 6,64 и 10,72 у базальта. Особенно показательны отношение $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ у базальта, которое, несмотря на очень высокие содержания некогерентных элементов Ti, K, P, Zr, Nb, имеет очень низкое значение 0,26. На кривой распределения РЗЭ этого образца (см. рис. 29) наблюдаются очень высокие содержания тяжелых земель при резкой отрицательной аномалии европия и напротив очень низкие — легких земель. Такой характер кривой свидетельствует о том, что из расплава интенсивно фракционировали клинопироксен и плагиоклаз — основные породообразующие минералы габброидов.

Случай убедительной комплементарности составов габброидов и базальтов свидетельствует об их комагматичности. Однако при сравнении составов базальтов и габброидов позднего этапа фракционирования говорить о комплементарности составов не имеет смысла, поскольку эти образования сформировались из очень дифференцированной жидкости. В обр. Д63/1 измерен состав оливина (см. ниже), у которого FeO^*/MgO 2,63, и, следовательно, для состава исходной жидкости FeO^*/MgO примерно 9. И действительно, в таких габброидах гораздо большие, чем в базальтах, содержания TiO_2 , Sr, Ba, Nb, Y и меньшие MgO (см. табл. 8, 9, 10).

В формировании габброидов, поднятых на этой станции, мы предполагали участие двух типов расплавов: существенно обогащенного литофильными элементами и не обогащенного нормального толеитового расплава. Величина $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,61—1,05 в базальтах также указывает на неоднородность составов изливающихся расплавов. Нижнее значение отношения близко к таковому у габброидов, сформировавшихся из нормального расплава, тогда как базальты с высоким значением отношения, по-видимому, сформировались из обогащенных расплавов либо из расплавов, представляющих собой результат смешения нормальных и обогащенных расплавов.

Базальты, драгированные с северного сегмента рифта, имеют $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ 0,46—0,68, что в целом свойственно толеитам N-типа MORB и близко к сравнительно небогащенным габброидам. Следовательно, можно заключить, что расплавы, которые мы охарактеризовали как нормальные толеитовые, генерируются мантийными источниками, связанными с зоной рифта, т. е. имеющими рифтовую природу. Тогда, очевидно, появление в пределах северного поперечного хребта обогащенных продуктов магматизма может быть обусловлено работой мантийного источника, связанного с зоной разлома, т. е. имеющего разломную природу. Этот мантийный источник, по-видимому, действует более эпизодично, менее постоянно, чем рифтовый. В настоящее время в отличие от южного сегмента рифта в вулканитах северного сегмента рифта отсутствует влияние обогащенных расплавов.

На медианном хребте вблизи северного сегмента рифта (ст. 3-74-Д65) подняты базальты и габброиды, обнаруживающие отчетливую комагматичность. На составе наиболее дифференцированных базальтов (обр. Д65/5а) отразились процессы фракциониро-

вания, приведшие к образованию габброидов в промежуточных камерах, что подтверждается комплементарностью содержаний тугоплавких окислов и гигромагматофильных элементов в этом базальте и габброидах. В целом близкие между собой значения $(Nb/Zr)_N$ в базальтах 0,28—0,45 близки к таковым и в габброидах, однако заметно ниже.

Таким образом, пространственное распределение различных групп габброидов и ассоциирующих и комагматичных с ними различных геохимических типов базальтов подтверждает предположение о существовании по крайней мере трех различных мантийных источников, генерировавших и генерирующих толеитовые расплавы, в разной степени обогащенные литофильными элементами.

Пироксениты отличаются от базальтов по целому ряду элементов. Они существенно более магнезиальные и менее железистые. В них очень низкие содержания Sr. Однако несмотря на очень низкую величину FeO^*/MgO 0,19—0,29 пироксенитам свойственны относительно высокие значения содержания TiO_2 , Y и Zr. Это является подтверждением структурных доказательств того, что они не могут быть отнесены к кумулятивной серии.

Минералогия кумулятов. Химический состав основных породообразующих минералов в кумулятивных породах: клинопироксена, ортопироксена, оливина, плагиоклаза и ильменита — изучался с помощью электронного микроанализатора «САМЕВАХ». Анализировались не все петрогенные элементы, а лишь Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, K, Mn. Для исследования были выбраны кумуляты полигона VI.

Состав клинопироксенов охарактеризован наиболее широко (табл. 11), анализировались зерна, претерпевшие в минимальной степени или вовсе не претерпевшие твердый распад. Составы клинопироксенов нанесены на треугольную диаграмму $En-Wo-Fs$ (рис. 44), где они попадают в поле высококальциевых авгитов. Область составов клинопироксенов на этой диаграмме практически совпадает с полями составов клинопироксенов из габброидных пород Кайманова желоба [102] (Западная Атлантика), а также из габбро разломов Кларин и Нова и хребта Математиков в Тихом океане [43] и отличаются большей железистостью от клинопироксенов из кумулятивных пород скв. 334 DSDP, пробуренной в районе САХ около 37° с. ш. [113].

Вариации составов клинопироксенов в целом небольшие. Магнезиальность клинопироксенов $100 Mg/(Mg + Fe)$ 71,67—83,00, содержание CaO 20,13—23,14%. Исключением является обр. Д63/1, в котором магнезиальность клинопироксенов составляет 55,80—57,72, а содержание CaO 16,81—17,49%. На диаграмме $En-Wo-Fs$ он существенно смещен в сторону большей железистости от основной группы габброидов. На эту диаграмму нанесен тренд вариации составов клинопироксенов Скергаардской интрузии, отражающий эволюцию их составов в ходе дифференциации базальтовой магмы, из которой сформировалась эта интрузия. Область составов изученных клинопироксенов совпадает с самым началом этого тренда и несколько вытягивается вдоль него, при этом клинопироксены из обр. Д63/6 и Д65/1 характеризуют более дифференцированные породы. Составы клинопироксенов из обр. Д63/1 также совпадают с этим трендом, представляя существенно более дифференцированный кумулянт. Из малых элементов заметно и незакономерно варьируют: MnO в пределах 0,09—0,17%, достигая в одном из зерен обр. Д63/1 0,27%, K_2O в пределах 0,04—0,16%. Содержание MnO в целом несколько ниже, чем в клинопироксенах из габброидов скв. 334 DSDP, и, напротив, содержание K_2O существенно выше [113].

Поведение Ti и Al в клинопироксенах зависит от вариаций содержаний главных элементов. На вариационном графике $TiO_2-100Mg/(Mg + Fe)$ (рис. 45) клинопироксены из океанических габбро и полосчатых офиолитовых комплексов [102] образуют отчетливый тренд повышения содержания TiO_2 с уменьшением их магнезиальности. На этот тренд попадают и фигуративные точки составов изученных клинопироксенов. Исключением являются составы клинопироксенов из более дифференцированных разновидностей габброидов (обр. Д63/1, 6, Д65/1), они менее титанисты. Клинопироксены из кумулятов скв. 334 DSDP [113] находятся в начале этого тренда (низкая титанистость), поскольку характеризуются высокой магнезиальностью. Клинопироксены из габброидов

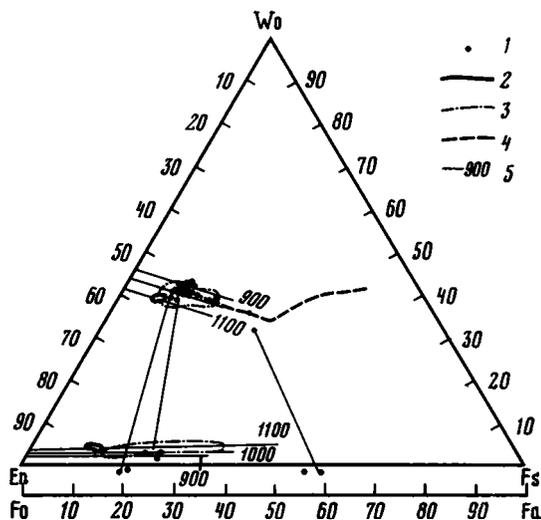


Рис. 44. Составы пироксенов и оливинов

1 — пироксены и оливины разлома Зеленого Мыса; 2, 3 — поля составов пироксенов из габброидов: 2 — скв. 334 DSDP [113], 3 — Кайманова желоба [102]; 4 — тренд эволюции составов клинопироксенов из Скергаардской интрузии; 5 — изотермы, проведенные по данным [130]

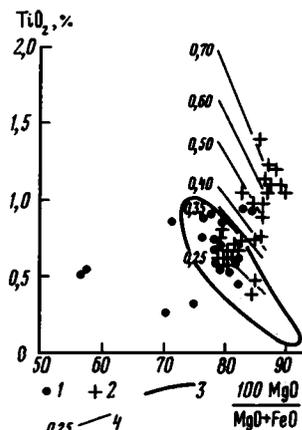


Рис. 45. Содержание TiO_2 в клинопироксенах в зависимости от их магнезиальности

1 — габброиды разлома Зеленого Мыса; 2 — габброиды Кайманова желоба [102]; 3 — поле океанических и офиолитовых габброидов [102]; 4 — линии составов клинопироксенов при различных коэффициентах распределения TiO_2 между клинопироксеном и расплавом (0,25—0,70) по данным [102]

Кайманова желоба частично совпадают по титанистости с изученными нами минералами [102], однако среди них выделяется группа, характеризующаяся существенно большей титанистостью и в целом несколько большей магнезиальностью.

Коэффициент распределения TiO_2 между клинопироксеном и базальтовым расплавом зависит от давления: при 1 атм 0,25—0,35 [110], при 10—20 кбар около 0,75 [66, 103]. На графике $TiO_2 \rightarrow 100Mg/(Mg + Fe)$ (см. рис. 45) нанесены расчетные линии составов клинопироксенов [102], которые кристаллизовались бы из магматической жидкости состава, соответствующего составу закалочных базальтовых стекол, поднятых в Каймановом желобе с коэффициентами распределения TiO_2 от 0,25 до 0,70. Их можно использовать в качестве сравнительного материала, поскольку состав базальтов Кайманова желоба соответствует типичным океаническим толеитам. Содержание TiO_2 в клинопироксенах из габброидов полигона VI соответствует составам клинопироксенов, при кристаллизации которых из расплава данного состава коэффициент распределения TiO_2 между ними и расплавом составляет около 0,25.

В разделе о петрогеохимии габброидов было показано, что составы сильнодифференцированного базальта D63/2 и примитивных габброидов с этой станции комбинентарны. Содержание TiO_2 в нем 1,97%, содержание TiO_2 в клинопироксене из обр. D63/7 наиболее примитивных габброидов 0,97%. Отсюда коэффициент распределения TiO_2 между клинопироксеном и расплавом 0,49. Эта величина характеризует условия образования данных габброидов как промежуточные между низко- и высокобарическими. О сравнительно низкобарических условиях кристаллизации клинопироксенов свидетельствует и сравнительно низкая степень магнезиальности клинопироксенов в изученных образцах (≤ 83). Экспериментально установлено, что из жидкости состава типичных океанических толеитов при 1 атм не могут кристаллизоваться клинопироксены более магнезиальные, чем 84 [110, 181]. По расчетам [102], учитывающим конкретные составы пород Кайманова желоба, магнезиальность клинопирок-

Таблица 11
Состав клино- и ортопироксенов, % вес.

Компонент	Д60/3		Д60/5а				Д60/6а	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,77	47,97	49,31	48,07	49,10	49,84	48,19	48,99
TiO ₂	0,47	0,76	0,69	0,90	0,76	0,71	0,90	0,64
Al ₂ O ₃	3,82	4,55	6,46	4,82	4,76	4,43	4,78	4,58
FeO	6,72	7,45	7,09	7,84	7,42	6,92	7,85	7,61
MgO	16,63	15,02	12,39	15,18	14,53	14,80	15,25	15,82
MnO	0,10	0,13	0,09	0,13	0,10	0,10	0,12	0,12
CaO	23,14	22,66	20,13	20,98	20,53	20,18	21,01	21,28
K ₂ O	0,14	0,14	0,12	0,12	0,08	0,04	0,14	0,14
Сумма	98,80	98,69	96,28	98,04	97,27	97,01	98,24	99,18

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,80	1,82	1,89	1,83	1,86	1,89	1,83	1,83
Ti	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Al (IV)	0,17	0,18	0,11	0,17	0,14	0,11	0,17	0,17
Al (VI)	—	0,02	0,18	0,05	0,07	0,09	0,04	0,03
Fe	0,21	0,24	0,20	0,25	0,24	0,22	0,25	0,24
Mg	0,94	0,85	0,71	0,86	0,82	0,84	0,86	0,88
Mn	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Ca	0,94	0,92	0,83	0,86	0,83	0,82	0,85	0,85
K	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,002	0,007	0,007
Wo	0,43	0,41	0,35	0,38	0,37	0,36	0,38	0,38
En	0,47	0,43	0,36	0,43	0,41	0,42	0,43	0,44
Fs	0,10	0,12	0,10	0,12	0,12	0,11	0,13	0,12
Mg/(Mg+Fe)	81,7	78,0	78,0	77,5	77,3	79,2	77,5	78,6

Компонент	Д60/6а		Д63/1		Д63/7		Д63/6
	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,80	48,68	48,13	50,99	52,70	52,21	50,91
TiO ₂	0,57	0,68	0,55	0,56	0,97	0,97	0,29
Al ₂ O ₃	5,08	4,17	1,63	1,54	5,85	5,94	1,41
FeO	7,23	6,23	18,52	16,18	5,69	5,68	10,58
MgO	15,78	16,09	13,10	12,47	15,25	15,39	15,21
MnO	0,12	0,12	0,17	0,27	—	—	—
CaO	20,40	21,62	16,81	17,49	20,76	20,44	20,24
K ₂ O	0,16	0,16	0,06	0,10	—	—	0,06
Сумма	98,14	97,74	98,97	99,60	101,22	100,63	98,69

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

Si	1,84	1,85	1,89	1,96	1,89	1,88	1,93
Ti	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Al (IV)	0,16	0,15	0,08	0,04	0,11	0,12	0,06
Al (VI)	0,07	0,04	—	0,03	0,14	0,13	—
Fe	0,23	0,20	0,61	0,52	0,17	0,17	0,34
Mg	0,88	0,91	0,77	0,71	0,82	0,83	0,86
Mn	0,004	0,004	0,006	0,01	—	—	—
Ca	0,82	0,88	0,71	0,72	0,80	0,79	0,82
K	0,007	0,007	0,003	0,005	—	—	0,003
Wo	0,35	0,39	0,33	0,35	0,34	0,34	0,40
En	0,44	0,46	0,38	0,35	0,41	0,42	0,43
Fs	0,11	0,10	0,30	0,26	0,09	0,09	0,17
Mg/(Mg+Fe)	79,3	82,0	55,8	57,7	82,8	83,0	71,7

Таблица 11 (окончание)

Компонент	Д65/1		Д65/2				Д60/5а		
	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	47,71	50,10	47,13	48,73	49,58	50,21	52,45	51,76	50,80
TiO ₂	0,86	0,35	0,68	0,83	0,64	0,57	0,15	0,44	0,35
Al ₂ O ₃	3,12	2,50	3,77	3,59	3,49	3,69	2,99	2,56	3,11
FeO	10,03	9,09	6,87	7,01	6,65	7,03	16,39	16,19	14,78
MgO	14,69	16,00	15,35	14,19	16,58	16,29	24,19	24,42	25,86
MnO	0,17	0,17	0,10	0,10	0,09	0,10	0,18	0,19	0,17
CaO	20,51	21,28	21,16	21,30	21,97	21,45	2,10	2,31	2,94
K ₂ O	0,09	0,10	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,09	0,12
Сумма	97,19	99,58	95,12	95,74	99,06	99,41	98,48	97,97	98,12
Количество ионов в пересчете на 6 (O)									
Si	1,85	1,88	1,84	1,88	1,85	1,87	1,93	1,92	1,85
Ti	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,004	0,01	0,01
Al (IV)	0,14	0,11	0,16	0,12	0,15	0,13	0,07	0,08	0,13
Al (VI)	—	—	—	0,04	—	0,03	0,06	0,03	—
Fe	0,33	0,29	0,22	0,23	0,21	0,22	0,50	0,50	0,45
Mg	0,85	0,90	0,89	0,81	0,93	0,90	1,33	1,35	1,41
Mn	0,006	0,006	0,004	0,004	0,004	0,004	0,006	0,006	0,006
Ca	0,85	0,86	0,89	0,88	0,88	0,86	0,08	0,09	0,11
K	0,005	0,005	0,004	0,004	0,006	0,004	0,002	0,005	0,006
W _o	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,01	0,02	0,02
En	0,43	0,45	0,45	0,41	0,46	0,45	0,67	0,68	0,71
Fs	0,16	0,14	0,11	0,12	0,11	0,11	0,25	0,25	0,23
Mg/(Mg + Fe)	72,0	75,6	80,2	77,9	81,6	80,4	72,7	73,0	75,8

Примечание. 1—21 — клинопироксены; 22—24 — ортопироксены. Образцы: Д60/3 — оливковое габбро, Д60/5а — оливковый габбро-норит, Д60/6а — габбро, Д63/1 — оливковое габбро, Д63/6 — габбро, Д63/7 — оливковый габбро-норит, Д63/8 — габбро, Д65/1, 2 — габбро. Здесь и в табл. 12, 13 анализы выполнены Борокской геофизической обсерваторией ИФЗ АН СССР на микрозонде «САМЕВАХ».

сенов, кристаллизующихся при 1 атм из жидкости состава закалочных стекол Кайманова желоба, не должна превышать 73, а при 5 кбар — 80.

Таким образом, отдавая себе отчет в большой условности предполагаемых оценок, можно сделать вывод, что кристаллизация габброидов происходила при давлении около 5 кбар.

Содержание Al₂O₃ в клинопироксенах варьирует в пределах 1,41—6,40%. На вариационном графике Al₂O₃—100Mg/(Mg + Fe) (рис. 46) в области низкомагнезиальных клинопироксенов (100Mg/(Mg + Fe) до 79) значение Al₂O₃ постепенно возрастает с ростом магнезиальности, при более примитивных составах клинопироксенов оно высокое (от 3,50 до 6,46%) и слабо зависит от магнезиальности. Аналогичное поведение Al₂O₃ характерно и для клинопироксенов из габброидов скв. 334 DSDP и Кайманова желоба, однако в этих случаях клинопироксенам той же магнезиальности свойственны более низкие содержания Al₂O₃, чем в изученных нами образцах.

Таким образом, в клинопироксенах определенных составов поведение Ti и Al противоположно: с ростом магнезиальности клинопироксена в них возрастает содержание Al₂O₃ и уменьшается содержание TiO₂. С этой точки зрения интересно проанализировать вариационный график Al₂O₃ — TiO₂ в клинопироксенах (рис. 47), на этом графике не наблюдается ожидаемого увеличения содержания Al₂O₃ при уменьшении значений TiO₂ ни в изученных габброидах, ни в кумюлятах Кайманова желоба либо скв. 334 DSDP. Однако вместе эти три группы составов образуют слабо намечающуюся тенденцию повышения Al₂O₃ с понижением TiO₂. Другая ситуация наблюдается среди составов клинопироксенов, у которых содержание Al₂O₃ не зависит от магнезиальности: имеет место повышение содержания Al₂O₃ с ростом TiO₂. Такая же картина отмечается и для аналогичных клинопироксенов из габброидов Кайманова желоба, однако в последних

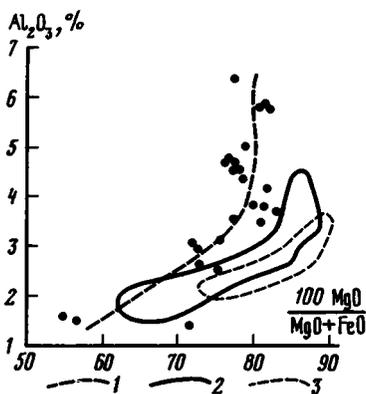


Рис. 46. Содержание Al_2O_3 в клинопироксенах в зависимости от их магнезиальности

1 — линия изменения составов клинопироксенов из габброидов разлома Зеленого Мыса; 2, 3 — поля составов клинопироксенов из габброидов: 2 — Кайманова желоба [102], 3 — скв. 334 DSDP [113]

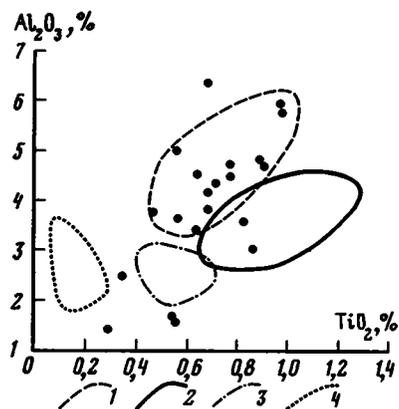


Рис. 47. Диаграмма $Al_2O_3 - TiO_2$ для клинопироксенов из кумулятов полигона VI

1—4 — поля клинопироксенов: 1 — высокоглиноземистых из габброидов разлома Зеленого Мыса, 2 — высокоглиноземистых из габброидов Кайманова желоба [102], 3 — низкоглиноземистых из габброидов Кайманова желоба, 4 — из габброидов скв. 334 DSDP [113]

содержание TiO_2 в целом выше, что объясняется их кристаллизацией при более высоких давлениях [102].

Факт повышения содержания TiO_2 в относительно высокомагнезиальных и относительно высокоглиноземистых клинопироксенах при повышении содержания Al_2O_3 при практически постоянной магнезиальности и вне зависимости от давления кристаллизации может быть объясним кристаллохимическими особенностями данных клинопироксенов. Возможно, рост отрицательного заряда в тетраэдрах с возрастанием в них роли Al не компенсируется в достаточной мере трехвалентными катионами в октаэдрических позициях, в частности из-за того, что более примитивные клинопироксены кристаллизуются при меньшей фугитивности кислорода, что и обуславливает вхождение в них катионов Ti^{4+} .

Состав ортопироксенов был изучен только в обр. Д60/5а (см. табл. 11) в трех точках. Проанализированные зерна ортопироксена однородны, без видимых структур распада. На треугольной диаграмме En — Wo — Fs (см. рис. 44) они попадают в поле железистых энстатитов. Магнезиальность ортопироксенов 72,7—75,8, они заметно более железистые, чем ортопироксены из габброидов скв. 334 [113], и совпадают с составами этих минералов из кумулятов Кайманова желоба [102], разломов Кларин, Нова, хребта Математиков [43].

При сравнении содержаний малых элементов обнаруживается, что по значению CaO (2,10—2,94%) изученные ортопироксены сопоставимы с таковыми в габброидах скв. 334 DSDP и Кайманова желоба, но заметно превосходят их по величине Al_2O_3 (2,56—3,11%). По содержанию TiO_2 (0,15—0,44%) ортопироксены обр. Д60/5 сопоставимы с аналогичными в габброидах Кайманова желоба и существенно выше, чем в кумулятах скв. 334 DSDP.

Ортопироксены обр. Д60/5а с магнезиальностью 72,7—75,8 ассоциируют с клинопироксенами, имеющими магнезиальность 77,3—79,2 (см. табл. 11, рис. 44). Такие соотношения составов между двумя различными пироксенами характерны и для габброидов полосчатых комплексов из офиолитов, и для кумулятов расслоенных интрузий типа Скергаардской, и для аналогичных пород из других районов океана.

Составы сосуществующих клино- и ортопироксенов часто используют в качестве геотермометра. На треугольной диаграмме En — Wo — Fs (см. рис. 44) нанесены изо-

Таблица 12
Состав оливинов, % вес.

Компонент	Д63/1		Д63/7	
	Т.5	Т.9	Т.2	Т.21
SiO ₂	34,05	30,71	38,55	38,19
TiO ₂	0,20	0,10	0,,11	0,02
Al ₂ O ₃	0,05	0,02	—	—
FeO	47,04	49,20	18,29	18,92
MgO	17,81	19,24	42,70	43,83
MnO	0,52	0,52	—	—
CaO	0,30	0,23	0,17	0,20
K ₂ O	0,20	0,08	—	—
Сумма	100,17	100,11	99,82	101,15
	Количество ионов в пересчете на 4 (0)			
Si	1,02	0,94	0,99	0,97
Ti	0,005	0,003	0,002	0,001
Al	0,001	0,001	—	—
Fe	1,17	1,24	0,39	0,40
Mg	0,80	0,87	1,63	1,64
Mn	0,01	0,01	—	—
Ca	0,01	0,007	0,005	0,005
K	0,01	0,003	—	—
Fo	40	44	81	82

термы, заимствованные из работы [130], показывающие температуру, при которой пироксены данного состава будут испытывать твердый распад. Клино- и ортопироксены обр. Д60/5 находятся между изотермами 900 и 1000° С и, следовательно, сформировались при более высоких температурах. Более точная оценка температуры связана с использованием экспериментальных кривых, полученных при очень высоких давлениях: кривая диопсид—энстатит при 30 кбар [92] и кривая диопсид—энстатит при 20 кбар [131], а как было показано выше, изучаемые габброиды формировались, по-видимому, при сравнительно низких давлениях (≤ 5 кбар). Все же проведенные сравнения показывают температуру кристаллизации пироксенов между 1000 и 1100° С.

Состав оливинов изучен в обр. Д63/1, 7, а в других анализируемых образцах он полностью иддингситизирован. Составы оливинов в этих образцах (табл. 12) резко различаются. В обр. Д63/7 состав оливина Fo 81-82 сопоставим с составом большинства оливинов из габброидов скв. 334 DSDP [113] и Кайманова желоба [102] и ассоциирует с клинопироксенами, имеющими магnezиальность 83 (см. рис. 44). В обр. Д63/1 оливин существенно более железистый — Fo 40-44. Как было показано выше, в этом же образце и клинопироксены существенно более железистые. По содержанию Al₂O₃ (0,02—0,05%) оливины сопоставимы с таковыми в габброидах скв. 334 DSDP и Кайманова желоба, а содержание CaO (0,17—0,30%) в них существенно выше.

Состав плагиоклазов измерялся практически во всех образцах, в которых анализировался состав клинопироксенов (табл. 13). В ряде случаев анализировался состав центральной зоны зерна плагиоклаза и краевой зоны этого же зерна, например в обр. Д60/5, 6 точки 23 и 9 соответственно характеризуют краевую зону, а точки 24 и 10 — соответственно центральные участки зерен. Как видно из табл. 13, зональности плагиоклазов установить не удалось.

Поскольку по техническим причинам содержание Na₂O в плагиоклазе не анализировалось, прямые определения составов плагиоклаза невозможны. Приведенные в таблице 13 составы устанавливались путем сравнения химических составов плагиоклазов с

Таблица 13
Состав плагиоклазов и ильменитов, % вес.

Компонент	Д60/3	Д60/5		Д60/6		Д63/1
	Т.23	Т.23	Т.24	Т.9	Т.10	Т.12
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,10	49,57	50,15	49,54	49,32	58,93
TiO ₂	0,38	0,16	0,19	0,17	0,17	0,10
Al ₂ O ₃	33,80	30,10	30,08	31,50	32,96	26,61
FeO	0,53	0,74	0,67	0,67	0,67	0,30
MgO	0,95	0,13	0,25	0,54	0,54	0,36
MnO	0,03	0,01	0,01	0,05	0,03	0,03
CaO	15,25	13,79	13,18	14,86	14,13	8,84
K ₂ O	0,21	0,12	0,12	0,16	0,16	0,38
Сумма	98,24	94,62	94,66	97,49	97,97	95,55
Ап	81	66	66	72	72	40

Компонент	Д65/1	Д65/2	Д60/5	Д60/6	Д63/6	Д63/8	Д65/2
	Т.11	Т.4	Т.4	Т.7	Т.4	Т.5	Т.13
	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	51,76	47,08	0,72	0,55	0,85	0,80	0,52
TiO ₂	0,21	0,12	43,85	42,07	49,10	46,61	51,04
Al ₂ O ₃	28,86	33,72	2,35	1,47	2,49	0,27	0,78
FeO	0,61	0,66	45,00	46,14	44,16	43,76	44,56
MgO	0,06	0,55	1,78	4,14	3,23	2,85	3,81
MnO	0,05	0,03	2,48	2,31	—	0,54	0,86
CaO	11,69	14,13	0,29	0,23	0,56	0,20	0,20
K ₂ O	0,10	0,18	0,14	0,23	0,08	0,06	0,11
Сумма	93,34	96,47	96,60	97,16	100,46	95,10	101,90
Ап	55	72					

Примечание. 1—8 — плагиоклазы; 9—13 — ильмениты.

такowymi, приведенными в работах о габброидах Кайманова желоба (102) и из скв. 334 DSDP [113].

Состав плагиоклазов сильно варьирует от Ап₈₁ до Ап₄₀, при этом самый кислый состав (Ап₄₀) установлен для обр. Д63/1, для которого характерны существенно более железистые клинопироксены и оливины.

Содержание К₂О в плагиоклазах заметно варьирует. На вариационном графике К₂О—Ап (состав плагиоклаза) (рис. 48) наблюдается повышение К₂О в плагиоклазе с уменьшением доли анортитовой молекулы. Еще более отчетливо устанавливается эта тенденция для плагиоклазов из габброидов Кайманова желоба (см. рис. 48), в которых в целом содержание К₂О ниже, чем в анализируемых нами плагиоклазах [102].

Содержание других малых элементов в плагиоклазах, в частности Fe и Mg, резко выше, чем в плагиоклазах из габброидов Кайманова желоба и скв. 334 DSDP. Вероятно, это результат инструментальной ошибки, возникшей при измерениях.

Состав ильменитов в изученных образцах (см. табл. 13) заметно варьирует. Содержание TiO₂ 42,07—51,04%, а FeO—43,76—46,14%. Отношение FeO/(FeO+TiO₂) 0,47—0,52. Эти параметры близки к таковым в ильменитах из габброидов Кайманова желоба [102].

Из других окислов относительно высокие значения имеют MgO (1,78—4,14%) и MnO (0,54—2,48%), содержание которых в ильменитах также сильно варьирует, что характерно и для ильменитов из габброидов Кайманова желоба. Но резкое различие между теми и другими ильменитами наблюдается в содержаниях Al₂O₃ и SiO₂: если в ильменитах из

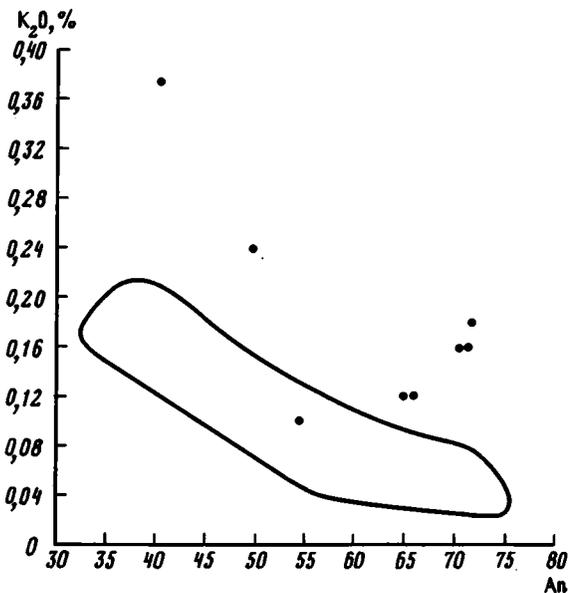


Рис. 48. Содержание K_2O в плагиоклазах в зависимости от их состава
Оконтурено поле составов плагиоклазов из габброидов Кайманова желоба

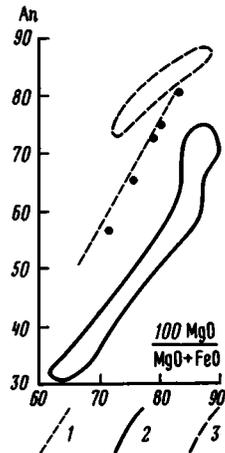


Рис. 49. Изменение составов плагиоклазов в зависимости от магнезиальности ассоциирующих с ними клинопироксенов

1 — линия изменения составов плагиоклазов из габброидов Зеленого Мыса; 2, 3 — поля составов плагиоклазов и клинопироксенов из габброидов: 2 — Кайманова желоба [102], 3 — скв. 334 DSDP [113]

анализируемых габброидов они очень велики (Al_2O_3 0,27—2,35%, SiO_2 0,52—0,85%), то в ильменитах из габброидов Кайманова желоба они исчезающе малы.

Обсуждение результатов. Особенности минерального состава изученных габброидов во многом сближают их с крупными стратиформными комплексами расслоенных интрузивов типа Скергаардского [54]. Для последних характерно явление скрытой расслоенности. В ходе фракционной кристаллизации составы породообразующих минералов закономерно эволюционируют: пироксены и оливины в сторону большей железистости, плагиоклаз в сторону увеличения альбитового компонента. Признаки этого явления обнаружены и в анализируемых габброидах. На рис. 49 наблюдается отчетливое повышение анортитового компонента в плагиоклазах с ростом магнезиальности ассоциирующих с ними клинопероксенов. Такой же тренд наблюдается и для габброидов Кальманова желоба [102]. Наиболее железистые клинопироксены и альбитовые плагиоклазы встречены в габброиде (обр. Д63/1), сформировавшемся на позднем этапе фракционирования.

Не менее наглядно расслоенность опробованных фрагментов разреза демонстрируют петро-геохимические данные о зависимости содержаний петрогенных элементов и элементов-примесей от степени дифференциации расплава, из которого сформировались габброиды.

В совокупности с результатами изучения химического состава породообразующих минералов петро-геохимические данные доказывают кумулятивную природу изучаемых габброидов. При этом имеющиеся данные позволяют выделить два этапа фракционной кристаллизации, происходящей в промежуточной камере, где формировались габброиды. На ранней стадии фракционирования кристаллизовались и осаждались преимущественно плагиоклаз и клинопироксен с небольшими добавками оливина и ортопироксена. На поздней стадии к ним в заметных количествах присоединяются Fe—Ti-окисные минералы и апатит.

Как показывают результаты изучения составов оливинов, габброиды, полученные нами при драгировании, сформировались из уже довольно дифференцированных расплавов (FeO^*/MgO выше 1,3—1,4), а большинство ассоциирующих с ними базальтов образовалось из существенно более примитивной жидкости. Однако о комагматичности габброидов и ассоциирующих с ними базальтов в пределах различных морфоструктур разлома свидетельствуют как геохимические данные, характеризующие начальный состав магматических выплавов, так и примеры комплементарности составов наиболее дифференцированных базальтов (FeO^*/MgO 1,80) и наиболее примитивных габброидов. В последних существенно выше содержание тугоплавких окислов (MgO , CaO) и ниже содержание литофильных элементов, обладающих большим сродством с жидкостью (Ti , K , P , Zr , Ba , Nb , Y).

Следовательно, дифференцированные серии базальтов (FeO^*/MgO 0,89—1,50), развитые в рифтовых долинах, а также встреченные и на других морфоструктурах разлома, формировались главным образом в результате процессов фракционной кристаллизации, происходящих на больших глубинах в сравнении с глубинами, на которых возникали промежуточные камеры, где шло образование кумулятов. По особенностям химического состава габбровых клинопироксенов давление, при котором происходила их кристаллизация, оценено как ≤ 5 кбар, что соответствует ≤ 15 км, т.е. уровню 3-го слоя океанической коры.

О имеющих место более глубинных (в низах коры или даже в верхах мантии) процессах фракционной кристаллизации свидетельствуют и данные о температурах гомогенизации расплавных включений во вкрапленниках плагиоклаза и клинопироксена из базальтов (обр. Д34/Зд, 46, 5, Д65/3), полученные В. А. Симоновым. Они составляют в менее дифференцированных базальтах 1215—1255° С, а в более дифференцированных — 1180—1225° С, тогда как температура кристаллизации габброидов, определенная по двупироксеновому геотермометру, 1000—1100° С.

Из анализа геохимических параметров габброидов и базальтов, характеризующих составы первичных магматических выплавов, следует вывод о существовании трех типов различных мантийных источников. Мантийные источники, генерировавшие расплавы, обогащенные литофильными элементами, имеющие $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ у габброидов 1,96—1,99 и у базальтов 1,05—1,20, пространственно, по-видимому, локализованы в зоне разлома, о чем свидетельствует местоположение продуктов этого магматизма. Мантийные источники, генерировавшие расплавы, существенно менее обогащенные литофилами, имеющие $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ и у базальтов, и у габброидов 0,50—0,80, пространственно локализованы в зоне рифта. В хорошо проницаемых зонах сочленения рифта и разлома широко развиты продукты магматизма с промежуточными величинами $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$, что свидетельствует о процессах смешения в этих зонах расплавов, генерированных различными мантийными источниками. Изверженные породы обоих типов мантийных источников встречены как на южном, так и на северном бортах разлома.

Третий тип мантийных источников характеризуется еще более низкими нормализованными отношениями $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$: у габброидов 0,23—0,42, у базальтов 0,12—0,32, а также крайне высокими значениями отношения Sr/Ba (27—60). Его пространственное положение (ст. 3-15-Д16) равновероятно можно связать и с рифтом, и с разломом. Можно предположить, что ранее мантийный источник рифтового вулканизма генерировал более истощенные расплавы, но можно также предположить, что имела место активизация магматической деятельности на так называемом пассивном участке разлома. Истоки этого предположения таковы: на крайнем восточном фланге разлома, в районе полигона II, в центре разломной долины закартирован узкий хребет, по-видимому, вулканического происхождения. Базальты, поднятые с вершины этого хребта, по своим геохимическим характеристикам близки к базальтам и габброидам ст. 3-16-Д16. В этом случае крайняя истощенность генерируемых расплавов может быть объяснена тем обстоятельством, что в процесс частичного плавления вовлекается мантийный субстрат, обедненный литофильными элементами на более ранних этапах плавления.

Об участии двух типов мантийных источников в формировании магматических

продуктов в активной части разлома свидетельствуют и данные о составе высокотемпературных газов в габброидах. Как было показано выше, среди габброидов выделяются группа образцов с преимущественно восстановительными газами (водород) и группа пород с окислительными газами (углекислый газ). При этом габброиды первой группы имеют, как правило, сравнительно низкие значения $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$, тогда как среди габброидов с окислительными газами наблюдаются образцы с более высокими и даже очень высокими значениями $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$.

На основании изложенного можно сделать предварительный вывод о том, что расплавы, обогащенные литофильными элементами, либо формировались в сравнительно окислительных условиях при большом парциальном давлении газов углерода, либо быстрее окислялись на пути следования к поверхности земной коры. Напротив, расплавы, менее обогащенные литофильными элементами, формировались в восстановительных условиях при большем парциальном давлении водорода. Косвенным подтверждением является факт более глубинного формирования титаномагнетитов в обогащенных базальтах, что подробно обсуждается в разделе «Петромагнитные свойства магматических пород». Если действительно в этих расплавах существовали более окислительные условия, то титаномагнетит из этих расплавов может кристаллизоваться раньше, поскольку быстрее будет окислено необходимое количество железа.

Таким образом, анализ морфоструктурного положения комагматичных базальтов и габброидов, геохимические данные и в известной мере данные о составе высокотемпературных газов в этих породах приводят к предположению о существовании самостоятельного типа мантийных источников, связанных с разломной зоной. Эти источники генерируют более обогащенные базальты, чем источники, питающие рифтовые зоны, и отличаются от последних, по-видимому, также и флюидным более окислительным режимом магмогенерации или магмовыведения.

Большая обогащенность этих расплавов литофильными элементами может быть связана либо с составом мантийного субстрата, обогащенного этими элементами, либо с меньшей степенью частичного плавления этого субстрата. Гетерогенность мантии в районе разлома может быть обусловлена подъемом мантийного вещества, отличающегося (в частности по содержанию литофильных элементов) от окружающего субстрата. Подъем границы между мантией и корой в зоне разлома устанавливается по данным МОВ ОГТ.

Ниже при обсуждении вещественного состава ультрабазитов, драгированных в районе разлома Зеленого Мыса, показано, что по хромистости шпинели, магнезиальности и глиноземистости ортопироксена они близки к сильнодеплетированным ультрабазитам района Азорских островов. Этот регион отличается, как известно, широким распространением вулканических продуктов, значительно обогащенных литофильными элементами.

У нас нет критериев, позволяющих уверенно говорить о комагматичности ультрабазитов с габброидами и базальтами. Однако очень широкое распространение сильнодеплетированных ультрабазитов в зоне разлома и развитие в этой же зоне продуктов обогащенных расплавов позволяют предположить, что эти ультрабазиты являются релитовыми образованиями, возникшими при выплавлении из мантийного субстрата обогащенных расплавов. Тогда, очевидно, обогащенность расплавов, генерируемых разломными мантийными источниками, обусловлена низкой степенью частичного плавления мантийного субстрата, а не его неоднородностью. В свою очередь низкая степень частичного плавления мантии может быть следствием либо большой глубины уровня магмогенерации, либо своеобразия флюидного режима процесса частичного плавления. Авторы отдают предпочтение второй точке зрения и считают, что своеобразие флюидного режима, отличающегося от такового для рифтовых магматических источников, вызвано подъемом мантийного вещества в зоне разлома.

В заключение необходимо остановиться на том, что многие данные [63] показывают, что массивы океанических габброидов в отличие от крупных расслоенных интрузий на континенте имеют небольшой размер. Следовательно, долгое остывание расплава

в промежуточной камере в условиях высокой температуры, при котором возможно формирование кумулятивных серий, может возникнуть лишь при повышенном тепловом потоке. Однако габброиды ст. 3-72-Д63 могли сформироваться в виде тела крупных поперечных размеров, поскольку здесь наиболее сильно проявились процессы фракционной кристаллизации. Вероятно, условия для формирования крупных массивов габброидов могут возникнуть в зоне сочленения рифта и разлома.

Ультрабазиты

Ультраосновные породы широко распространены в океанических структурах. Это в основном в различной степени серпентинизированные перидотиты и дуниты с характерными структурами твердопластических деформаций (ультраосновные тектониты). Реже встречаются ультраосновные кумуляты. В Атлантическом океане ультраосновные тектониты описаны в разломах Гиббс, Океанограф, Атлантис, Кейн, Вима, Романш и др. [137, 139, 156]. Встречены они и вне зон разломов в рифтовой долине САХ, а также в скважинах глубоководного бурения [73, 136, 174].

В 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» получен большой объем ультрабазитов из различных частей зоны разлома Зелено Мыса в пределах детально изучавшихся четырех полигонов. В разломе Зеленого Мыса имелась только одна точка, в которой были описаны нацело серпентинизированные гипербазиты с кумулятивными (?) структурами [163].

Подавляющее количество ультраосновных пород поднято драгами и грунтовыми трубками на полигонах IV (драги 22—26, 33, 38—40) и VI (драги 53, 55, 56, 59, 60, 63, 64), расположенных в зонах сочленения соответственно южного и северного сегментов САХ с трансформным разломом (см. рис. 24, 25), меньшее количество — на полигонах III (драги 12, 16, трубка 10) и V (трубка 15) на восточном и западном склонах САХ.

В общем объеме поднятых ультрабазитов основную часть составляют в разной степени серпентинизированные гарцбургиты, которые встречаются во всех без исключения перечисленных драгах и грунтовых трубках, значительно меньшую — шпинелевые лерцолиты (драга 55).

Драгированные ультраосновные породы часто брекчированы, рассланцованы и, судя по степени низкотемпературной тектонической переработки, представляют собой породы зон тектонического меланжа. Ультрабазиты претерпели разную степень серпентинизации. В наиболее свежих породах количество петельчатого хризотила всего 30—40% объема породы, хотя большая часть образцов — это чистые серпентиниты, состоящие из пластинчатого лизардита и бастита. Образцы наименее серпентинизированных перидотитов — это желтовато-коричневые породы, в которых такой цвет сохраняется даже на свежем сколе и резко выделяются крупные (2—6 мм в диаметре) серовато-зеленые зерна ортопироксенов, неравномерно рассеянные в слабосерпентинизированной оливиновой основной массе. Ортопироксены частично замещены темно-серым (почти черным) баститом. Сильносерпентинизированные ультрабазиты окрашены в различные цвета: от темно-зеленовато-синего и темно-серого до черного. Часто они пронизаны светлыми жилками карбонатов и талька.

Характер серпентинизации указывает на существование нескольких этапов преобразования пород, в том числе и с участием высокотемпературных гидротерм с образованием антигорита. Вторичные низкотемпературные изменения включают образование талька, хлорита, тремолита и кальцита. Несмотря на это в большинстве образцов сохраняются как текстурно-структурные особенности первичных пород, так и реликты слагавших их минералов, что позволяет не только реконструировать первичные минеральные ассоциации ультрабазитов, но и проводить изучение их состава с помощью микрозонда.

Минералогический состав и характер деформаций ультрабазитов. Изучение наименее измененных низкотемпературными процессами ультраосновных пород показало, что по структурно-текстурным особенностям, видимым макроскопически, и по микроструктурному строению они четко разделяются на две группы. Первая группа представлена поро-

дами реститового происхождения (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты) — тектонизированными ультрабазитами со структурами, обусловленными интенсивными высокотемпературными пластическими деформациями пород в твердом состоянии. Вторая группа представлена немногочисленными породами магматического генезиса — кумулятивными ультрабазитами (троктолиты, верлиты), в которых следы пластических деформаций отсутствуют.

Характерной чертой пород первой группы является наблюдаемое в них тектонитовое строение, во многом исходное со строением метаморфических пород. Тектонитовое строение выражается в планпараллельном расположении пироксен-хромшпинелевых (в гарцбургитах и лерцолитах) или хромшпинелевых (в дунитах) минеральных сегрегаций, достаточно отчетливо видимых на выветрелой поверхности образцов. Пироксен-хромшпинелевые агрегаты, как правило, имеют форму сжатых трехосных эллипсоидов со средними размерами $2 \times 5 \times 10$ —15 мм, уплощенность которых соответствует минеральной сланцеватости (foliation), а удлинение — минеральной линейности ультраосновных пород. Несколько реже отмечаются линейные минеральные агрегаты без ясно выраженной уплощенности, которые чаще встречаются в дунитах.

Линейно-плоскостные минеральные агрегаты, аналогичные описанным, чрезвычайно широко распространены в породах дунит-гарцбургитового и лерцолитового комплексов офиолитовой ассоциации континентов, где убедительно показано их деформационно-метаморфическое происхождение [47, 60, 144 и др.]. Линейно-плоскостные структуры особенно отчетливо выражены в породах полигонов III и IV. В некоторых из них, кроме того, отмечаются полосчатые текстуры, выраженные вариациями количеств оливина и пироксенов в породах (обр. Д22), что подчеркивает аналогию ультрабазитов океанского дна с породами базальных комплексов офиолитов. Несколько менее отчетливы линейно-плоскостные структуры в породах, драгированных в пределах полигона VI, что связано, по-видимому, с большей глубиной прохождения в них высокотемпературных пластических деформаций. Об этом же свидетельствует и относительно большее количество поднятых здесь шпинелевых лерцолитов, занимающих, как известно, наиболее гипсометрически низкое положение в разрезах океанической коры и верхней мантии.

Как уже отмечалось выше, подавляющий объем ультраосновных пород первой группы представлен серпентинизированными гарцбургитами (85—90%). Менее распространены шпинелевые лерцолиты (5—7%) и дуниты (5—7%).

Первичная минеральная ассоциация гарцбургитов представлена оливином (70—90%), энстатитом (10—25%), диопсидом (1—5%) и хромшпинелидом (1—2%). По микроструктурному строению выделяются две главные разновидности гарцбургитов (грубозернистые и порфирукластические), между которыми наблюдается множество переходных разновидностей. Как правило, среди пород, поднятых в одной точке драгирования, встречаются гарцбургиты обеих разновидностей. Отмечается, однако, что породы с грубозернистой микроструктурой преобладают в драгах, поднятых в пределах полигонов III (драги 12, 16, трубка 15), VI (драги 53, 60, 63, 64); среди пород полигона IV (драги 22—25, 33, 39) наиболее распространены порфирукластические гарцбургиты.

Для грубозернистых гарцбургитов характерна неясно выраженная линейно-плоскостная микроструктура, обусловленная удлинением и уплощенностью зерен оливина и пироксеновых агрегатов. Крупные зерна оливина (до 10 мм), слагающие основной объем породы, нарушены полосами излома (kink bands), границы которых параллельны кристаллографической плоскости (100) и перпендикулярны удлинению зерен. Такие структуры, как известно, формируются во время пластических деформаций путем внутризернового трансляционного скольжения при высоких температурах (более 1000° С) и небольших стрессовых напряжениях [62, 145, 159 и др.]. Крупные (7—10 мм) таблитчатые зерна энстатита, содержащие ламеллы диопсида и нарушенные полосами излома, часто группируются в цепочки, образуя минеральную сланцеватость пород. Мелкие ксеноморфные зерна диопсида и просвечивающего коричневым или красно-корич-

невым цветом хромшпинелида тесно ассоциируют с энстатитом и приурочены к краям его зерен.

В большинстве изученных гарцбургитов первичная грубозернистая микроструктура, сформировавшаяся в процессе высокотемпературных пластических деформаций посредством внутризернового скольжения, частично или полностью переработана более поздними деформациями, сопровождавшимися синтетектонической рекристаллизацией пород и образованием в них порфирокластической структуры. Микроструктуры порфирокластических гарцбургитов характеризуются четко выраженными разнозернистостью и линейно-плоскостной ориентировкой минералов и их агрегатов. Основная масса порфирокластических гарцбургитов сложена мелкозернистым (0,1—0,3 мм) гранобластовым агрегатом оливина, в котором заключены реликты (1—3 мм) крупных зерен оливина, нарушенные полосами излома, параллельными кристаллографической плоскости (100). В некоторых образцах отчетливо видно формирование необластов на месте зерен первичного крупного оливина (5—10 мм), что фиксируется под микроскопом по практически одновременному погасанию новообразованных мелких зерен. При этом отмечается, что синтетектоническая рекристаллизация происходила в основной массе пород путем трансформации субзерновых границ, нарушавших первичные зерна оливина, в межзерновые границы [61].

В погруженных в оливиновый субстрат линейно-плоскостных пироксен-хромшпинелевых агрегатах, сложенных преимущественно мелкими (0,1—0,4 мм) недеформированными зернами энстатита, диопсида и просвечивающего красновато-коричневым цветом ксеноморфного хромшпинелида, часто сохраняются крупные (до 5 мм), в той или иной степени деформированные реликтовые зерна энстатита со структурами распада твердого раствора. Во многих случаях отмечается образование мелкозернистых пироксен-хромшпинелевых агрегатов за счет рекристаллизации первичного крупного энстатита, насыщенного ламеллями диопсида. В некоторых образцах (драги 22—24) хорошо видны все стадии распада твердого раствора энстатит—диопсид, сопровождавшего деформации внутризерновым трансляционным скольжением, и обособления диопсида в самостоятельные зерна во время последующей синтетектонической рекристаллизации: 1) образование тонкой ламеллярной структуры; 2) укрупнение пластинок диопсида за счет очищения прилегающих участков реликтового энстатита; 3) миграция диопсида в зоны концентраций напряжений с образованием неправильных выделений и самостоятельных минеральных индивидов (необластов) на границах излома в пределах первичного зерна; 4) полная индивидуализация диопсида в составе рекристаллизованных мелкозернистых гранобластовых агрегатов. Такая эволюция пироксенов, которая отмечается в ультраосновных породах как океанов [61], так и континентальных офиолитов [47], указывает на то, что высокотемпературные пластические деформации, способствуя распаду метастабильных фаз и появлению в породах новообразованных минералов, провоцируют вещественные преобразования ультрабазитов.

Первичная минеральная ассоциация шпинелевых лерцолитов представлена оливином (70—90%), энстатитом (10—20%), диопсидом (5—10%) и хромшпинелидом (0,5—2%). По микроструктурному строению они в общем схожи с гарцбургитами, отличаясь от них несколько большей распространенностью в породах грубозернистых микроструктур. Однако первичная грубозернистая структура пород, так же как и в гарцбургитах, в той или иной мере нарушена более поздними процессами синтетектонической рекристаллизации. Главным отличием шпинелевых лерцолитов от гарцбургитов является повышенное содержание в породах диопсида, который не только присутствует в виде мелкозернистых агрегатов и ксеноморфных выделений в ассоциации с энстатитом, но и образует самостоятельные крупные зерна таблитчатой формы (до 5 мм), погруженные в оливиновый матрикс. Просвечивающий буровато-коричневым цветом хромшпинелид шпинелевых лерцолитов образует в отличие от гарцбургитов более крупные (до 2 мм) субидiomорфные зерна, ассоциирующие не только с пироксенами, но и с оливином. Часто несколько таких зерен образуют отдельные цепочки, не свя-

занные с пироксеновыми агрегатами, что обуславливает мономинеральную хромшпинелевую линейность пород. В одном из образцов шпинелевых лерцолитов (Д55/1г), драгированных в пределах полигона VI, отмечается небольшое количество плагиоклаза (2—3%), образующего мелкие (0,1—0,3 мм) субидiomорфные зерна. Приуроченность их к мелкозернистым пироксеновым агрегатам позволяет предположить, что они сформировались в результате синтетектонической рекристаллизации на месте обогащенного Са и Al первичного ортопироксена.

Дуниты, состоящие из оливина с небольшой примесью (1—3%) субидiomорфного, просвечивающего красновато-коричневым цветом хромшпинелида (0,2—1,5 мм), являются наиболее грубозернистыми из пород первой группы. Главное место в их структуре занимают уплощенные, нарушенные полосами излома крупные зерна оливина размером 5—10 мм (до 15 мм), испытавшие пластические деформации посредством механизма трансляционного скольжения. Этап синтетектонической рекристаллизации выразился в этих породах менее отчетливо, чем в гарцбургитах и шпинелевых лерцолитах, и проявился в микроструктуре дунитов формированием относительно более крупных необластов (0,3—1 мм) по границам крупных оливинов. Как и в других породах первой группы, в дунитах отмечается минеральная линейность, выраженная цепочками зерен хромшпинелида.

Кроме реститогенных пород первой группы со следами интенсивных высокотемпературных пластических деформаций, которые во многих отношениях аналогичны «тектонизированным ультрабаазитам» базальных комплексов офиолитовой ассоциации [26], в пределах полигона III (драга 16) драгированы сильноизмененные верлиты и троктолиты с четкими кумулятивными структурами. Магматические породы этой группы можно параллелизовать с ультрабаазитами нижних горизонтов габброидного комплекса офиолитов (дунит-верлит-клинопироксеновая переходная зона). Троктолиты, являющиеся наиболее распространенными породами второй группы, состоят из измененного оливина (60—70%), образующего изометричные призматические зерна размером 0,5—3 мм (зачастую — с правильными кристаллографическими очертаниями), замещенного плагиоклаза (25—35%), имеющего интеркумулятивный облик, и ксеноморфного клинопироксена (5—10%). Какие-либо следы высокотемпературных пластических деформаций в этих породах отсутствуют.

Изученные породы Атлантики, представляющие обе группы ультрабаазитов — реститовые и магматические, по микроструктурному строению четко разделяются на две группы: 1) тектонизированные ультрабаазиты со структурами, обусловленными высокотемпературными пластическими деформациями пород в твердом состоянии; 2) кумулятивные ультрабаазиты, в которых следы пластических деформаций отсутствуют.

Деформации пород первой группы, представленные в разной степени деплетированными реститовыми ультрабаазитами, были неодновременными: в структурах шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов и дунитов фиксируются два этапа пластических деформаций. На первом этапе была сформирована линейно-плоскостная грубозернистая структура, которая возникла вследствие внутризернового трансляционного скольжения. Образование этой структуры обусловлено пластическими деформациями при высоких температурах и небольших стрессовых напряжениях [61, 62, 145 и др.], т. е. в условиях, отвечающих режиму стационарной ползучести пород верхней мантии. Деформации второго этапа, осуществлявшиеся посредством механизма синтетектонической рекристаллизации, отразились в частичной или полной перестройке первичной грубозернистой структуры и превращении ее в порфирокластическую. Такие деформации могли происходить в условиях более низких температур и давлений при повышенном стрессе [62] и обусловлены, можно полагать, процессом выведения мантийных масс в нижние горизонты океанической коры. Высокотемпературные деформации, которые ультрабаазиты претерпевали по мере их продвижения к земной поверхности, способствуя перераспределению компонентов породы и выделению их в самостоятельные минеральные фазы, провоцировали дифференциацию верхнемантийного вещества.

Для магматических пород второй группы (верлиты, троктолиты) характерны

Таблица 14
Состав гарцбургитов разлома Зеленого Мыса

Компонент	22/156	22/15г	33/18	55/1а	63/27
SiO ₂	43,60	43,80	38,30	38,90	41,30
TiO ₂	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	1,54	1,27	0,10	0,83	1,02
Fe ₂ O ₃	6,14	5,54	9,65	10,77	8,28
FeO	3,66	3,70	0,21	0,21	0,57
MnO	0,12	0,12	0,12	0,12	0,16
CaO	1,49	1,19	0,22	0,30	0,45
MgO	38,20	39,00	36,90	35,00	35,50
Na ₂ O	0,25	0,25	0,50	0,25	0,30
K ₂ O	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,11	0,06	0,05
H ₂ O ⁻	0,16	0,18	0,42	0,26	0,22
CO ₂	< 0,22	< 0,22	< 0,22	< 0,22	0,44
F	0,01	< 0,01	0,02	0,02	0,03
П. п. п.	4,06	4,10	13,02	12,68	11,52
NiO	0,20	0,20	0,24	—	0,15
Сумма	99,60	99,51	99,90	99,74	99,95
La	0,54	0,57	0,70	—	0,44
Ce	1,1	0,76	0,96	—	0,51
Sm	0,15	0,035	0,11	—	0,075
Eu	0,026	—	0,014	—	0,013
Yb	0,16	0,13	0,12	—	0,068
Lu	0,031	0,023	0,021	—	0,016

Примечание. Силикатные анализы выполнены методом „мокрой“ химии, РЗЭ определены нейтронно-активационным методом в Бронницкий экспедиции ИМГРЭ. Петрогенные окислы в % вес., элементы-примеси в г/т.

Таблица 15
Состав оливинов гарцбургитов разлома Зеленого Мыса, % вес.

Компонент	22/15г		22/17	33/376
SiO ₂	40,64	40,08	39,04	39,38
FeO	7,70	7,62	7,78	7,39
MgO	50,33	50,35	52,53	52,67
Сумма	98,67	98,05	99,05	99,44
Fo	92	92	92	93

Примечание. Анализы выполнены в ИФЗ АН СССР на микрозонде „САМЕВАХ“.

кумулятивные микроструктуры, формирование которых является результатом осаждения оливина из обогащенной этим минералом магмы. Отсутствие в породах следов пластических деформаций свидетельствует об их кристаллизации на относительно высоких уровнях океанской литосферы.

Петро- и геохимический состав ультрабазитов. Было проанализировано пять в различной степени серпентинизированных гарцбургитов. Наиболее свежие породы (потери при прокаливании 4,5%) дают полное представление о первичном составе перидотитов. Они близки большинству тектонических гарцбургитов океанов, содержат небольшое количество Al₂O₃ (1,3—1,5%) и CaO (1,2—1,5%) и очень мало TiO₂, P₂O₅, щелочей (табл. 14). Из сильносерпентинизированных пород, где потери при прокаливании > 11%, вынесено значительное количество CaO 0,5—1% и несколько меньше Al₂O₃. В этих породах существенно смещено соотношение двух- и трехвалентного железа в сторону последнего, хотя содержание суммарного железа практически не изменилось (8,7—11,4%).

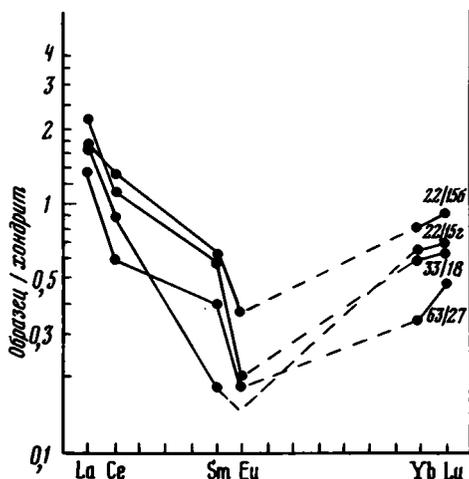


Рис. 50. Распределение РЗЭ в гарцбургитах разлома Зеленого Мыса

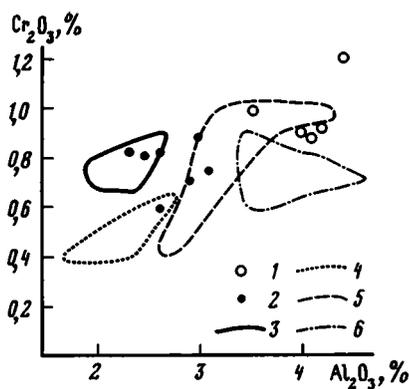


Рис. 51. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ ортопироксенов перидотитов Центральной Атлантики

1, 2 — разлом Зеленого Мыса: 1 — шпинелевые лерцолиты, 2 — гарцбургиты; 3—6 — поля составов: 3 — перидотитов разлома 43° с. ш. [171], 4 — ультраосновных ксенолитов из базанитоидов в районе островов Св. Петра и Павла [174], 5 — перидотитов скв. 395 DSDP [173], 6 — перидотитов разломов Вима и Романш [111]

Распределение РЗЭ в гарцбургитах разлома Зеленого Мыса приведено на рис. 50. Несмотря на то что гарцбургиты взяты из различных частей разлома, в них близкие содержания РЗЭ, дающие на графике субпараллельные V-образные тренды, характерные для реститовых гарцбургитов офиолитовых комплексов и океанов. Различия в степени серпентинизации (п. п. от 4 до 13%) не отразились на кривых РЗЭ. В то же время значения легких РЗЭ крайне высоки (от 0,6 до 2,2 относительно содержания в хондрите), что не может быть объяснено без привлечения процессов метасоматического привноса этих элементов.

Состав минералов ультрабазитов. Для реликтов зерен оливинов в гарцбургитах характерны отсутствие заметной зональности и близкий химический состав. Это существенно магнезиальные минералы Fo_{92-93} , в которых практически не отмечаются Al, Cr, Ti, Ca ($\leq 0,01\%$) (табл. 15). Содержание NiO около 0,4%. Составы оливинов не выходят за пределы таковых в океанических перидотитах и расположены в наиболее магнезиальной их части.

Ортопироксены (энстатиты) были проанализированы как в гарцбургитах, так и в шпинелевых перидотитах. Минералы этих пород значительно различаются по ряду элементов. Для энстатитов гарцбургитов характерны содержания $\text{Wo}_{2,1-4,4}$, $\text{En}_{87,9-91,2}$, $\text{Fs}_{6,9-9,3}$. В них умеренные концентрации Al_2O_3 2,34—3,06% и Cr_2O_3 0,60—0,87%, низкие TiO_2 0,03—0,04% (табл. 16). В энстатитах лерцолитов $\text{Wo}_{1,9-3,9}$, $\text{En}_{85,8-89,7}$, $\text{Fs}_{8,4-10,3}$, высокие содержания Al_2O_3 3,64—4,43%, Cr_2O_3 0,87—1,23%, отмечается TiO_2 0,10—0,14%. Ни в лерцолитах, ни в гарцбургитах нет Na_2O .

По соотношению Al_2O_3 и Cr_2O_3 (рис. 51) энстатиты распадаются на несколько групп. Наиболее отчетливо обособляются пироксены лерцолитов с высокими значениями Al_2O_3 и Cr_2O_3 . Они соответствуют составам перидотитов скв. 395 DSDP. Ряд зерен этой группы несколько (на 0,1—0,15%) обеднен Cr_2O_3 , что, возможно, связано с перераспределением последнего в пределах зерна. Ортопироксены гарцбургитов близки перидотитам 43° с. ш. в Атлантике. Интересно, что в этой группе также отмечается тенденция к уменьшению Cr_2O_3 в ряде минералов, аналогичная рассмотренной для лерцолитов. Несмотря на значительные различия в концентрациях Cr_2O_3

Таблица 16
Состав ортопироксенов перидотитов разлома Зеленого Мыса, % вес.

Компонент	22/15г			22/17		33/376	63/28	55/16			64/116	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	55,23	56,82	55,41	55,15	54,09	55,98	54,89	56,55	56,61	54,47	53,40	53,53
TiO ₂	0,03	0,04	0,05	—	—	—	—	0,14	0,10	—	—	—
Al ₂ O ₃	2,63	2,59	2,34	2,93	3,06	2,43	2,95	3,64	4,03	4,10	4,43	4,18
Cr ₂ O ₃	0,81	0,60	0,83	0,69	0,74	0,79	0,87	0,97	0,90	0,87	1,23	0,90
FeO	5,92	5,65	5,08	5,77	5,51	5,12	5,31	5,78	5,33	6,11	6,45	6,57
MnO	0,09	0,13	—	—	—	—	—	0,13	0,10	—	—	—
MgO	31,73	31,65	33,74	34,74	33,59	33,68	33,11	31,20	31,77	30,59	30,31	32,31
CaO	1,75	1,74	1,54	2,14	2,38	1,08	1,99	1,46	0,93	1,86	1,95	1,35
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—
K ₂ O	0,02	0,05	0,02	—	—	—	—	0,07	0,04	—	—	—
Сумма	98,21	99,27	98,99	101,42	99,37	99,08	99,12	99,04	99,82	99,00	97,77	98,84
Количество ионов в пересчете на 6 (0)												
Si	1,951	1,972	1,926	1,873	1,873	1,945	1,910	1,950	1,947	1,896	1,903	1,874
Ti	0,001	0,001	0,001	—	—	—	—	0,004	0,003	—	—	—
Al	0,109	0,106	0,096	0,117	0,125	0,099	0,121	0,148	0,163	0,168	0,186	0,172
Cr	0,023	0,016	0,023	0,018	0,020	0,022	0,024	0,026	0,025	0,024	0,035	0,025
Fe	0,175	0,164	0,148	0,163	0,159	0,149	0,154	0,167	0,153	0,178	0,192	0,192
Mn	0,003	0,004	—	—	—	—	—	0,004	0,003	—	—	—
Mg	1,671	1,638	1,748	1,754	1,734	1,744	1,717	1,604	1,628	1,665	1,610	0,686
Ca	0,066	0,063	0,057	0,078	0,088	0,040	0,074	0,054	0,034	0,069	0,074	0,051
Na	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—
K	0,000	0,002	0,000	—	—	—	—	0,003	0,002	—	—	—
Fs	9,1	8,8	7,6	8,2	8,0	7,7	7,9	9,1	8,4	9,3	10,3	10,0
En	87,4	87,8	89,5	87,9	87,5	90,2	88,3	87,9	89,7	87,1	85,8	87,4
Wo	3,4	3,4	2,9	3,9	4,4	2,1	3,8	3,0	1,9	3,6	3,9	2,6
$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$	90,5	90,9	92,2	91,5	91,6	92,1	91,7	90,5	91,4	90,4	89,8	89,8

Примечание. 1—7 — гарцбургиты; 8—12 — шпинелевые лердолиты. Анализы 1—3, 8, 9 выполнены в ГИН АН СССР, аналитик Г. В. Карпова, остальные — в ИФЗ АН СССР на микрозонде «САМЕВАХ».

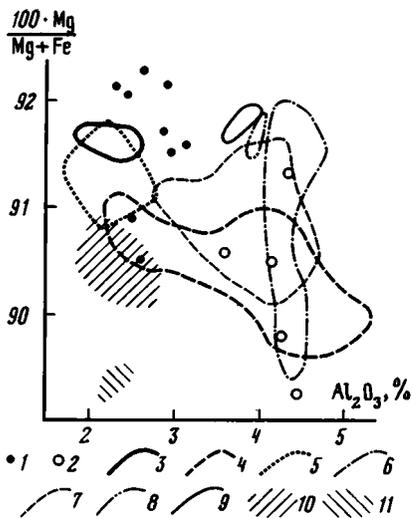


Рис. 52. Диаграмма $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}) - \text{Al}_2\text{O}_3$ ортопироксенов перидотитов Центральной Атлантики

1, 2 — разлом Зеленого Мыса: 1 — гарцбургиты, 2 — шпинелевые лерцолиты; 3—11 — поля составов: 3 — разлом 43° с. ш. [171], 4 — гарцбургиты разлома Кейн, 5 — ультраосновные ксенолиты из базанитоида в районе островов Св. Петра и Павла [174], 6 — шпинелевые лерцолиты разлома Кейн, 7 — шпинелевые лерцолиты разлома Вима, 8 — гарцбургиты разлома Романш, 9 — шпинелевые лерцолиты разлома Атлантис, 10 — плагиоклазовые лерцолиты разлома Романш, 11 — плагиоклазовые лерцолиты скв. 334 DSDP (6—11 — по данным [111])

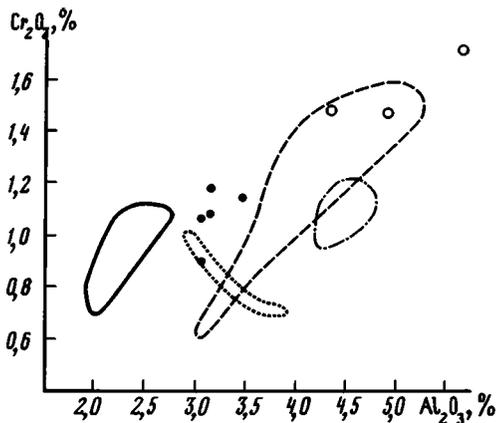


Рис. 53. Диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ клинопироксенов перидотитов Центральной Атлантики
Условные обозначения см. на рис. 51

и Al_2O_3 в лерцолитах и гарцбургитах, отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ и в тех и в других примерно одинаково (3,3 в богатых и 4,4 в обедненных Cr_2O_3). Различно отношение $\text{TiO}_2/\text{Cr}_2\text{O}_3$: 0,04—0,07 в гарцбургитах и 0,1—0,14 в лерцолитах.

По соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ (рис. 52) ортопироксены разлома Зеленого Мыса близки ортопироксенам гарцбургитов района 43° с. ш. в Атлантике, хотя большая часть анализов существенно более магниальна. Ортопироксены шпинелевых лерцолитов хорошо укладываются в область ортопироксенов лерцолитов разлома Кейн. Рассматриваемая диаграмма дает в первую очередь возможность разделить составы, характерные для тектонических и кумулятивных перидотитов. Для последних более характерны низкие значения Al_2O_3 и низкая магниальность. Как видно, основное поле гарцбургитов, несмотря на низкие содержания алюминия, характеризуется высокой магниальностью и лежит вне областей кумулятивных пород. Поля ортопироксенов, гарцбургитов и шпинелевых перидотитов различных структур Атлантического океана часто перекрываются и не несут какой-либо закономерности в распределении компонентов. Особенно это заметно по характеру полей составов ортопироксенов, гарцбургитов разлома Кейн, имеющих очень широкий разброс значений Al_2O_3 .

Клинопироксены (диопсиды) гарцбургитов и шпинелевых лерцолитов разлома Зеленого Мыса также различаются по составу. В диопсидах гарцбургитов $\text{Fs}_{4,1-4,7}$, $\text{En}_{46,1-52,1}$, $\text{Wo}_{43,8-48,6}$, повышенное содержание Al_2O_3 3,11—3,44%, умеренное Cr_2O_3 0,94—1,10%. В диопсидах лерцолитов несколько выше $\text{Fs}_{4,4-5,1}$, $\text{En}_{48,7-53,4}$ и ниже $\text{Wo}_{41,5-46,6}$, хотя большая часть составов из обеих групп перекрывается (табл. 17). Повышенное содержание Al_2O_3 4,43—5,85% и Cr_2O_3 1,47—1,67%. Кроме того, диопсиды лерцолитов существенно обогащены и другими базальтоидными компонентами: TiO_2 0,25—0,28%, Na_2O 0,62—0,71%.

Таблица 17

Состав клинопироксенов перидотитов разлома Зеленого Мыса, % вес.

Компонент	22/15г		40/1г		63/28	64/116	55/16	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,85	51,69	53,67	52,69	53,02	51,02	53,01	53,23
TiO ₂	0,02	—	—	—	—	—	0,25	0,28
Al ₂ O ₃	3,49	3,21	3,11	3,20	3,11	5,85	4,97	4,43
Cr ₂ O ₃	1,12	1,20	0,94	1,07	1,06	1,67	1,47	1,51
FeO	2,61	2,62	2,46	2,75	2,48	3,19	2,68	2,87
MnO	0,08	—	—	—	—	—	0,08	0,09
MgO	17,61	17,32	16,93	15,38	17,71	18,85	17,49	16,54
CaO	21,48	22,06	20,95	22,24	20,71	20,39	21,12	22,01
Na ₂ O	Не обн.	—	—	—	—	—	0,71	0,62
K ₂ O	0,05	—	—	—	—	—	0,01	0,04
Сумма	98,31	98,10	98,06	99,33	98,09	100,97	101,80	101,62

Количество в пересчете на 6 (0)

Si	1,913	1,913	1,991	1,982	1,960	1,825	1,886	1,903
Ti	0,000	—	—	—	—	—	0,007	0,008
Al	0,152	0,140	0,136	0,142	0,136	0,246	0,209	0,187
Cr	0,033	0,035	0,027	0,032	0,031	0,047	0,041	0,043
Fe	0,080	0,081	0,076	0,087	0,077	0,095	0,080	0,086
Mn	0,002	—	—	—	—	—	0,002	0,003
Mg	0,968	0,955	0,936	0,862	0,976	1,005	0,928	0,881
Ca	0,849	0,875	0,833	0,896	0,820	0,781	0,805	0,843
Na	Не обн.	—	—	—	—	—	0,049	0,043
K	0,02	—	—	—	—	—	0,001	0,002
Fs	4,3	4,2	4,1	4,7	4,1	5,1	4,4	4,7
En	51,0	50,0	50,7	46,7	52,1	53,4	51,2	48,7
Wo	44,7	45,8	45,1	48,6	43,8	41,5	44,4	46,6
100 Mg / (Mg + Fe)	92,4	92,2	92,5	90,8	92,7	91,4	92,1	91,1

Примечание. 1—6 — гарцбургиты; 7—8 — шпинелевые лерцолиты. Анализы 1, 7, 8 выполнены в ГИН АН СССР, аналитик Г. В. Карпова, остальные — в ИФЗ АН СССР на микрозонде «САМЕВАХ».

На диаграмме Al₂O₃—Cr₂O₃ (рис. 53) поле клинопироксенов лерцолитов разлома Зеленого Мыса частично совпадает с полем клинопироксенов перидотитов скв. 395 DSDP. Клинопироксены гарцбургитов располагаются в области умеренно деплетированных составов, несколько обогащенных по сравнению с полем перидотитов 43° с. ш. Атлантики. Отношение Al₂O₃/Cr₂O₃ в клинопироксенах гарцбургитов разлома Зеленого Мыса 3,0—3,3, в клинопироксенах лерцолитов — 2,9—3,5. Отношение Na₂O/Cr₂O₃ и TiO₂/Cr₂O₃ в гарцбургитах и лерцолитах не совпадают. В лерцолитах они значительно выше и достигают, соответственно, 0,41—0,48 и 0,17—0,18.

Хромшпинелиды гарцбургитов разлома Зеленого Мыса значительно варьируют по содержанию Al₂O₃ (23,24—34,05%) и Cr₂O₃ (33,51—46,69%), соответственно хромистость 100 Cr/(Cr + Al) составляет 40,0—56,9. Магнезиальность 100 Mg/(Mg + Fe²⁺) находится в узком интервале 64,5—70,3 (табл. 18). Хромистость — хороший индикатор величины деплетирования мантийного материала. При увеличении величины частичного плавления Al₂O₃ уходит в расплав, а Cr и Mg преимущественно концентрируются в остатке. Наблюдается хорошая отрицательная корреляция содержаний Al₂O₃ пироксенов и хромистости сосуществующих шпинелидов. Это говорит о том, что составы минералов отражают первичные высокобарические соотношения и существенно не нарушены перекристаллизацией при низком давлении (в противном случае корреляция была бы обратная).

Шпинелиды шпинелевых лерцолитов разлома Зеленого Мыса более магнезиальные (74—75) и менее хромистые (35—36), чем шпинелиды гарцбургитов, что является

Таблица 18

Состав хромшпинелидов перидотитов разлома Зеленого Мыса, % вес 1.

Компонент	22/15г		22/17		33/15	33/376		63/28	55/16
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,07	0,17	0,06	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,02
TiO ₂	0,4	Не обн.	—	—	—	—	—	—	0,14
Al ₂ O ₃	34,05	33,68	33,06	33,47	24,43	23,24	24,53	23,82	36,29
Cr ₂ O ₃	34,11	33,51	36,84	37,40	43,31	45,82	46,69	41,90	30,17
FeO	14,19	14,83	14,46	14,63	15,72	14,19	14,33	18,80	13,71
MnO	0,22	0,20	—	—	—	—	—	—	0,16
MgO	15,85	15,98	15,84	16,08	15,15	15,29	14,81	14,11	17,23
Сумма	98,53	98,37	100,26	101,61	98,66	98,59	100,40	98,66	97,72
Количество ионов в пересчете на 4 (O)									
Si	0,002	0,005	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
Ti	0,001	Не обн.	—	—	—	—	—	—	0,003
Al	1,169	1,158	1,125	1,124	0,874	0,836	0,868	0,859	1,231
Cr	0,785	0,773	0,841	0,843	1,040	1,105	1,108	1,014	0,686
Fe	0,346	0,362	0,349	0,349	0,399	0,362	0,360	0,481	0,330
Mn	0,005	0,005	—	—	—	—	—	—	0,009
Mg	0,688	0,695	0,682	0,683	0,686	0,695	0,663	0,644	0,739
$\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$	69,6	70,3	68,4	68,4	68,7	69,6	66,4	64,5	74,5
$\frac{100 \text{ Cr}}{\text{Cr} + \text{Al}}$	40,2	40,0	42,8	42,8	54,3	56,9	56,1	54,1	35,8

Примечание. 1—8 — гарцбургиты; 9 — шпинелевый лерцолит. Анализы 1, 2, 9 выполнены в ГИН АН СССР, аналитик Г. В. Карпова, остальные — в ИФЗ АН СССР на микрозонде „САМЕВАХ“.

закономерным отражением меньшей деплетированности лерцолитов. В шпинелидах гарцбургитов очень низкие значения TiO₂ 0,04% в отличие от шпинелевых лерцолитов, где TiO₂ 0,14%, что также напрямую связано с величиной деплетированности.

Необходимо отметить разброс значений хромистости в шпинелидах перидотитов разлома Зеленого Мыса. Эти вариации, возможно, связаны с перераспределением компонентов и уравниванием составов в ходе частичного плавления при разных *P* и *T* при подъеме мантийного материала.

По соотношению хромистости и магнезиальности шпинелиды гарцбургитов и лерцолитов разлома Зеленого Мыса перекрывают поле составов шпинелидов 43° с. ш. Атлантики, разлома Океанограф и ряда скважин DSDP (556, 558, 560). В то же время они резко отличаются от основного поля составов шпинелидов разломов Вима, Романш, Кейн (рис. 54).

Обсуждение результатов. Чтобы выявить положение ультрабазитов разлома Зеленого Мыса в ряду аналогичных пород Центральной Атлантики, воспользуемся диаграммой наиболее показательных соотношений, предложенной П. Мишелем и Э. Бонатти [137]: хромистостью хромшпинелидов, магнезиальностью и содержанием Al₂O₃ в ортопироксенах (рис. 55). Несмотря на некоторый разброс значений, видно различие составов пород района между 34 и 45° с. ш. и районов к северу и югу от него. В районе 34—45° с. ш. хромистость хромшпинелидов и магнезиальность ортопироксенов существенно выше, а содержание Al₂O₃ в ортопироксенах ниже, чем в двух других районах. Кроме того, ни в одной из десяти точек района 34—45° с. ш. не встречены высокоглиноземистые ортопироксены или шпинелиды, и крайне редко установлены диопсиды [137]. Это указывает на существование крупных региональных различий в характере деплетированности верхней мантии. Перидотиты района Азорских островов претерпели примерно на 10—15% большую степень плавления, чем перидотиты к северу и югу от него.

Ультрабазиты разлома Зеленого Мыса по всем рассматриваемым параметрам

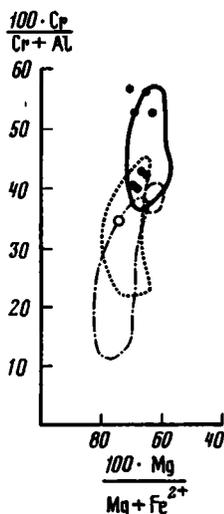


Рис. 54. Диаграмма $100 \cdot Cr / (Cr + Al) - 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+})$ хромшпинелидов перидотитов Центральной Атлантики
Условные обозначения см. на рис. 51

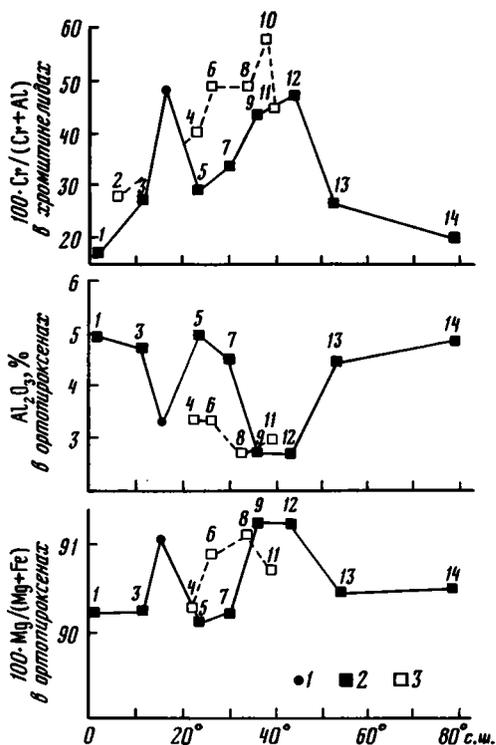


Рис. 55. Зависимость составов минералов перидотитов Атлантики от их широтного положения
1—3 — средние составы перидотитов: 1 — разлома Зеленого Мыса, 2 — зон трансформных разломов, 3 — вне зон разломов. Районы: 1 — разлом Романш, 2 — 6° с. ш. САХ, 3 — разлом Вима, 4 — скв. 395 DSDP, 5 — разлом Кейн, 6 — 26° с. ш. САХ, 7 — разлом Атлантис, 8 — скв. 560 DSDP, 9 — разлом Океанограф, 10 — скв. 558 DSDP, 11 — скв. 556 DSDP, 12 — разлом 43° с. ш., 13 — разлом Гиббс, 14 — разлом 79° с. ш. [137]

близки именно породам этого центрального (34—45° с. ш.) участка, хотя находятся значительно южнее. Как видно из графиков, перидотиты трансформных разломов более деплетированы, чем перидотиты близлежащих участков. Например, перидотиты разлома Кейн гораздо более деплетированы, чем перидотиты к югу от 22° 45' с. ш. (скв. 395) и к северу от 26° с. ш. В то же время для разлома Океанограф это отличие не столь очевидно. Возможно, что явление связано с некоторым уменьшением величины частичного плавления при приближении к зонам некоторых разломов, как следует из анализа состава базальтов [127]. В этом случае ультрабазиты вне зоны разлома Зеленого Мыса могут оказаться еще более деплетированными.

Изложенный материал, позволяет сделать некоторые выводы.

1. Среди ультрабазитов, поднятых в разломе Зеленого Мыса, резко преобладают ультраосновные тектониты, что подтверждается высокой магнезиальностью оливинов и хромшпинелидов, относительно низкими содержаниями Na_2O , Cr_2O_3 , TiO_2 в пироксенах, а также распределением РЗЭ в породах.

2. Выделяются две группы пород (гарцбургиты и шпинелевые лерцолиты) не только по модальному составу, но и по петрохимии всех минералов. Отсутствие промежуточных составов, а также резкое различие в отношениях TiO_2 / Cr_2O_3 , Na_2O / Cr_2O_3 в пироксенах, хромистости в шпинели свидетельствуют о разной истории формирования этих пород (различная степень частичного плавления) либо об изначальном различии в составе верхней мантии. Изученные гарцбургиты по сравнению со шпинелевыми лерцолитами значительно сильнее деплетированы.

3. В шпинелевых лерцолитах и гарцбургитах фиксируются два этапа пластических деформаций. На первом возникла линейно-плоскостная грубозернистая структура в условиях высокой T и небольших стрессовых напряжений, на втором были сформированы порфирокластические структуры в условиях низкой T и повышенного стресса.

4. Впервые в зоне разлома Зеленого Мыса установлены аномально (по сравнению с соседними участками САХ) деплетированные ультрабазиты, сходные по составу с ультрабазитами района Азорской горячей точки. Изученная аномалия связывается с повышенной величиной частичного плавления верхней мантии и территориально совпадает с проявлением базальтов, аномально обогащенных некогерентными элементами.

Метаморфизм пород 3-го слоя

В 3-м рейсе НИС «Николай Страхов» при драгировании в разломной зоне Зеленого Мыса были подняты разнообразные амфиболиты, представленные главным образом метаморфическими производными плутонических пород. В подчиненном количестве здесь наблюдались метадолериты и метадиабазы. Предметом петро-геохимического изучения являлись амфиболиты из пассивной части трансформного разлома в районе его пересечения с рифтовой долиной САХ (драга 33), а также из активной части разлома на западном фланге САХ (драга 63) (рис. 56). В первом случае наряду с амфиболитами были драгированы серпентинизированные гипербазиты (~25%), габброиды и пироксениты ($\leq 25\%$), базальты (25%), во втором — гарцбургиты и лерцолиты (50%), габброиды (25%), базальты и долериты (15%).

Петрография и минеральный состав. Отличительной чертой амфиболитов из драги 33 является их меланократовый облик, обусловленный высоким содержанием в породах темнокрасных фаз, главным образом амфибола. Большинство изученных пород составляют плейчатые роговообманковые сланцы и актинолититы. Признаки первичных магматических структур наблюдаются в этих породах крайне редко. В ряде случаев (обр. 33/4, 33/32а) амфиболиты напоминают метадиабазы. Однако, судя только по структурным особенностям, по-видимому, нельзя однозначно определить первичную природу этих метабазитов. Минеральный состав роговообманковых сланцев и массивных амфиболитов разлома Зеленого Мыса достаточно однороден: роговая обманка, актинолит (встречаются существенно актинолитовые разновидности — актинолититы — обр. 33/33а, б), хлорит, сфен и кальцит. В переменном количестве в породах присутствует плагиоклаз, интенсивно замещенный хлоритом, кальцитом и редко пренитом. Второстепенными фазами являются тальк, серпентин и кварц. Актинолит в некоторых случаях, по-видимому, развивается по паргасит-эденитовой роговой обманке, в других — характеризуется прогрессивными соотношениями с ней, постепенно замещаясь ею.

В некоторых образцах метабазитов обнаружены реликты первичных минералов, представленных клинопироксеном (обр. 33/26а, 31а, г, 32а), оливином (33/31а, г, 32а), ортопироксеном (33/28а), апатитом (33/27а, 30, 33а). Кроме сланцеватых разновидностей, в драге 33 были подняты типичные метагаббро (габбро-амфиболиты) с реликтами офитовой структуры (обр. 33/29а) и метакумуляты со следами кумулятивной структуры (обр. 33/31г). Габбро-амфиболиты сложены роговой обманкой, хлоритом, обильным магнетитом, апатитом и кварцем. В обр. 33/31г роговая обманка и актинолит составляют менее 10% объема породы; остальные метаморфогенные фазы представлены серпентинитом, хлоритом и резко подчиненным пренитом. В этих породах хорошо сохранились реликтовые оливин, плагиоклаз и клинопироксен, количественные соотношения которых позволяют относить породы дометаморфического субстрата к троктолитовым разновидностям кумулятивной серии. Во многих изученных амфиболитах фиксируются признаки катакластического воздействия: изгибание плоскостей спайности в актинолите (обр. 33/31б) или бластез зерен плагиоклаза (обр. 33/29а).

Составы пороодообразующих минералов из амфиболитов драги 33 приведены в табл. 19. Амфибол — наиболее распространенная фаза в изученных породах. Во многих

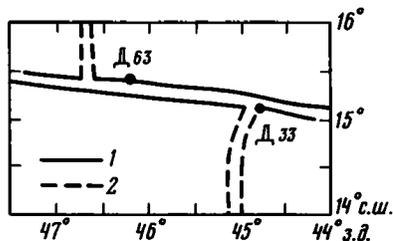


Рис. 56. Местоположение станций драгирования 33 и 63 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»

1 — долина разлома Зеленого Мыса; 2 — рифтовая долина САХ

образцах его содержание составляет 80—90% объема породы. Этот минерал в амфиболитах драги 33 характеризуется двумя группами составов: 1) актинолит — глиноземистый актинолит (Al_2O_3 до 7,5%); 2) роговая обманка паргасит-эденитового ряда (Al_2O_3 до 13,8%). Содержание титана в роговой обманке не обнаруживает положительной корреляции с общей титанистостью вмещающих пород. Вместе с тем увеличение титанистости роговой обманки происходит на фоне возрастания ее глиноземистости и, по-видимому, связано с температурным режимом метаморфизма. Наиболее глиноземистым роговым обманкам свойственны также максимальные содержания Na_2O . Примечательно, что в роговых обманках из амфиболитов разлома Зеленого Мыса фиксируются высокие содержания хлора — до 1,16%. Содержания хлора в роговой обманке коррелируется с ее железистостью (см. табл. 19).

Плагноклаз амфиболитов ст. 3-36-Д33 представлены главным образом реликтами, по составу отвечающими лабрадору—анортиту (см. табл. 19). Зерна первичного магматогенного плагноклаза сильно резорбированы и замещены мелкочешуйчатым агрегатом хлорита, ассоциирующего с кальцитом, реже пренитом. В единственном случае (обр. 33/286) с помощью микрозонда удалось зафиксировать состав плагноклаза (вновь образованного), близкий к андезину (34% Ap). По-видимому, плагноклаз именно такого состава может рассматриваться как равновесный с роговой обманкой, присутствующей в той же породе.

Хлорит широко развит в изученных амфиболитах, а в обр. 33/31в составляет не менее 50% объема породы. В зависимости от типа вмещающей породы хлорит сильно варьирует по железистости. Однако эта зависимость навряд ли задана валовым составом вмещающих пород: наименее железистые хлориты наблюдаются в актинолитах. Вероятно, этот параметр состава хлорита в изученных породах меняется вследствие изменения температурного режима метаморфизма.

Состав реликтового ортопироксена из обр. 33/28а соответствует энстатиту. Относительно высокие содержания CaO в ильмените из актинолитов и роговообманковых сланцев драги 33, возможно, связаны с замещением его криптокристаллическим агрегатом, состоящим из сфена. Апатит в изученных амфиболитах характеризуется умеренным содержанием фтора (1,44—2,22%), содержание хлора в нем варьирует от 0,31 до 2,47%. Корреляции содержаний этих элементов в апатитах из амфиболитов разлома Зеленого Мыса не обнаружено.

Среди изученных метаморфических пород разлома Зеленого Мыса особняком стоят пироксен-гранатовые породы, поднятые в драге 63. По результатам предварительного микроскопического изучения эти породы были идентифицированы как метасоматиты вследствие их специфической криптобластической структуры. Они состоят из клинопироксена, граната и хлорита (обр. 63/17). Обр. 63/20 сложен актинолитом, хлоритом и тальком и по облику напоминает милонитизированные метагипербазиты. Клинопироксен из обр. 63/17 по составу отличается от клинопироксенов из основных и ультраосновных кумулятов офиолитов [149] и расслоенных комплексов III слоя океанической коры [112]. Он характеризуется повышенной кальциевостью и низкими титанистостью и глиноземистостью. По тем же параметрам клинопироксен из обр. 63/17 соответствует пироксенам из родингитизированных основных пород, ассоциирующих в океанической коре и в офиолитах с гипербазитами. Гранат из обр. 63/17 близок по составу к

Таблица 19

Состав породообразующих минералов метаморфических пород разлома Зеленого Мыса, % вес.

Компонент	33/27 а					33/28 б				33/31 г	
	Hb	Act		Hb		Hb				Act	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	48,52	56,11	50,67	45,49	46,21	46,84	48,16	47,66	49,72	46,56	46,05
TiO ₂	1,88	0,25	0,36	2,52	0,76	3,51	3,20	3,54	3,13	0,34	0,32
Al ₂ O ₃	10,37	1,65	5,39	10,68	13,82	11,13	10,04	9,94	8,25	7,26	4,46
FeO*	9,34	11,71	10,73	8,70	8,18	6,61	5,86	5,87	5,70	24,96	32,17
MnO	0,08	0,28	0,17	0,06	0,12	0,04	0,04	0,04	0,10	0,18	0,16
MgO	16,12	16,98	16,43	16,45	16,27	17,02	17,49	17,97	18,47	7,70	2,25
CaO	11,94	12,80	12,57	12,33	12,10	12,25	12,26	11,84	11,62	12,02	11,98
Na ₂ O	3,22	0,66	1,85	3,38	3,57	3,16	2,80	2,92	2,72	1,56	0,60
K ₂ O	0,17	0,02	0,16	0,20	0,10	0,15	0,16	0,14	0,09	0,12	0,13
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,19	0,26	0,24	0,04	—	0,02	0,04	—	0,05
Cl	0,39	0,04	0,12	0,43	0,34	0,26	0,18	0,18	0,13	0,20	0,06
F	0,07	—	0,04	0,06	0,12	—	—	—	—	0,03	0,09
Количество ионов	В пересчете на 24 (O)										
Si	6,72	7,81	7,27	6,46	6,42	6,50	6,68	6,62	6,88	6,98	7,34
Al ^{IV}	1,28	0,19	0,73	1,54	1,58	1,50	1,32	1,38	1,12	1,02	0,66
Al ^{VI}	0,41	0,08	0,18	0,24	0,68	0,32	0,32	0,25	0,22	0,26	0,18
Ti	0,20	0,03	0,04	0,27	0,08	0,37	0,33	0,37	0,33	0,04	0,04
Fe*	1,08	1,36	1,28	1,03	0,95	0,77	0,68	0,68	0,66	3,12	4,28
Mn	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	—	—	0,01	0,02	0,02
Mg	3,33	3,52	3,51	3,48	3,37	3,52	3,61	3,72	3,81	1,72	0,53
Ca	1,77	1,91	1,93	1,87	1,80	1,82	1,82	1,76	1,72	1,93	2,04
Na	0,86	0,18	0,51	0,93	0,96	0,85	0,75	0,79	0,73	0,45	0,19
K	0,03	—	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03

Т а б л и ц а 19 (продолжение)

Компонент	33/31 г		33/30						33/32 а		
	Act	Hb	Hb						Hb		
			12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	45,92	40,41	49,63	48,45	48,22	49,71	49,13	49,70	42,73	44,75	43,53
TiO ₂	0,85	0,63	1,52	2,05	1,96	1,85	2,16	1,85	1,94	1,96	2,18
Al ₂ O ₃	6,98	10,76	8,74	10,11	8,28	9,25	9,10	7,45	12,07	11,70	10,94
FeO*	20,47	27,85	9,47	10,66	9,92	9,80	9,83	8,55	19,22	19,09	18,06
MnO	0,31	0,22	0,09	0,11	0,12	0,13	0,08	0,11	0,21	0,24	0,24
MgO	11,46	7,80	16,99	15,50	16,66	16,58	16,10	17,68	9,43	10,25	10,47
CaO	10,26	7,66	11,78	11,76	11,73	11,90	11,82	12,04	11,44	11,36	11,46
Na ₂ O	1,90	1,19	2,09	2,49	2,31	2,23	2,18	2,08	2,88	2,80	2,66
K ₂ O	0,14	0,11	0,12	0,16	0,12	0,12	0,11	0,07	0,30	0,24	0,25
Cr ₂ O ₃	—	—	0,12	0,02	—	0,03	—	0,01	0,09	0,19	0,07
Cl	0,73	0,16	0,38	0,46	0,30	0,28	0,27	0,19	1,16	0,92	0,44
F	—	0,05	—	0,04	—	—	0,04	—	0,03	0,07	0,15
Количество ионов	В пересчете на 24 (O)										
Si	6,91	6,40	6,92*	6,75	6,84	6,87	6,86	6,98	6,33	6,45	6,44
Al ^{IV}	1,09	1,60	1,08	1,25	1,16	1,13	1,14	1,02	1,67	1,55	1,56
Al ^{VI}	0,15	0,41	0,35	0,41	0,23	0,37	0,36	0,21	0,44	0,44	0,34
Ti	0,10	0,07	0,16	0,21	0,21	0,19	0,23	0,20	0,22	0,21	0,24
Fe*	2,57	3,68	1,10	1,24	1,17	1,13	1,15	1,00	2,38	2,30	2,23
Mn	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03
Mg	2,57	1,84	3,53	3,22	3,52	3,41	3,35	3,70	2,08	2,20	2,31
Ca	1,65	1,76	1,76	1,76	1,78	1,76	1,77	1,81	1,82	1,75	1,81
Na	0,55	0,37	0,56	0,67	0,64	0,60	0,59	0,57	0,83	0,78	0,76
K	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,06	0,04	0,05

Компонент	33/32 а				33/33 а					
	Hb				Act					
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	43,55	42,92	41,29	41,95	55,00	53,25	57,03	53,75	49,43	52,06
TiO ₂	2,04	1,44	1,92	2,03	0,26	0,32	0,09	0,51	0,03	0,57
Al ₂ O ₃	11,50	11,66	10,96	11,23	3,59	3,98	1,27	3,80	4,95	4,75
FeO*	19,14	19,01	19,04	18,17	4,72	4,41	5,32	5,13	8,94	5,15
MnO	0,24	0,25	0,17	0,22	0,13	0,05	0,17	0,13	0,19	0,13
MgO	10,06	9,19	10,07	9,43	21,74	21,54	21,78	20,71	22,25	20,70
CaO	11,64	11,20	11,44	11,44	12,44	12,30	12,00	12,39	9,03	12,13
Na ₂ O	2,76	2,81	2,79	2,72	1,05	1,20	0,43	1,06	0,15	1,38
K ₂ O	0,30	0,25	0,31	0,30	0,04	0,03	0,03	0,05	0,01	0,05
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,01	0,11	—	0,14	0,04	0,03	0,05	0,15
Cl	0,96	0,89	0,96	0,93	0,08	0,06	0,05	0,08	0,01	0,06
F	—	0,06	0,15	0,14	0,32	—	0,10	—	0,04	—
В пересчете на 24 (O)										
Si	6,38	6,44	6,29	6,38	7,55	7,46	7,87	7,51	7,18	7,35
Al ^{IV}	1,62	1,56	1,71	1,62	0,45	0,54	0,13	0,49	0,82	0,65
Al ^{VI}	0,37	0,50	0,25	0,39	0,13	0,12	0,07	0,14	0,03	0,14
Ti	0,22	0,16	0,22	0,23	0,03	0,03	0,01	0,05	—	0,06
Fe*	2,34	2,38	2,42	2,31	0,54	0,52	0,61	0,60	1,08	0,61
Mn	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	2,20	2,05	2,28	2,14	4,45	4,49	4,48	4,31	4,82	4,35
Ca	1,38	1,80	1,87	1,86	1,83	1,85	1,77	1,85	1,41	1,83
Na	0,78	0,82	0,82	0,80	0,28	0,33	0,11	0,29	0,04	0,38
K	0,06	0,05	0,06	0,06	0,01	0,01	0,01	0,01	—	0,01

Таблица 19 (продолжение)

Компонент	33/28a					33/276					33/4	
	Hb					Act		Hb	Act		Hb	Act
	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	47,11	48,72	48,34	48,46	48,16	56,23	51,85	47,93	50,63	51,10	44,46	54,50
TiO ₂	3,21	3,09	1,80	1,84	1,83	0,12	0,35	0,33	0,38	0,40	1,96	1,95
Al ₂ O ₃	11,22	9,73	10,60	10,76	11,56	1,25	5,43	8,30	6,73	5,10	13,05	1,66
FeO*	5,90	6,02	5,40	5,70	5,82	18,63	18,41	19,67	16,64	18,58	9,02	15,71
MnO	0,11	0,09	0,11	—	0,07	0,43	0,40	0,39	0,34	0,35	0,08	0,46
MgO	18,20	17,94	18,18	18,57	18,11	13,06	12,22	11,65	13,01	12,11	15,70	14,27
CaO	12,10	11,88	12,13	12,05	12,29	12,54	11,08	11,03	11,76	11,56	12,06	13,05
Na ₂ O	2,87	2,71	2,81	2,51	2,67	0,43	1,46	2,23	1,89	1,69	3,92	0,21
K ₂ O	0,18	0,17	0,11	0,12	0,12	0,02	0,06	0,06	0,02	0,03	0,13	0,01
Cr ₂ O ₃	—	0,03	0,70	0,61	0,44	0,05	0,02	—	0,05	0,05	0,01	0,01
Cl	0,13	0,14	0,17	0,17	0,14	0,03	0,07	0,04	0,07	0,08	0,16	0,01
F	—	0,06	0,02	—	0,09	0,09	0,07	0,06	—	—	0,02	0,01
В пересчете на 24 (O)												
Si	6,49	6,73	6,71	6,69	6,62	7,88	7,40	6,93	7,20	7,36	6,28	7,65
Al ^{IV}	1,51	1,27	1,29	1,31	1,38	0,12	0,60	1,07	0,80	0,64	1,72	0,28
Al ^{VI}	0,32	0,31	0,45	0,44	0,50	0,09	0,32	0,34	0,33	0,22	0,46	—
Ti	0,33	0,32	0,19	0,19	0,19	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,21	0,21
Fe*	0,68	0,69	0,63	0,66	0,67	2,18	2,19	2,37	1,98	2,23	1,06	1,84
Mn	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,01	0,05
Mg	3,74	3,69	3,76	3,82	3,71	2,73	2,60	2,51	2,76	2,60	3,31	2,98
Ca	1,79	1,76	1,80	1,78	1,81	1,88	1,69	1,71	1,79	1,78	1,83	1,96
Na	0,77	0,73	0,76	0,67	0,71	0,12	0,40	0,62	0,52	0,47	1,07	0,06
K	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	—	0,01	0,01	—	0,01	0,02	—

Компонент	33/4					33/29 а				
	Act				Hb	Act				
	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	51,29	54,16	51,38	54,78	47,62	56,13	52,99	49,94	48,34	46,83
TiO ₂	0,94	0,49	1,78	0,04	2,50	0,12	0,10	0,12	0,24	0,66
Al ₂ O ₃	6,74	4,71	6,55	1,60	8,98	1,50	0,99	5,21	2,95	3,87
FeO*	5,43	4,95	7,32	17,42	8,21	11,56	12,07	10,83	18,08	19,57
MnO	0,11	0,04	0,16	0,40	0,07	0,24	0,24	0,12	0,20	0,31
MgO	20,42	21,24	18,26	12,52	16,09	17,58	17,31	18,70	13,24	11,74
CaO	12,34	12,28	12,23	13,10	12,34	11,96	12,40	10,68	11,16	11,08
Na ₂ O	2,50	2,06	2,58	0,31	3,11	0,36	0,34	1,12	1,68	1,75
K ₂ O	0,09	0,09	0,10	—	0,13	0,04	0,05	0,05	0,08	0,04
Cr ₂ O ₃	0,13	0,12	0,02	0,04	0,50	0,04	0,02	0,02	0,05	—
Cl	0,10	0,08	0,15	0,03	0,22	0,04	0,04	0,03	0,23	0,69
F	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	0,06
В пересчете на 24 (O)										
Si	7,08	7,40	7,11	7,86	6,76	7,86	7,73	7,23	7,73	7,22
Al ^{IV}	0,92	0,60	0,89	0,14	1,24	0,14	0,17	0,77	0,53	0,70
Al ^{VI}	0,18	0,16	0,18	0,13	0,26	0,10	—	0,12	—	—
Ti	0,10	0,05	0,19	—	0,27	0,01	0,01	0,01	0,03	0,08
Fe*	0,63	0,56	0,85	2,09	0,97	1,35	1,47	1,31	2,30	2,52
Mn	0,01	—	0,02	0,05	0,01	0,03	0,03	0,01	0,03	0,04
Mg	4,20	4,32	3,77	2,68	3,40	3,67	3,76	4,03	3,01	2,70
Ca	1,82	1,80	1,81	2,01	1,88	1,79	1,94	1,66	1,82	1,83
Na	0,67	0,55	0,69	0,09	0,86	0,10	0,10	0,31	0,50	0,52
K	0,02	0,01	0,02	—	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01

Компонент	33/32a		33/276			33/286			33/31г		
	PI		PI			PI			PI		
	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77
SiO ₂	15,15	15,95	45,80	47,96	57,49	59,90	60,73	61,31	57,23	54,62	56,35
TiO ₂	-2,00	0,07	—	—	—	0,02	0,04	0,04	—	0,01	—
Al ₂ O ₃	30,89	29,57	37,46	36,03	26,83	27,07	27,29	25,96	29,41	28,50	28,88
FeO*	0,46	0,55	0,48	0,30	1,41	0,14	0,24	—	0,56	0,18	0,23
MnO	—	—	—	—	0,07	—	0,05	0,05	—	0,03	0,02
MgO	0,01	0,01	0,05	—	2,11	—	0,01	—	—	0,01	—
CaO	11,73	11,21	19,74	18,54	4,57	8,93	8,10	7,10	10,25	10,16	9,79
Na ₂ O	4,96	5,48	0,79	1,60	3,49	6,73	7,21	7,57	5,34	5,66	5,32
K ₂ O	0,03	0,03	0,02	0,02	1,36	0,01	0,03	0,02	—	0,04	0,07
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
В пересчете на 8 (O)											
Si	2,38	2,46	2,03	2,12	2,61	2,61	2,62	2,67	2,50	2,48	2,51
Al ^{IV}	1,57	1,53	1,96	1,87	1,44	1,39	1,39	1,33	1,51	1,52	1,52
Al ^{VI}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe*	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,01	0,01	—	0,02	0,01	0,01
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—
Ca	0,54	0,53	0,94	0,88	0,22	0,42	0,37	0,33	0,48	0,49	0,47
Na	0,41	0,47	0,07	0,14	0,31	0,57	0,60	0,64	0,45	0,50	0,46
K	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—
An	56	53	94	88	41	42	38	34	52	50	50

Компонент	63/17				33/28a					33/31r
	CPx				OPx			Ta		Chl
	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97
SiO ₂	56,83	56,16	57,75	56,86	58,44	54,05	54,81	62,73	62,79	25,10
TiO ₂	0,08	0,11	0,14	0,11	0,11	0,05	0,09	0,10	0,06	10,97
Al ₂ O ₃	0,06	0,05	0,72	0,04	0,66	2,11	1,81	0,54	0,43	10,41
FeO*	3,02	2,79	2,60	2,96	9,67	10,38	10,62	1,28	1,57	32,44
MnO	0,11	0,14	0,14	0,16	0,26	0,12	0,18	—	0,06	1,38
MgO	11,69	16,91	16,40	16,59	32,00	31,31	31,30	30,15	30,85	8,38
CaO	26,35	26,49	25,87	25,33	0,39	0,58	0,50	0,07	0,07	0,47
Na ₂ O	0,05	0,04	0,09	0,02	0,02	0,03	0,01	0,19	0,12	0,18
K ₂ O	—	—	—	0,01	—	0,01	—	0,01	0,02	0,51
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,02	0,01	0,09	0,57	0,45	0,05	0,06	0,04
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

В пересчете на 6 (O)

В пересчете на 22 (O) В пересчете на 28 (O)

Si	2,01	2,00	2,02	2,03	1,00	0,97	0,97	8,01	7,96	3,56
Al ^{IV}	—	—	0,03	—	0,01	0,04	0,04	0,08	0,06	1,74
Al ^{VI}	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,17
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,84
Fe*	0,09	0,08	0,08	0,09	0,14	0,15	0,16	0,14	0,17	0,17
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,77
Mg	0,88	0,90	0,85	0,88	0,82	0,83	0,83	5,73	5,83	0,07
Ca	1,00	1,01	0,97	0,97	0,01	0,01	0,01	—	—	0,05
Na	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	0,09
K	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

*Все железо следует рассматривать в формуле Fe₂O₃.

Примечание. Hb — роговая обманка; Act — актинолит; Chl — хлорит; Pl — плагиоклаз; Sf — сфен; Il — ильменит; Gr — гранат; CPx — клинопироксен; OPx — ортопироксен; Ta — тальк. Состав минералов определен в ГЕОХИ АН СССР Н. Н. Кононковой на микрозондовом анализаторе «САМЕВАХ».

андрадиту. Обнаружены также составы, близкие к меланиту, содержание TiO_2 в которых варьирует от 2,12 до 4,13%. Хлорит из клинопироксен-гранатовых пород представлен пеннином ($f=0,11$) и развивается, вероятно, по клинопироксену.

Геохимические особенности метаморфических пород и тренды метаморфизма. Уже при беглой оценке содержания главных элементов (табл. 20) в метаморфических породах разлома Зеленого Мыса можно заметить, что среди них присутствуют две группы: с умеренными и умеренно высокими содержаниями MgO (6—15%) и повышенными, соответствующими ультраосновным составам, MgO (17—30%). В целом, предполагая первично кумулятивную природу изученных амфиболитов, обе группы пород можно отнести к основным и ультраосновным кумулятам расслоенного комплекса. Следует подчеркнуть, что обр. 33/4 и 33/32а, представленные меланократовыми массивными амфиболитами, по петрохимическим признакам могут также рассматриваться как метакумуляты. Наиболее магnezиальным породам соответствуют повышенные содержания хрома и никеля (см. табл. 20). Отличительной чертой ультраосновных пород драги 33 являются высокие содержания в них ванадия и титана. Повышенная титанистость характерна также для пород габброидного типа. Как уже отмечалось, амфиболиты драги 33 практически полностью лишены петрографических признаков, по которым можно было бы судить о первичной природе этих пород. Поэтому к использованию геохимических данных необходимо относиться крайне осторожно, подразумевая возможное влияние процессов метаморфизма на химический состав исходных пород.

Ряд корреляционных диаграмм (рис. 57—59) демонстрирует необычные тренды зависимости между содержаниями FeO^* , Na_2O , CaO и величиной п.п. в % вес. На рис. 58 отчетливо обособляется поле составов ультраосновных пород (правая часть диаграммы), которые характеризуются обычной положительной корреляцией между магnezиальностью и содержанием воды. Вместе с тем неожиданно в породах предположительно габброидного ряда проявилась положительная корреляция между содержанием в породах FeO^* и величиной п. п. (в данном случае эту величину можно рассматривать как относительный показатель содержания в породах H_2O^+). Характерно, что наибольшее содержание H_2O (9,42% при п. п. 9,80%) фиксируется в наиболее железистой породе ($FeO^* = 29,90%$). Эта порода представлена меланократовым метабазитом, состоящим главным образом из хлорита и подчиненного количества актинолита. По составу (см. табл. 20) она соответствует стехиометрии хлорита, который и составляет бóльшую часть ее объема. Ранее А. Мияширо с соавторами [141] обнаружили в зоне пересечения разлома Атлантис с САХ метаморфизованные кумулятивные габбро, ассоциирующие с метабазальтами, метадолеритами и серпентинитами. Степень изменения габбро-кумулятов в этом районе неодинакова; минеральный состав пород: плагиоклаз + авгит + роговая обманка + ильменит. Роговая обманка регрессивно замещается хлоритом, причем первичный плагиоклаз тоже хлоритизируется. В нацело хлоритизированном габбро содержание FeO^* достигает 29,65%, а SiO_2 понижается до 25,40% (сравните с составом обр. 33/31 в табл. 20). Согласно А. Мияширо, габброиды разлома Атлантис были подвергнуты аллохимическому метаморфизму, который сопровождался привнесом железа и выносом кремния, натрия и кальция (см. рис. 57, 59).

Подобного же рода интенсивно хлоритизированные габброиды были обнаружены в 25-м рейсе НИС «ВИМА» (США) на 23° 31,7' с. ш. [141]. По мнению А. Мияширо, эти породы широко распространены в пределах САХ и часто неверно идентифицируются как серпентиниты. Сопоставляя содержания CaO и Na_2O в изученных породах с содержанием в них FeO^* , можно получить тренды изменения составов габбро-амфиболитов разлома Зеленого Мыса, идентичные наблюдаемым для метагаббро разлома Атлантис (см. рис. 57—59). В меньшей степени содержание железа в этих породах коррелируется с глиноземистостью. Приведенные диаграммы демонстрируют различную степень измененности составов габброидов и основных кумулятов разлома Зеленого Мыса. По-видимому, к породам, испытавшим наименьшее изменение исходного состава в ходе метаморфизма, следует относить ультраосновные разности: обр. 33/31а и 33/336 и, может быть, в некоторой степени 33/27а, 33/31г, 33/28а и 33/28б. Учитывая петрогра-

Рис. 57. Тренды метаморфизма габброндов разлома Атлантис [141] и амфиболитов разлома Зеленого Мыса

1 — габбро и метагаббро разлома Атлантис; 2 — амфиболиты из драги 33; 3 — метагипербазит из драги 63; 4 — неизменные габбро-кумуляты скв. 334 [112]. Оконтурыны поля составов неизменных пород

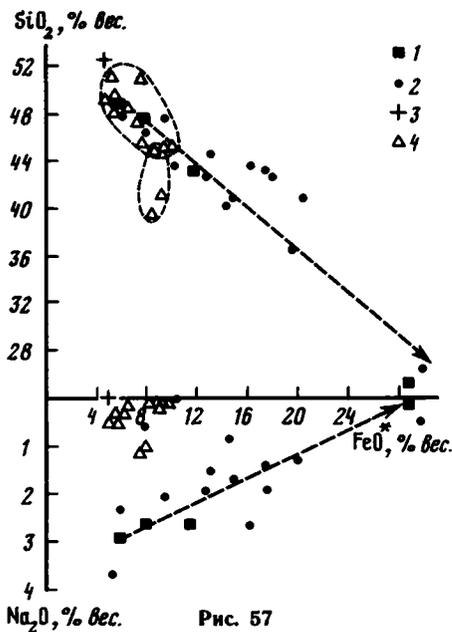


Рис. 57

Рис. 58. Корреляция содержания FeO^* в амфиболитах разлома Зеленого Мыса с величиной п. п. п.

Условные обозначения см. на рис. 57

Рис. 59. Корреляция содержания FeO^* и CaO в амфиболитах разлома Зеленого Мыса

Условные обозначения см. на рис. 57

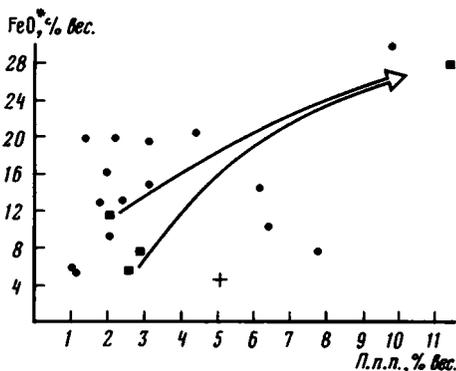


Рис. 58

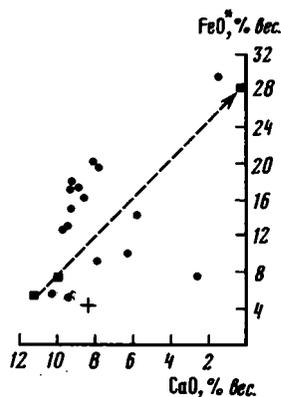


Рис. 59

фические особенности изученных пород и приведенных выше данные, допущенные о кумулятивном происхождении пород протолита следует считать достаточно правдоподобным. Вместе с тем выявление первичных эволюционных трендов дифференциации в нашем случае сильно затруднено вследствие подвижности в ходе метаморфизма таких индикаторных элементов, как кремний, железо и натрий. Именно поэтому тренд вариаций составов изученных пород в традиционных координатах АФМ не соответствует реальному тренду магматической дифференциации, а его идентичность скергардскому тренду оказывается мнимой (рис. 60).

В решении задач выявления первичной природы пород дометаморфического субстрата необходимо использовать данные по содержаниям главных и редких элементов, которые характеризуются инертным поведением в ходе метаморфизма. Из главных элементов в этих целях можно использовать магний. Наши данные, так же как и данные А. Мияширо с коллегами [141], свидетельствуют о том, что в процессе специфического метаморфизма габброндов 3-го слоя океанической коры, основные черты которого были охарактеризованы выше, исходные содержания в породах MgO и TiO_2 в целом

Таблица 20
Состав метаморфических пород разлома Зеленого Мыса

Компоненты	33/3г	33/4	33/26а	33/27а	33/27б	33/28а	33/28б	33/29а
SiO ₂	43,00	44,60	42,68	47,46	40,84	47,61	48,59	36,53
TiO ₂	5,74	1,53	4,58	0,85	2,81	1,93	3,29	4,85
Al ₂ O ₃	12,46	10,42	8,11	8,53	11,53	9,20	13,92	12,29
FeO *	17,61	13,04	17,85	9,26	14,95	5,77	5,21	19,74
MnO	0,36	0,31	0,42	0,17	0,59	0,11	0,23	0,45
MgO	6,96	17,02	12,83	20,35	11,38	20,15	13,92	11,61
CaO	9,10	9,57	9,18	7,96	9,39	10,39	9,49	7,89
Na ₂ O	1,92	1,55	1,44	2,06	1,67	2,31	3,74	1,25
K ₂ O	0,13	0,09	0,16	0,13	0,31	0,10	0,11	0,14
P ₂ O ₅	0,07	0,13	0,06	0,07	1,45	0,06	0,19	1,88
П. п. п.	1,40	2,45	2,20	2,05	3,15	1,10	1,20	3,15
Сумма	98,76	100,78	99,55	98,89	98,11	99,19	99,92	98,99
Cr	—	395	145	1006	196	2676	168	79,
V	—	340	1541	255	279	388	368	649
Co	—	213	269	161	208	95	74	418
Ni	—	587	235	553	163	804	671	722
Cu	—	30	—	—	—	60	60	—
Zn	—	17	—	—	127	—	—	—
Sr	—	—	—	—	—	—	243	—
Rb	—	—	—	13	—	20	25	—
Zr	26 **	28	21 **	30**(42)	20 **(10)	42 **(62)	52 **(81)	42 **(7)
Nb	<4,6 **	<4,6 **	<4,6 **	<4,6 **	<4,6 **	<4,6 **	<4,6 **	<4,6 **
Ba	—	40	320	—	300	30	180	310
Y	13 **	30 **	11 **	38 **	32 **	27 **	40 **	36 **
Sc	43 **	28 **	40 **	15 **	13 **	17 **	43 **	17 **

33/30	33/31a	33/31б	33/31в	33/31г	33/32a	33/33б	63/20
42,68	46,29	40,89	26,64	40,17	43,58	43,52	52,52
5,36	0,39	2,10	5,50	3,32	4,16	0,51	0,09
10,41	4,02	10,17	16,60	7,87	12,91	8,27	3,86
12,77	7,76	20,42	29,90	14,36	16,29	10,18	4,67
0,34	0,15	0,49	0,66	0,31	0,40	0,15	0,18
15,69	29,40	12,31	8,90	19,75	7,54	23,95	24,35
9,81	2,70	8,04	1,55	5,80	8,67	6,26	8,48
1,98	0,64	0,38	0,50	0,85	2,65		0,01
0,14	0,13	0,07	0,09	0,10	0,16	0,04	0,03
0,19	0,07	0,73	0,03	0,08	1,42	0,37	0,06
1,80	7,80	4,40	9,77	6,20	2,00	6,40	5,10
101,18	99,61	100	100,43	98,90	99,79	99,70	99,42
93	1474	33	—	598	87	279	357
816	111	474	—	759	447	130	63
179	225	363	—	245	208	254	79
547	1396	165	—	488	77	2238	570
—	40	120	—	130	—	—	40
—	30	6	—	220	52	—	228
—	—	—	—	—	—	—	—
—	32	—	—	2	—	13	31
33**(18)	45**(70)	24**	29**	23**(15)	(17)	16**(31)	11**(54)
<4,6**	<4,6**	<4,6**	<4,6**	<4,6**	—	<4,6**	<4,6**
340	—	140	—	230	320	—	—
18	**64**	38**	22**	15**	—	12**	5,5**
19**	17**	40**	28**	24**	—	~8***	7**

** Определены спектральным атомно-эмиссионным методом в ГЕОХИ АН СССР Ж. М. Гриневской.

Примечание. Содержания главных и редких элементов (кроме **) определены рентгено-флуорисцентным методом в ГЕОХИ АН СССР Т. В. Ромашовой. Петрогенные окислы в % вес., элементы-примеси в г/т.

* Все железо определено как FeO.

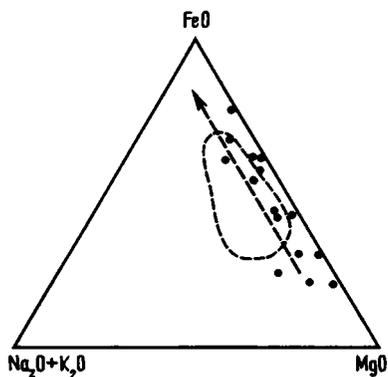


Рис. 60. Составы амфиболитов разлома Зеленого Мыса в координатах АФМ
Стрелкой намечен скергардский тренд. Оконтурено поле составов океанических метагаббро

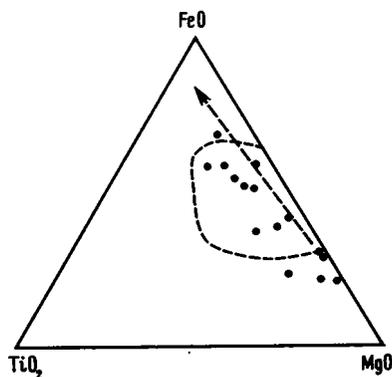


Рис. 61. Сравнение составов амфиболитов разлома Зеленого Мыса с составами океанических метагаббро (окоптуренное поле) в координатах MgO—FeO—TiO₂
Стрелкой намечен скергардский тренд

не претерпевают изменений. Таким образом, общее содержание MgO в метаморфитах разлома Зеленого Мыса может рассматриваться как отвечающее исходным составам. Благодаря этому, а также вследствие указанной выше неизменности составов ультраосновных пород драги 33 при метаморфизме поля их составов отчетливо обособляются на треугольниках АФМ и MgO—FeO—TiO₂ (рис. 60, 61), причем в первом случае они соответствуют полю составов ультраосновных кумулятов и частично (обр. 33/31а) метаморфических мантийных перidotитов. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в координатах MgO—FeO—TiO₂ составы метабазитов разлома Зеленого Мыса обнаруживают систематическое отклонение в более высокотитанистую область по сравнению со многими другими метагаббро САХ и приближаются к составам высокотитанистых габброидных кумулятов разлома Кейн, которые рассматриваются А. Мияширо с соавторами как продукты позднего этапа фракционирования толентовой магмы [140]. Некоторые, предположительно ультраосновные, кумуляты также характеризуются высокими содержаниями TiO₂ (обр. 33/28а, 33/31г).

В настоящее время все существующие данные по геохимическим особенностям метабазитов и в меньшей степени метагипербазитов океанической коры свидетельствуют в пользу представления об инертном поведении в процессе метаморфизма большей части редких элементов, в частности редких металлов. Как указывалось выше, метаморфические породы разлома Зеленого Мыса представлены главным образом меланократовыми разностями. Естественно допустить подчиненную роль в породах дометаморфического субстрата плагиоклаза (реликты основного плагиоклаза фиксируются в обр. 33/27б, 28б, 29а, 31г, 32а). Вместе с тем, учитывая избирательную способность к концентрированию хрома, никеля и ванадия в главных породообразующих темноцветных минералах основных и ультраосновных кумулятов, можно использовать содержания этих элементов в породе для качественной оценки ее минерального типа. По классификации Д. Малпаса и Р. Стивенса [135], основанной на содержаниях в породе хрома и никеля, главная часть изученных амфиболитов соответствует полю составов разнообразных кумулятивных пород, расслоенных интрузий; вместе с тем состав метагипербазита, представленного обр. 33/31а, соответствует полю составов альпинотипных перidotитов, к которому тяготеет также состав ультраосновной породы, представленной обр. 33/33б.

В целом в изученных породах наблюдается положительная корреляция между содержаниями магния и хрома, проявленная в различных образцах по-разному, что связано, вероятно, с количественным соотношением породообразующих минералов

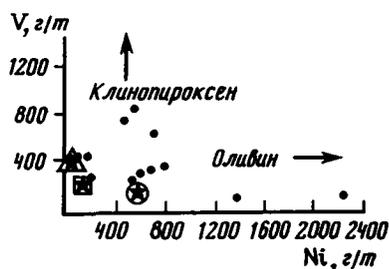
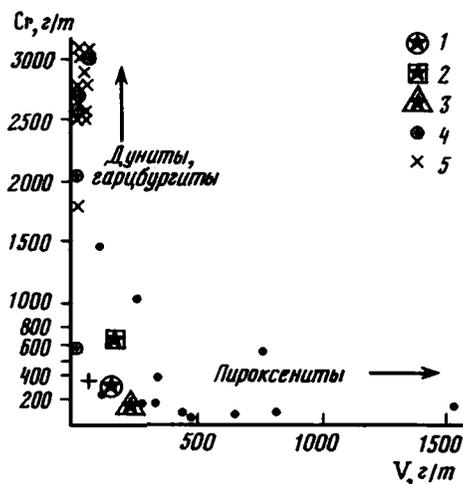


Рис. 62. Сопоставление содержаний V и Cr в амфиболитах разлома Зеленого Мыса с содержаниями этих элементов

В кумулятивных породах скергардской интрузии: 1 — пикриты, 2 — оливиновое габбро, 3 — безоливиновое габбро; в гипербазитах офиолитового комплекса Семаил [74]: 4 — дуниты, 5 — гарцбургиты

Рис. 63. Содержания Ni и V в амфиболитах разлома Зеленого Мыса

Условные обозначения см. на рис. 57, 62

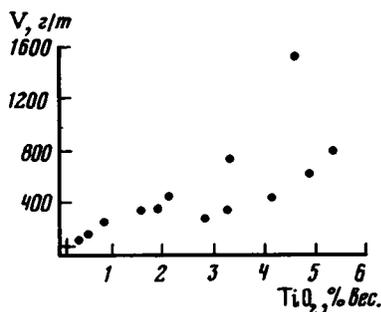


Рис. 64. Содержания Ti и V в амфиболитах разлома Зеленого Мыса

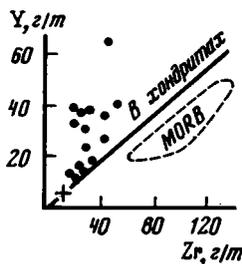


Рис. 65. Содержания Y и Zr в амфиболитах разлома Зеленого Мыса

Линия Zr / Y для хондритов и поле составов MORB приведены по [27]

(главным образом оливина и пироксенов) в исходных породах. Именно величиной соотношения содержаний оливина и пироксенов (как моноклинного, так и ромбического) в породах протолита, вероятно, объясняется распределение в метаморфитах разлома Зеленого Мыса хрома и ванадия (рис. 62). На рис. 62 приведены также составы дунитов и гарцбургитов офиолитового комплекса Семаил и составы исходной магмы и двух типов кумулятов Скергардской интрузии по [74]. Характерно, что в координатах Ni—V (рис. 63) составы соответствующих пород располагаются таким же образом, как и в координатах V—Cr (см. рис. 62). Содержания титана и ванадия в метаморфитах драги 33 характеризуются положительной корреляцией (рис. 64). Как известно, в ходе фракционной кристаллизации силикатной фазой, концентрирующей эти элементы, является главным образом пироксен (вклад в этот процесс основного плагиоклаза в нашем случае можно игнорировать). Состав, отвечающий обр. 33/26а (рис. 62, 63), может соответствовать составам пироксенитов или плагиоклаз-пироксеновых кумулятов. В то же время составы некоторых других изученных пород,

Таблица 21

Содержание РЗЭ в метаморфических породах разлома Зеленого Мыса, г / т

Компонент	33/26а	33/27а	33/27б	33/28а	33/28б	33/29а	33/30
La	1,6	2,8	5,7	5,7	6,0	3,0	5,6
Ce	3,9	9,4	31	14,8	15,6	~30	13
Pr	0,56	1,4	4,0	2,0	2,2	5,8	1,7
Nd	3,0	7,0	18,9	10,5	11,8	29	8,3
Sm	1,0	2,3	5,7	3,3	3,9	8,7	2,5
Eu	0,36	0,45	1,6	1,1	0,87	0,97	0,85
Gd	1,5	3,5	5,2	4,3	5,8	8,7	3,5
Tb	0,24	0,60	0,72	0,72	0,92	1,4	0,57
Dy	1,5	3,8	4,5	4,5	5,7	8,4	3,5
Ho	0,35	0,90	0,99	0,99	1,3	0,80	1,80
Er	1,0	2,7	2,9	2,9	3,7	5,1	2,3
Tu	0,16	0,41	0,42	0,44	0,54	0,73	0,35
Yb	0,95	2,5	2,4	2,6	3,0	4,3	2,0
Lu	0,14	0,46	0,40	0,44	0,49	0,67	0,34
Σ РЗЭ	16,16	38,22	84,43	54,24	61,82	135,57	45,31
(La / Yb) _N	0,95	0,63	1,35	1,24	1,13	3,95	1,59
(La / Sm) _N	1,12	0,85	0,70	1,21	1,08	2,41	1,57

Компонент	33/31 а	33/31 б	33/31 в	33/31 г	33/32 а	33/33 б	33/4	63/20
La	1,7	9,8	3,8	1,3	6,3	7,1	6,8	~0,3
Ce	11,9	27	12	5,5	19,5	23,4	22	11,7
Pr	1,5	3,3	1,7	0,81	2,9	3,5	3,2	1,6
Nd	7,7	15,9	8,3	4,1	14,1	17,1	16,0	7,2
Sm	2,2	4,2	2,5	1,3	4,7	5,5	4,2	2,2
Eu	0,44	0,43	0,21	0,30	0,65	0,35	0,64	0,28
Gd	3,2	5,8	4,0	1,9	5,8	5,9	5,2	2,5
Tb	0,50	1,0	0,67	0,19	0,96	0,92	0,81	0,41
Dy	3,2	6,1	4,2	1,9	6,0	5,4	5,1	4,7
Ho	0,73	1,4	0,98	0,42	1,4	1,2	1,2	1,0
Er	2,2	4,1	3,1	1,1	3,9	3,4	3,3	2,9
Tu	0,32	0,63	0,46	0,18	0,80	0,49	0,51	0,43
Yb	1,8	3,9	2,8	1,0	3,2	2,7	2,8	1,1
Lu	0,30	0,56	0,45	0,14	0,48	0,44	0,45	0,13
Σ РЗЭ	37,69	84,12	45,17	20,14	70,69	77,40	72,21	36,45
(La / Yb) _N	0,53	1,42	0,77	0,74	1,12	1,49	1,38	0,15
(La / Sm) _N	0,54	1,63	1,06	0,70	0,94	0,90	1,13	0,10

Примечание. РЗЭ определены нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ АН СССР Г. М. Колесовым.

вероятно, близки составам дунитов, гарцбургитов и троктолитовых габброидов. В целом преобладающим типом исходных пород, по-видимому, были существенно пироксеновые разновидности.

Содержания циркония в метаморфитах разлома Зеленого Мыса в одних случаях коррелируются с содержаниями хрома (в основном в ряду предполагаемых ультраосновных кумулятов), в других при постоянном содержании хрома (<200 г/т) возрастают от 20 до 52 г/т. Единственный обр. 33/28а ультраосновной породы обнаружил высокое содержание циркония на фоне очень высокого содержания хрома. Возможно, исходная порода в этом случае состояла из оливина, ортопироксена (его реликты обнаружены) и хромшпинели или хромита. На диаграмме Y—Zr (рис. 65) составы изученных пород расположены выше линии содержания этих элементов в хондритах, что коренным образом отличает их от составов базальтов срединно-океанических хребтов (MORB).

Таким образом, геохимические данные свидетельствуют в пользу представления

о том, что среди метаморфитов разлома Зеленого Мыса присутствуют в основном метаморфические производные пород 3-го слоя: габброидов и ультраосновных кумулятов. Специфической чертой метаморфических пород разлома и прежде всего ультраосновных их разновидностей является высокое содержание в них РЗЭ (табл. 21). Породы предположительно габброидного ряда по величине Σ РЗЭ можно подразделить на три группы: 1) с величиной Σ РЗЭ, меньшей таковой для интервала составов MORB (обр. 33/26а, 33/31г); 2) с величиной Σ РЗЭ, близкой к таковой для MORB (обр. 33/4, 27б, 28б, 30, 31б, в, 32а), — большая часть пород в этой группе характеризуется значением отношения $(La/Yb)_N > 1$; 3) единственный обр. 33/29а метагаббро с величиной Σ РЗЭ, превышающей величину этого параметра для MORB; для этого образца значение $(La/Yb)_N = 3,95$ (табл. 21, рис. 66).

Для всех ультраосновных пород (содержание MgO 20—29%) значения Σ РЗЭ существенно превосходят таковые для альпийских перидотитов [107] и перидотитов 3-го слоя океанической коры [107]. По величине Σ РЗЭ ультраосновные породы разлома Зеленого Мыса сопоставимы лишь с одной группой океанических гипербазитов — ультраосновными породами скал Святого Павла. Одинаковые с ними величины Σ РЗЭ обнаруживают также ультраосновные породы из глубинных включений в щелочных базальтах [107]. По соотношению параметров $(Ce/Yb)_N - (Ce)_N$ изученные породы тяготеют к составам производных магматизма аномальных участков САХ или Гавайско-Императорской цепи (Тихий океан) [21]. Большие сложности возникают при попытке интерпретации данных по содержанию РЗЭ в целях выявления генетических связей между породами дометаморфического субстрата. Ранее было показано, что абсолютные содержания РЗЭ в ходе среднетемпературного метаморфизма не претерпевают существенных изменений [48, 118]. Поэтому эти элементы можно использовать в качестве индикаторов первичной природы метаморфических пород соответствующих ступеней метаморфизма.

Противоречия в геохимических данных по метаморфитам разлома Зеленого Мыса заключаются в следующем. Наименее магниальная порода (обр. 33/26а) характеризуется наименьшими значениями Σ РЗЭ, однако резкое обогащение лантаном обнаруживает умеренно магниальное метагаббро (обр. 33/29а). В целом для всех изученных метаморфитов характерны высокие значения Σ РЗЭ. Этим породы габброидного ряда и метагипербазиты разлома Зеленого Мыса отличаются от пород кумулятивных серий океанической коры [99] и офиолитовых комплексов [150]. Отмеченное во многих образцах обогащение лантаном не может быть объяснено воздействием на исходные породы процесса метаморфизма. Красноречиво подтверждает это предположение спектр содержаний РЗЭ в породе, представленной обр. 33/26а, которая испытала полное структурное и минералогическое перерождение и тем не менее характеризуется наиболее примитивным распределением РЗЭ. По-видимому, при допущении того, что родоначальная для всех разновидностей изученных пород магма была близкой по составу к исходной для MORB, любая попытка объяснить происхождение пород дометаморфического субстрата разлома Зеленого Мыса с позиций кристаллизационной дифференциации обречена на неудачу.

В этой связи полезно провести сравнение содержаний РЗЭ в метаморфитах разлома Зеленого Мыса с содержаниями РЗЭ в предполагаемых родоначальных для MORB расплавах. Были использованы данные А. В. Соболева с соавторами, приведенные для расплавов, генерирующих базальты TOP_1 (плавление в условиях шпинелевой фации глубинности верхней мантии) и TOP_2 (плавление в условиях плагиоклазовой фации глубинности) [50]. Очевидно, что среди изученных пород две (обр. 33/26а, 33/31г) могут относиться к реститовым образованиям, связанным с частичным (до 5%) плавлением в источнике, продуцирующем толеитовые расплавы (см. рис. 66). Обр. 33/31г при этом может представлять собой дифференциат расплава, родоначального как для TOP_1 , так и для TOP_2 , в то время как обр. 33/26а по этой схеме должен рассматриваться как продукт фракционной кристаллизации расплава, образующего TOP_2 . Обр. 33/31в и 33/27б, возможно, соответствуют дифференциатам отделившихся от

источника расплавов MORB. В этом случае обр. 33/31в представлен породой (ниже и ранее подразумеваются породы протолита), являющейся фракционатором расплава, родоначального или для TOP_1 , или для TOP_2 , а обр. 33/276 — только для TOP_1 . При допущении образования пород, представленных обр. 33/276 и 33/32а, за счет фракционирования толеитового расплава обогащение их лантаном, возможно, связано с высокобарической дифференциацией магмы на фоне кристаллизации клинопироксена [91].

Наибольшие трудности вызывает интерпретация геохимических данных, касающихся пород ультраосновного состава. Для всех амфиболитов этого типа, как отмечалось выше, характерны необычно высокие значения параметра $\Sigma P3Э$. Причем закономерная связь между магнезиальностью пород и величиной $\Sigma P3Э$ в ряду этих метаморфитов отсутствует. В этом контексте необходимо подчеркнуть, что в высокомагнезиальных метакумулятах драги 33, как отмечалось выше, присутствует реликтовый апатит — минерал, практически не встречающийся в ультраосновных производных магм нормальной щелочности. Можно выделить последовательность составов: 33/31а — 33/27а — 33/28а — 33/28б, в которых $\Sigma P3Э$ закономерно возрастает по мере уменьшения содержания MgO от 29,40 до 13,92%. Для спектров содержаний $P3Э$ в этих породах, нормализованных к составу хондрита, характерен четко выраженный европиевый минимум. Таким образом, дифференциация в магматической камере, приведшая к образованию этих кумулятов, происходила в условиях удаления плагиоклазсодержащих фракций расплава. Совершенно очевидно, что эта группа пород не могла быть образована из расплава, родоначального для MORB (см. рис. 66). Ультраосновная порода, представленная обр. 33/33б, при содержании в ней $MgO = 23,95\%$ характеризуется очень высокой суммой $P3Э$ (77,40 г/т) и явно не относится к выделенной выше группе пород, хотя по морфологическим признакам ее спектр нормализованных содержаний $P3Э$ близок к спектрам обр. 33/31а, 27а, 28б. Возможно, эта ультраосновная порода в генетическом отношении связана с породами, представленными обр. 33/31б и 33/29а, и образует с ними единую дифференцированную серию. Магма, из которой были образованы породы дометаморфического субстрата, также не соответствовала по составу расплавам, формирующим толенты срединно-океанических хребтов.

Трудно судить о конкретном составе расплава, из которого были образованы две последние группы кумулятивных пород. Однако, оперируя геохимическими данными, можно предполагать, что он был близок по составу к основным—ультраосновным щелочным расплавам, резко деплетированным в отношении плагиоклазовой составляющей. На щелочной характер рассмотренной серии пород указывает также присутствие в предполагаемых ультраосновных кумулятах апатита. На рис. 66 приведен спектр содержаний $P3Э$, нормализованных к хондриту, для расплава, из которого получены магматические серии, включающие субщелочные базальты (в данном случае океанитовая серия о. Реюньон) [50]. Расплав близкого состава или напоминающий магматические расплавы, рассмотренные А. Ирвингом [119], мог бы продуцировать кумулятивные породы с геохимическими характеристиками, которые наблюдаются в метаморфитах разлома Зеленого Мыса.

Ультраосновные породы из драги 63 (активная часть разлома Зеленого Мыса) близки по величине $\Sigma P3Э$ к наиболее магнезиальным породам драги 33 и, таким образом, также обнаруживают аномальное обогащение $P3Э$ по сравнению с обычными океаническими гипербазитами. Обращает на себя внимание специфический абрис спектра содержаний $P3Э$, нормализованных к хондриту, для этих пород: резко выраженный лантановый минимум и отрицательная аномалия в районе $TP3Э$ (Yb и Lu). По минеральному составу породы драги 63 или соответствуют океаническим родингитам и сложены клинопироксеном, гранатом и хлоритом (обр. 63/17), или близки к ассоциирующим с родингитами метагипербазитам и состоят из роговой обманки, клинопироксена и хлорита (обр. 63/20). К сожалению, обр. 63/17 не был охарактеризован в геохимическом отношении. Все приведенные в работе геохимические данные относятся к метагипербазитам, представленным обр. 63/20. Эти породы отличаются от обычных

гипербазитов 3-го слоя океанической коры значительно более высокими содержаниями SiO_2 и CaO .

Как известно, образование родингитов связывают с метасоматическим перерождением габброидов, интрузирующих ультраосновные породы, что связано с интенсивным привнесом в габбро кальция и воды на фоне выноса кремнезема и щелочей. Обычными для родингитов фазами являются клинопироксен, гидрогранат, амфибол, хлорит, пренит и эпидот. Вероятно, обр. 63/17 представлен родингитизированной интрузивной породой основного состава, а обр. 63/20 — ассоциирующими с этими родингитами метагипербазитами. Процесс родингитизации базитовых даек в телах альпинотипных перидотитов был детально изучен в районе Линдес, Западная Норвегия [69]. В контексте настоящего исследования особый интерес представляют данные [69] о метасоматической зональности, наблюдаемой во вмещающих тела родингитов гипербазитах. Они свидетельствуют о том, что на контакте с родингитами и с удалением от него во вмещающих серпентинитах последовательно наблюдаются следующие зоны: хлоритовая, тремолитовая и собственно серпентинитовая.

По химическому составу породы из тремолитовой зоны очень напоминают породы, представленные обр. 63/20: SiO_2 53,85%, FeO 4,31%, MgO 23,38%, CaO 11,48%, Na_2O 0,06%, K_2O 0,02% [69]. По схеме [69] в ультраосновные породы привносятся кремний и кальций, а в основные — магний, кальций и, возможно, титан. При этом из основных пород, по которым и образуются родингиты, выносятся кремний, алюминий и щелочи. Учитывая данные по содержанию редких металлов в ультраосновных породах драги 63, а также данные о подвижности главных элементов в процессе родингитизации, приведенные выше, можно предполагать, что первичные ультраосновные породы были представлены верлитами или оливиновыми пироксенитами. Аномально высокие содержания РЗЭ в этих породах вряд ли могут быть обусловлены процессами изменения исходных пород.

По соображениям, высказанным выше, высокие значения величины $\Sigma\text{РЗЭ}$, наблюдаемые в метагипербазитах драги 63 соответствуют, скорее всего, таковым для пород протолита. Возможно, образование амфибола в этих породах привело к усилению лантановой отрицательной аномалии; то же, по-видимому, можно сказать о европиевом минимуме. Подводя итоги, можно предположить, что гипербазиты драги 63 имеют кумулятивную природу и, так же как и ультраосновные кумуляты драги 33, были образованы из расплава, отличающегося по составу от родоначального для MORB. Состав ассоциирующихся с гипербазитами клинопироксен-гранатовых пород (обр. 63/17), к сожалению, не был проанализирован. Вместе с тем по минеральному составу они соответствуют типичным родингитам. Не имея данных по составу этих пород, тяжело судить о типе дометаморфического субстрата. В этих целях можно, как будет показано ниже, использовать особенности составов породообразующих минералов.

Р—Т-условия и флюидный режим метаморфизма. Главным породообразующим минералом в метабазитах и метагипербазитах разлома Зеленого Мыса является амфибол. В изученных породах присутствуют как актинолит, так и роговая обманка паргасит-эденитового ряда. Особенности колебаний состава амфибола в метабазитах в зависимости от внешних условий могут быть использованы в качестве индикатора термодинамического режима метаморфизма. Эта задача упрощается в связи с определением в одном из образцов (33/28б) состава плагиоклаза, находящегося, по-видимому, в равновесии с роговой обманкой из той же породы (см. табл. 19). В целях определения *Р—Т-условий* метаморфизма метабазитов разлома Зеленого Мыса (драга 33) был использован экспериментальный плагиоклаз-амфиболовый геотермобарометр [40]. При этом учитывались наиболее глиноземистый состав роговой обманки ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,13\%$, или 1,82 ф. ед. Al) и наименее кальциевый состав плагиоклаза ($\text{Ca}_{\text{мол. дол}} = 0,34$). С помощью этих составов, принятых за равновесные, определены следующие параметры метаморфизма: $T \approx 550^\circ \text{C}$, $P \approx 4\text{—}6$ кбар. К сожалению, в других образцах амфиболитов не удалось определить ни одного состава метаморфогенного плагиоклаза; составы, измеренные в обр. 33/32а, 27б, 31г, соответствуют первичным и лабрадор-анортитовому ряду.

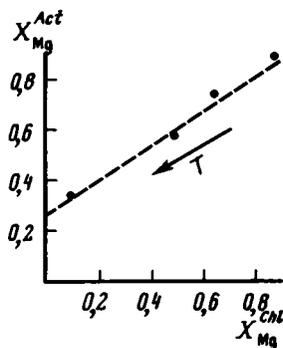


Рис. 67. Корреляция магnezиальностей сосуществующих актинолита и хлорита из амфиболитов разлома Зеленого Мыса

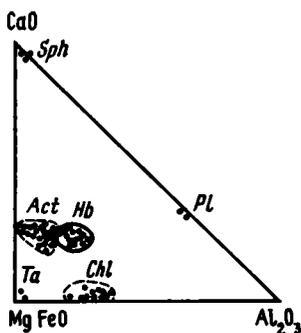


Рис. 68. Вариации составов метаморфогенных минералов из амфиболитов разлома Зеленого Мыса

В таком случае можно попытаться приблизительно оценить условия метаморфизма, учитывая только глиноземистость роговой обманки [40]: обр. 33/27а: $T = 540 - 580^{\circ}\text{C}$, $P \approx 6 - 4$ кбар; обр. 33/31г: $T = 540 - 600^{\circ}\text{C}$, $P \approx 4 - 2$ кбар; обр. 33/30: $T \approx 540 - 600^{\circ}\text{C}$, $P \approx 4 - 2$ кбар; обр. 33/32а: $T \approx 550 - 610^{\circ}\text{C}$, $P \approx 4 - 2$ кбар; обр. 33/28а: $T \approx 550^{\circ}\text{C}$, $P \approx 4$ кбар; обр. 33/4: $T \approx 530 - 600^{\circ}\text{C}$, $P \approx 6 - 4$ кбар. Учитывая более точные результаты оценки температуры и давления метаморфизма, полученные с помощью амфибол-плагиоклазового геотермобарометра, можно считать, что температура метаморфизма пород из драги 33 составляла около 550°C , а давление — около 4 кбар. Эти данные хорошо соответствуют $P-T$ -условиям метаморфизма, проявления которого фиксируются в породах 3-го слоя океанической коры. Как указывалось выше, в метаморфитах разлома Зеленого Мыса присутствуют также актинолит переменной глиноземистости и хлорит переменной железистости. Образование ассоциации актинолит + хлорит связано с более низкотемпературными условиями метаморфизма.

Руководствуясь тем же методом, что был использован выше, можно приблизительно оценить условия метаморфизма, при которых были образованы актинолиты и актинолит-хлоритовые породы разлома Зеленого Мыса: обр. 33/27а, 29а, 33, 33а: $T \approx 470^{\circ}\text{C}$, $P \approx 2$ кбар; обр. 33/4, 28а: $T \approx 490^{\circ}\text{C}$, $P \approx 2$ кбар; обр. 33/27б, 31г: $T \approx 500^{\circ}\text{C}$, $P \approx 2$ кбар. Определенные таким образом диапазоны температур и давлений соответствуют $P-T$ -условиям метаморфизма, характерного для 2-го слоя океанической коры. Ранее было показано, что глиноземистость в амфиболах метабазитов коррелируется с железистостью и последняя может быть использована как температурный индикатор метаморфизма [49]. Сравнение составов сосуществующих хлорита и актинолита показало, что между железистостями этих двух фаз намечается положительная корреляция (рис. 67), и поэтому можно предполагать, что железистость хлорита возрастает с температурой метаморфизма. Вариации составов породообразующих минералов из метаморфических пород драги 33 демонстрирует рис. 68.

Особый интерес представляет вопрос о флюидном режиме метаморфизма пород разлома Зеленого Мыса. В последнее время появились работы [49, 180], в которых рассматривается возможность участия в метаморфизме пород 3-го слоя океанической коры гидротермальных циркуляционных систем. В этих моделях растворы, взаимодействующие с породами, представляют собой по сути «метаморфизованную» морскую воду, которая по мере просачивания через океаническую кору кардинальным образом изменяет свой состав и физико-химические свойства. Показателем взаимодействия пород 3-го слоя с такими растворами в нижних частях нисходящих ветвей гидротермаль-

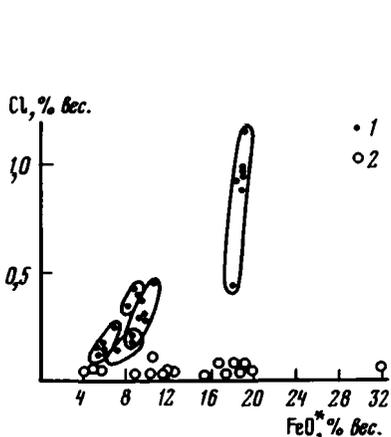


Рис. 69. Корреляция содержаний Fe и Cl в амфиболах из пород разлома Зеленого Мыса 1 — роговая обманка; 2 — актинолит

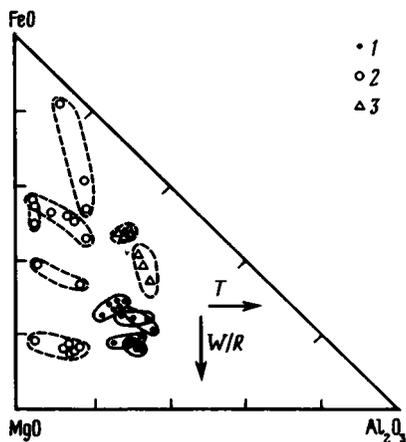


Рис. 70. Вариации составов роговой обманки, актинолита и хлорита в зависимости от величины W/R (вода / порода) и температуры T 1 — роговая обманка; 2 — актинолит; 3 — хлорит

ных систем могут являться закономерные корреляции между некоторыми параметрами состава роговой обманки из океанических метабазитов [49]. Экспериментально [142] и эмпирически установлено также, что состав железомagneзильных силикатных фаз (хлорит, актинолит, роговая обманка) смещается в железистую область по мере уменьшения величины отношения масс вода/порода (W/R). Иными словами, железистость минералов может указывать на уровень глубинности проникновения нисходящей ветви гидротермальной системы в океаническую кору.

Показателем морской природы метаморфизирующего флюида считается высокое содержание хлора в анионной группе роговой обманки из океанических метаморфитов [49, 180]. Железистость амфиболов из метаморфических пород разлома Зеленого Мыса варьирует в широких пределах и для роговой обманки характеризуется положительной корреляцией с содержанием в анионной группе хлора (рис. 69). Для актинолитов такая корреляция отсутствует. Вариации железистости и глиноземистости в амфиболах из метаморфических пород разлома Зеленого Мыса (рис. 70) свидетельствуют о том, что метаморфизм протекал при разнообразных величинах отношения масс W/R. Примечательно, что низкотемпературный метаморфизм (ассоциация хлорит + актинолит) также протекал при различных значениях отношения W/R: на это указывают вариации железистости хлорита из обр. 33/29а.

Следует заметить, что среди метаморфитов драги 33 можно выделить две группы пород: в одной из них присутствуют как роговая обманка, так и актинолит, в другой — только актинолит и его глиноземистые разновидности (обр. 33/33а, 33/29а). Породы, относящиеся к первой группе, по-видимому, подвергались прогрессивному разогреву при метаморфизме в интервале температур 400—550° С, что обусловило закономерное возрастание содержания глинозема и титана в амфиболе. Нельзя, однако, исключить возможность образования в этих породах актинолита на регрессивном этапе метаморфизма, например при перемещении амфиболитов на малоглубинные уровни океанической коры. Вместе с тем породы, представленные обр. 33/33а и 33/29а, подвергались более низкотемпературному метаморфизму (< 500°) в обстановке, соответствующей высокому значению отношению масс W/R и на уровне глубинности 2-го слоя океанической коры.

Метаморфиты 3-го слоя из драги 63, как указывалось выше, были образованы при метасоматическом взаимодействии пород основного и ультраосновного составов. Термо-

динамический режим процесса родингитизации изучен главным образом с помощью экспериментального синтеза гидрогроссуляра [114]. Температурный интервал процесса родингитизации по этим данным соответствует 200—500° С; корректных оценок давления до настоящего времени не существует. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в родингитах драги 63 вместо гидрогроссуляра присутствует андрадит. По-видимому, это связано с величиной отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в исходных породах, а также с относительной подвижностью этих компонентов в процессе родингитизации. Образование в родингитах высокотитанистого андрадита (меланита) навряд ли обусловлено привносом в породы титана, поскольку при родингитизации этот элемент характеризуется малой подвижностью [69]. По-видимому, исходные породы изначально были обогащены этим элементом. Уверенно утверждать, были ли эти породы габброидами или слагали тела диабазов, по имеющимся данным не представляется возможным. Породы, представленные обр. 63/20, по минеральному составу близки к метагипербазитам из внешних зон серпентинитовых тел, контактирующих с родингитами. Это сходство подчеркивается также соответствующими особенностями химического состава этих пород.

Обсуждение результатов. Породы дометаморфического субстрата разлома Зеленого Мыса являются представителями 3-го слоя океанической коры. Метаморфизм, которому они были подвергнуты, отличается ярко выраженным аллохимическим характером, проявленным в привносе в породы железа и выносе из них кремния, кальция и натрия. Эта тенденция наблюдается практически во всех образцах метабазитов драги 33. В изученных породах фиксируются проявления метаморфизма двух температурных ступеней, отражающие, скорее всего, различные уровни глубинности, которые соответствуют этим породам в разрезе океанической коры (550 и около 470° С). Высокотемпературному метаморфизму (~550° С) соответствовало давление около 4 кбар.

Эти оценки P — T -режима хорошо согласуются с существующими представлениями о термодинамическом режиме метаморфизма в 3-м слое океанической коры. Высокое содержание хлора в анионной группе роговых обманок из амфиболитов разлома Зеленого Мыса, так же как и закономерные корреляции с ними содержаний железа, кремния и натрия, свидетельствуют об участии в метаморфизме флюида, циркулирующего в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов. Вариации железистости в амфиболах указывают на то, что метаморфизм пород протолита протекал при различных значениях величины отношения масс вода/порода. Причем наибольшему значению этого отношения соответствуют наименьшие температуры метаморфизма. Породы дометаморфического субстрата характеризуются явной гетерогенностью в геохимическом отношении. В драге 33 среди предполагаемых пород протолита можно выделить две основные группы: 1) продукты дифференциации толеитовой магмы; 2) основные и ультраосновные производные магмы, отличной по составу от родоначальной для MORB и, вероятно, близкой по геохимическим признакам к расплавам, дающим начало субщелочным или щелочным магматическим сериям.

Среди пород протолита, возможно, присутствовали следующие главные минеральные типы кумулятов: пироксениты, дуниты, гарцбургиты, троктолиты и габбро. При этом преобладающим типом являлись существенно пироксеновые разности. Следует подчеркнуть то обстоятельство, что метаморфизм пород протолита в районе ст. 3-36-Д33 в целом характеризовался выдержанностью P — T -условий и едиными трендами изменения состава исходных пород. Вместе с тем породы протолита обнаруживают явную петрографическую гетерогенность. Все вышеназванное позволяет предполагать, что разнообразие по составу исходные породы были совмещены в едином разрезе вследствие тектонических процессов (например, надвигообразования). Возраст метаморфизма, таким образом, или соответствует времени этого тектонического события, или моложе его. Структурные признаки, наблюдаемые в метаморфитах драги 33, заставляют отдать предпочтение первому допущению.

Породы 3-го слоя, обнаруженные в драге 63, представлены родингитами и ассоциирующими с ними метагипербазитами. По-видимому, процесс родингитизации

происходил вслед за внедрением в тела серпентинитов магматического материала основного состава. Породы, слагающие эти интрузии или дайковые тела, вероятно, характеризовались высокой титанистостью. Геохимические особенности метагипербазитов драги 63 позволяют относить их к ультраосновным кумулятам, сформированным из расплава, отличающегося по составу от родоначального для базальтов срединно-океанических хребтов.

Таким образом, появляется возможность предполагать обнаружение в районе разлома Зеленого Мыса крупной геохимической аномалии, проявленной в породах 3-го слоя океанической коры. Авторы признательны Ю. А. Балашову, Р. Г. Магакяну и А. А. Ульянову за полезное обсуждение результатов проведенного исследования.

ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Результаты петрофизических исследований образцов пород из зоны разлома Зеленого Мыса и их геологическая интерпретация позволили охарактеризовать петрофизические свойства пород зоны разлома; на основании сопоставления петрофизических параметров выявить типы деформаций кристаллического каркаса пород и реконструировать тектонофизические условия становления их в морфоструктуре разлома и геодинамические режимы, в которых реализовались деформации пород. Следует сказать, что ранее методика петрофизического анализа была применена для изучения магматических пород зон разломов Индийского океана [20].

Наиболее информативными физическими параметрами для выяснения петрогенезиса и типа деформации пород являются плотность, пористость и упругие свойства. Установлены следующие закономерности изменений этих параметров.

Плотность (ρ) зависит от минерального состава пород и их вторичных изменений, пористость ($\Pi_{эф}$) — от глубины (литостатической нагрузки), при которой происходит кристаллизация породы. Пористость меняется в зависимости от типа деформации в сторону понижения: в недеформированных разностях, принадлежащих к одной фации глубинности, пористость наибольшая, в пластически деформированных разностях — понижается до 25%, а в хрупко деформированных — до 15—17% [19].

Упругие свойства — скорости продольных (v_p) и поперечных (v_s) волн, модуль Юнга (E) и коэффициент Пуассона (μ) — зависят от минерального состава и частично от пористости пород. Эти свойства, особенно скорость v_p , чутко реагируют на деформацию пород. Так, скорость v_p для пород, прошедших пластическую деформацию, понижается незначительно (10—15%), для пород, прошедших хрупкое разрушение, — очень сильно (20—30%).

Важное значение имеет отношение v_p/v_s . Для неизменных и недеформированных пород основного и ультраосновного состава оно составляет 1,68—1,70, в пластически деформированных породах — возрастает, а в хрупко деформированных — падает [187].

Анизотропия скорости распространения продольных волн (A_{v_p}) в пластически деформированных породах отражает анизотропию директивных структурных ориентировок минеральных составляющих, а в хрупко деформированных — директивные ориентировки микротрещиноватости [18].

Таким образом, используя вариации физических параметров, можно по пористости устанавливать глубину кристаллизации интрузивных пород, а по упругим свойствам — тип деформации и напряженное состояние, в котором реализовалась данная деформация.

Петрофизические характеристики пород. Рабочим материалом для петрофизических исследований послужила коллекция пород, полученных в основном при драгировании активной части разлома, находящейся между смещенными отрезками рифтовых долин САХ, самих рифтовых долин и трога Ройял. При этом выборка проб производилась с учетом наличия в них как свежих, так и сильноизмененных разновидностей. Петрофизические свойства пород сведены в табл. 22. Ниже отметим только наиболее существенные особенности.

Рис. 71. Батиметрические профили через зону разлома и интервалы драгирования (квадратные скобки)

На врезке: I—I — долина разлома Зеленого Мыса; II, III — рифтовые долины северного (II) и южного (III) сегментов САХ; IV — трог Рояля. Станции драгирования (см. табл. 2): 1 — 3-23-Д22, 2 — 3-25-Д24, 3 — 3-36-Д33, 4 — 3-37-Д34; 5 — 3-55-Д50, 6 — 3-60-Д52, 7 — 3-69-Д60, 8 — 3-72-Д63, 9 — 3-73-Д64, 10 — 3-74-Д65

В различной степени серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты, драгированные на ст. 3-23-Д22, 3-25-Д24, 3-36-Д33, расположенных как в активной, так и в пассивной частях разлома (рис. 71), имеют и различные петрофизические характеристики.

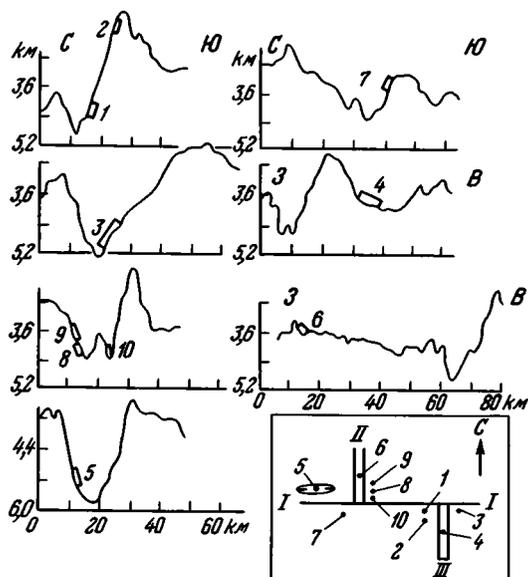
В слабосерпентинизированных гарцбургитах основная масса породы (85%) сложена относительно слабосерпентинизированным оливином, образующим изометричные или слабоуплощенные зерна размером 1—3 мм. Изометричные зерна энстатита (2—5 мм) составляют около 15% объема породы. Они частично замещены баститом. Клинопироксен (1—2%) образует мелкие субидiomорфные зерна размером менее 0,2 мм. Хромшпинелид (2—3%) красновато-коричневого цвета формирует разнообразные по форме зерна (от резкоксемоморфных до идиоморфных) размером до 2 мм (2—3%).

В зависимости от степени серпентинизации пород резко меняются их плотность и пористость. При этом плотность с увеличением серпентинизации уменьшается от 3,13 г/см³ в наиболее свежих разновидностях до 1,44 г/см³ в сильносерпентинизированных породах, а пористость, наоборот, возрастает от 1,84 до 45,43%. Другими словами, структура ультрабазитов по мере прогрессирующей серпентинизации разрыхляется с увеличением пористости в 4—10 раз по сравнению с относительно свежими образованиями. При этом происходит и уменьшение скорости продольных волн от 6,56 до 5,19 км/с и меньше. В сильнопористых породах упругие волны вообще не проходят.

Относительно слабосерпентинизированные гарцбургиты (обр. 33/30) по упругим свойствам относятся к сильнодеформированным в хрупком режиме образованиям, что выражается в низком значении отношения v_p/v_s (1,56). Это подтверждается и микроскопическим изучением: зерна пироксена сильно деформированы, изогнуты и разбиты субпараллельными трещинами по сколу. Высокая анизотропия скорости v_p (21,5%) подтверждает сказанное.

Наиболее свежее габбро (обр. 33/20) представляет собой крупнозернистую породу с хорошо выраженной кумулятивной структурой, состоит из плагиоклаза (60—65%) и клинопироксена (30—35%). Клинопироксен является интеркумулятивной фазой и образует ксемоморфные скопления между широкотаблитчатыми зернами плагиоклаза (около 3 мм), формирующими панидиоморфную структуру. В пределах узких ветвящихся зон наблюдается рекристаллизация зерен плагиоклаза, в результате чего они приобретают изометричную форму (2 мм). Отдельные зерна клинопироксена по форме приближаются к призматическим и имеют средний размер 0,5—2 мм. По краям они иногда замещены хлоритом. К зонам рекристаллизации плагиоклаза и развития хлорита приурочены ксемоморфные выделения (до 1 мм) рудного минерала (титаномagnetита), что обусловило повышенную плотность породы (3,21 г/см³). Пористость ее 3,19%.

Порода интенсивно тектонизирована. Под микроскопом в зернах плагиоклаза хоро-



Т а б л и ц а 22

Петрофизические свойства пород зоны разлома Зеленого Мыса

Станция драгирования	Координаты станции	Глубина драгирования, км	Структурные элементы разлома		Порода	Изменения породы
3-23-Д22	15° 13,2' с. ш. 45° 14,2' з. д.	4,1—4,5	Активная часть	Южный борт долины разлома	Гарцбургит	Сильно серпентинизирован
3-25-Д24	15° 9,8' с. ш. 45° 16,4' з. д.	2,05— 2,38	То же	То же	Серпентинит	Реликты пироксена сохраняются
3-36-Д33	15° 9,8' с. ш. 44° 49' з. д.	4,1—5,07	Пассивная часть	»	Серпентинит Серпентинит Гарцбургит Гарцбургит Пироксенит Пироксенит Гарцбургит Гарцбургит Хлорит-пренитовый сланец Габбро с титаномагнетитом Базальт ва-риолитовый	Реликты пироксена сохраняются Слабо серпентинизирован Сильно серпентинизирован Слабо актинолитизирован Слабо серпентинизирован Сильно серпентинизирован Сильно серпентинизирован Слабо хлоритизировано
3-37-Д34	15° 00' с. ш. 44° 58' з. д.	3,45— 3,95	Южный сегмент САХ	Западный борт рифтовой долины	Базальт	Глауконит по трещинам Карбонатизирован
3-37-Д50	16° 04' с. ш. 48° 40',8 з. д.	5,19— 5,25	Трог Ройял	Северный борт	Долерит	Слабо хлоритизирован
3-60-Д52	15° 52,7' с. ш. 46° 33,9' з. д.	3,53— 3,65	Северный сегмент САХ	Экструзивная зона рифтовой долины	Базальт	Не изменен
3-69-Д60	15° 17,1' с. ш. 46° 49,7' з. д.	3,37— 3,4	Пассивная часть	Южный борт долины разлома, верх	Габбро	Сильно хлоритизировано
3-72-Д63	15° 21,5' с. ш. 46° 24' з. д.	3,8— 4,2	Активная часть	Северный борт, низ	Габбро	Слабая хлоритизация, актинолитизация
3-73-Д64	15° 23,2' с. ш. 46° 24,8' з. д.	3,5— 3,8	То же	Северный борт, средняя часть	Гарцбургит	Слабо серпентинизирован
3-74-Д65	15° 17,4' с. ш. 46° 25,1' з. д.	4,3— 4,4	»	Меданный хребет	Габбро	Амфиболизировано и хлоритизировано

* Наличие деформационных преобразований установлено в шлифах.

Примечание. Прочерк в графе указывает, что упругие волны не прошли.

Номер образца	ρ , г/см ³	$P_{эф}$, %	v_p , км/с	v_s , км/с	$E \cdot 10^5$, км/см ²	μ	A_{v_p}	v_p/v_s	Тип преимущественной деформации
23/13	2,76	17,08	—	—	—	—	—	—	Деформирован * и разуплотнен
24/4	1,44	45,43	—	—	—	—	—	—	То же
33/6	2,39	9,11	—	—	—	—	—	—	»
33/15	2,34	12,20	—	—	—	—	—	—	»
33/30	3,13	1,84	6,03	3,87	10,57	0,14	21,5	1,56	Хрупкое разрушение
33/26	2,89	8,43	—	—	—	—	—	—	Деформирован * и разуплотнен
33/27a	3,08	0,93	6,56	3,93	11,53	0,21	5,4	1,67	Не деформирован
33/34	2,93	3,02	3,39	2,36	3,36	0,03	6,0	1,44	Хрупкое разрушение
33/37	2,30	13,94	—	—	—	—	—	—	Деформирован * и разуплотнен
33/11	2,22	17,78	—	—	—	—	—	—	То же
33/31	2,92	3,67	—	—	—	—	—	—	»
33/20	3,21	3,09	5,59	3,81	9,90	0,06	3,5	1,47	Хрупкое разрушение
33/1	2,88	2,19	5,05	3,53	6,81	0,03	5,3	1,47	То же
34/2a	2,52	13,15	4,51	3,20	5,09	0,04	2,2	1,41	»
50/1a	2,77	6,15	5,59	2,99	6,43	0,26	1,9	1,86	Пластическая деформация
52/2	2,82	3,44	5,90	3,33	7,91	0,26	5,5	1,77	То же
60/5	2,96	1,06	6,67	4,43	12,82	0,10	0,9	1,50	Хрупкое разрушение
63/10	2,86	5,33	—	—	—	—	—	—	Деформировано * и разуплотнено
64/5	2,73	5,34	5,19	3,15	6,51	0,20	3,7	1,65	Хрупкое разрушение
65/1a	2,90	1,93	5,96	3,96	10,00	0,10	3,2	1,50	То же

шо видны элементы хрупкого разрушения, реализовавшиеся в субпараллельные пучки трещин скальвания, реже — отрыва. Это подтверждается и упругими параметрами, особенно отношением V_p/V_s , равным 1,47, которое позволяет отнести данную породу к глубокодеформированным в хрупком режиме образованиям. В более сильноизмененных габбро около 10% объема породы составляют ксеноморфные обособления, сложенные актинолитом и хлоритом, которые являются продуктами вторичного преобразования клинопироксена (обр. 60/5, 65/1а). Эти малопористые ($P_{эф}$ 1,06—1,93%) породы с плотностью 2,90—2,96 г/см³ также принадлежит к образованиям, претерпевшим деформацию в хрупком режиме, что и отразилось в низком значении отношения v_p/v_s , равном 1,50.

Оливин-порфиновые базальты, драгированные в пассивной части разлома (обр. 33/1), восточнее южного сегмента рифтовой долины САХ имеют вариолитовую структуру основной массы, образованную примерно равным количеством микролитов плагноклаза и клинопироксена. В небольших количествах (5—7%) в основной массе присутствуют тонкие микролиты оливина. Ромбовидные фенокристы оливина (0,4—0,7 мм) составляют 1—2% от общего объема породы. Субфенокристы плагноклаза (лабрадор № 60—65) — около 15—20%, размер по длинной оси до 1 мм. Иногда они образуют гломеропорфиновые сростки с оливином. Вторичные изменения проявлены в развитии глауконита по трещинам в фенокристах оливина. Глауконит также заполняет поры размером до 0,5 мм (около 1%). Равномерно по всему объему породы распределен рудный минерал. По упругим показателям эти базальты, как и габбро, испытали глубокие деформационные преобразования в хрупком режиме, что и отразилось на отношении v_p/v_s , равном 1,43.

Базальты из экструзивной зоны рифтовой долины северного сегмента САХ представляют собой очень свежие афировые породы с секториальной отдельностью, покрытые коркой черного сидеромеланового стекла (обр. 52/2). Основная масса имеет зародышево-вариолитовую структуру. Вариоли сложены кристаллитами клинопироксена (50—55%), с которыми ассоциируют пылевидные выделения рудного минерала. Скелетные игольчатые микролиты плагноклаза (лабрадор № 60) достигают 7 мм по длинной оси. Поры (5% от объема породы) размером до 1 мм не заполнены. Эти базальты по значению отношения v_p/v_s , равному 1,77, претерпели в отличие от базальтов зоны разлома лишь пластическую деформацию. Это обстоятельство сближает их с плагноклаз-порфировыми свежими базальтами трога Ройял (обр. 50/1а), при этом глубокая проработка кристаллического каркаса ($v_p/v_s = 1,87$), вероятно, обусловлена малой литостатической нагрузкой.

Тектонофизические условия становления магматических пород. Физические свойства и остаточные деформации в породах показывают, что условия формирования их были различны. Это обусловлено разными геодинамическими режимами в процессе их становления.

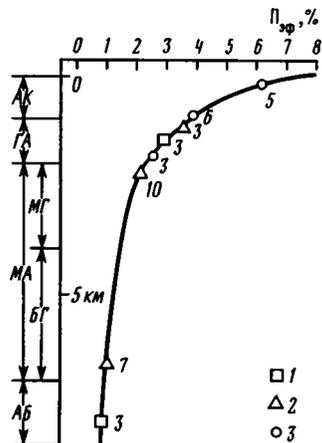
Базальты, формирующиеся на дне океана в процессе кристаллизации, находятся в условиях только гидростатического давления. Действующие на кристаллизующийся расплав, а затем на твердую породу нагрузки однородны, а напряженное состояние равномерно всестороннее. Если формирование породы происходило в условиях только литостатической нагрузки (т. е. глубже дна океана, внутри океанической коры), то напряженное состояние породы также будет равномерно всесторонним. Для таких пород характерно отсутствие деформаций в кристаллическом каркасе, а упругие параметры соответствуют недеформированным образованиям.

Среди изученных образцов базальтов и габброидов зоны разлома Зеленого Мыса и смещенных по ней сегментов рифтовой долины САХ такие недеформированные разновидности отсутствуют.

Деформация кристаллического каркаса (минерального агрегата) может происходить только в условиях неоднородного сжатия, вызванного неравенством главных осевых напряжений. При этом превышение осевого напряжения над литостатической нагрузкой не более чем на 75% вызывает в минералах преимущественно пластическую деформа-

Рис. 72. Осредненный график изменения пористости в фациях глубинности [187]

Фации: АК — акробиссальная (близповерхностная), ГА — гипабиссальная, МА — мезоабиссальная с подфациями менее глубиной (МГ) и более глубиной (БГ), АБ — абиссальная. 1 — пироксениты (обр. 33/27а, 33/34); 2 — габбро (обр. 33/20, 60/5, 65/1а); 3 — базальты (обр. 33/1, 50/1а, 52/2). Цифры на графике — станции драгирования (см. рис. 71)



цию. Такой тип деформации устанавливается для базальтов, драгированных в рифтовой долине, и для доллеритов трога Ройял. По показателю пористости кристаллизация этих пород происходила в верхах океанической коры (на глубинах соответственно 1 и 0,5 км (рис. 72). Дальнейшее нарастание осевого напряжения приводит к развитию преимущественно хрупких нарушений в виде микротрещин в минералах [18].

Вариолитовые базальты, драгированные на южном борту долины разлома, по показателю пористости после излияния и кристаллизации были погребены, при этом мощность толщи пород над ними составляла не менее 2 км. Погребение пород сопровождалось деформацией в хрупком режиме с уплотнением, что выразилось в уменьшении пористости по сравнению с подобными породами, формирующимися на поверхности (на дне). Деформационные преобразования этих базальтов обусловлены неоднородными напряжениями сжатия.

Изученные габброиды представлены крупнокристаллическими породами. Глубинность их формирования подтверждается физическими параметрами. По показателю пористости наименее глубинное габбро (обр. 33/20) кристаллизовалось в условиях, отвечающих литостатическим нагрузкам, характерным для верхов гипабиссальной фации (около 1 км). После кристаллизации на этих глубинах порода попала в условия предельных напряжений сжатия.

Наиболее глубинные габбро (обр. 60/5), драгированные на южном борту долины разлома, в его пассивной части, к западу от северного сегмента рифтовой долины, после кристаллизации на границе абиссальной и мезоабиссальной фации глубинности (6—7 км) также подверглись сильной деформации в хрупком режиме (см. рис. 72). Габбро, драгированные в активной части разлома, сильно деформированы в условиях предельных напряжений сжатия на уровне верхов мезоабиссальной фации (около 3 км) (обр. 65/1а). Таким образом, кристаллизация габброидов происходила на разных уровнях океанической коры, в малоглубинных камерах внутри 2- и 3-го слоев.

Ультраосновные породы (преимущественно серпентинизированные гарцбургиты), драгированные в зоне разлома Зеленого Мыса, представляют собой реститовые образования, фрагменты дунит-гарцбургитового комплекса офиолитовых ассоциаций, слагающих их нижние части, аналогичные метаморфическим перидотитам по Р. Г. Колману и др. [26]. Эти образования имеют метаморфические структуры, в которых запечатлены остаточные высокотемпературные пластические деформации посредством внутризернового трансляционного скольжения, которые происходили на ранних стадиях их формирования еще в условиях верхней мантии [62]. В изученных гарцбургитах зоны разлома Зеленого Мыса очень часто зерна оливина нарушены полосами излома, указывающими на такие деформации. Петрофизические параметры серпентинизированных гарцбургитов свидетельствуют о сильных деформациях в хрупком режиме (они видны как под микроскопом, так и невооруженным глазом), имевших место уже на поздних стадиях эволюции пород.

Необходимо отметить, что критерий пористости для суждения о глубине кристаллизации пород в данном случае не применим, поскольку здесь мы имеем дело не с магматическими породами.

Обсуждение результатов. В пределах разломов Атлантики (Вима, Романш и др.) вскрываются практически все разновидности пород океанической коры и верхов мантии — базальты, долериты, габброиды, ультрабазиты, а также зеленые сланцы, амфиболиты, различные осадочные и тектонические брекчии. В результате драгирования установлена асимметрия в распределении различных типов пород на противоположных бортах разломных трогов: ультрабазиты встречались на всех глубинах и неоднократно чередовались с базальтами и габбро [71]. Появление серпентинитов и в различной степени серпентинизированных ультрабазитов в разрезе поперечных хребтов в последнее время традиционно связывается с диапировым внедрением (протрузиями) серпентинитов [139].

В результате ступенчатого драгирования бортов долины разлома Зеленого Мыса в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» получены серпентинизированные ультрабазиты (преимущественно гарцбургиты), габброиды с кумулятивными структурами и полосчатыми текстурами, долериты, базальты, а также зеленые сланцы, амфиболиты, офикальциты, тектонические и осадочные брекчии. Эти породы представляют собой фрагменты дунит-гарцбургитового, полосчатого и долерит-базальтового комплексов, аналогичных образованиям офиолитовых ассоциаций складчатых зон континентов. Распределение различных типов пород в пространстве, обнаружение ультрабазитов преимущественно в верхних частях поперечных хребтов, повсеместная интенсивная тектонизация пород свидетельствуют о тектонических соотношениях различных комплексов. Впервые для разломных зон Атлантики поставлен вопрос о чешуйчато-надвиговом строении поперечных хребтов и всей зоны разлома в целом [45].

В пользу такого предположения свидетельствуют также данные сейсмопрофилирования МОВ ОГТ через зону разлома Зеленого Мыса. В верхах 2-го геофизического слоя установлены пологие тектонические деформации (надвиги), приуроченные к поперечным хребтам. Тектонические чешуи в верхней части поперечных хребтов, отчетливо видные на временном разрезе, сложены, судя по данным драгирования, ультрабазитами, габбро и базальтами.

Появление глубинных пород океанической коры и верхней мантии в верхах разреза поперечных хребтов в зоне разлома Зеленого Мыса обусловлено тектоническим скупиванием, в результате которого и была сформирована их чешуйчато-надвиговая структура. Такое скупивание могло реализоваться только в обстановке интенсивного тангенциального сжатия.

Результаты петрофизического анализа образцов пород, слагающих борта разломной долины (склоны поперечных хребтов), свидетельствуют о том, что породы зоны разлома претерпели деформационные преобразования в пластическом и хрупком режимах. Эти деформации реализовались в обстановке интенсивного неоднородного сжатия при горизонтальных перемещениях литопластин океанической коры и верхов мантии в стороны от осевой части разломного трога.

Кроме того, скорости продольных сейсмических волн, измеренные в образцах ультрабазитов, габброидов, базальтов из зоны разлома Зеленого Мыса, в значительной степени перекрываются по своим значениям. Так, скорость около 5 км/с и меньше свойственна серпентинизированным гарцбургитам, серпентинитам, измененным базальтам. Из этого следует еще один важный вывод: стратификация океанической коры по скорости сейсмических волн, принятая для «нормального» разреза коры, не соответствует реальному расположению различных комплексов пород и представляет собой в значительной степени усредненную картину. Уже давно известно, что в составе 3-го геофизического слоя, кроме габброидов, могут присутствовать ультрабазиты, амфиболиты и другие породы (то же самое можно утверждать и для 2-го слоя). Наряду с базальтами в нем в виде тектонических пластин и клиньев могут присутствовать и более глубинные образования.

Как известно, гипотеза, объясняющая происхождение линейных магнитных аномалий в пределах океанов, появилась в 1963 г. [9]. Двумя основными постулатами ее явились предположения о преобладании естественной остаточной намагниченности над индуктивной (1) в слое мощностью от 20 до 11 км [2], включающем породы 2- и 3-го слоев океанической коры. Хотя с тех пор прошло более 20 лет, за которые накоплен богатейший фактический материал по проекту глубоководного бурения, вопрос о втором постулате гипотезы Вайна-Метьюса остается открытым.

В ходе 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» драгированием получены образцы магматических пород из района трансформного разлома Зеленого Мыса и прилегающих к нему сегментов рифтовой долины САХ. Материал, на наш взгляд, весьма представительен и достаточно полно характеризует все магматические слои океанической литосферы в вышеуказанном районе.

Состав ферромагнитной фракции. Базальты (слой 2 А). Термомагнитные анализы базальтов из зон трансформного разлома и рифтовой долины представлены в основном двумя типами кривых, которые характерны для океанических базальтов [37, 120]. Первый тип представлен базальтами с термокривыми, близкими к обратимым (рис. 73, а), точками Кюри до 200° С и отношением I_{st}/I_{so} до 1,5. Второй тип представлен базальтами с необратимыми термокривыми (рис. 73, б), точками Кюри в основном выше 200° С и отношением I_{st}/I_{so} около 2. К этому типу относятся, как правило, измененные базальты, содержащие продукт однофазного низкотемпературного окисления титаномагнетитов — титаномагнетиты, которые неустойчивы к нагермам. Большинство образцов второго типа составляют базальты из трансформного разлома (табл. 23). Большая степень низкотемпературного (?) окисления базальтов из трансформного разлома, возможно, выражается и в больших величинах Fe_2O_3/FeO (средняя величина 0,54, а у базальтов из северного и южного сегментов рифтовой долины 0,34 и 0,38 соответственно).

Наличие термокривых, близких к обратимому виду (первый тип), само по себе не является доказательством того, что титаномагнетиты не окислены. Так, на диаграммах зависимостей T_c от I_s и H_{ms} для образцов из рифтовой долины к югу от трансформного разлома, так же как и для однофазных образцов из трансформного разлома, наблюдаются тесные корреляционные связи (отрицательная с I_s и положительная с H_{ms}), свидетельствующие о низкотемпературном окислении этих базальтов (рис. 74, а, б, д, е). В отличие от базальтов из этих двух районов для базальтов из рифтовой долины к северу от разлома подобных зависимостей не отмечается (рис. 74, в, з). Драгировки базальтов в южном сегменте проходили по бортам рифтовой долины, а в северном сегменте — в центре. Поэтому, вероятно, драгированные базальты южного сегмента приблизительно на 100 000 лет древнее базальтов северного сегмента, исходя из средней скорости спрединга 2 см/год.

На рис. 74, д, е видно, что часть образцов не подчиняется отмеченной выше закономерности. Это, как правило, образцы с двухфазными термокривыми. Точки Кюри первой фазы лежат, за редким исключением, в области температур 200—300° С, а точки Кюри второй — близким точкам Кюри магнетита (см. рис. 73, б). Вероятно, здесь мы имеем дело с неоднородным высокотемпературным окислением первичного титаномагнетита, в результате которого образуется титаномагнетит, близкий к магнетиту. В пользу такого вывода свидетельствуют данные микрозондирования базальтов; не встретилось ни одного зерна с составом, близким к магнетитовому. Видимо, структура распада очень тонкая, обнаружить которую с помощью электронного микроскопа нам не удалось.

При сопоставлении точек Кюри базальтов, полученных термомагнитным методом и рассчитанных по данным микрозонда, видно их хорошее соответствие как от образца к образцу, так и для совокупностей в целом (рис. 75, а, б). Причем характер распределений T_c , полученных термомагнитным методом, отражает те особенности базальтов из различных зон, о которых говорилось выше. Так, распределение T_c базальтов из рифтовой долины к югу от трансформного разлома имеет отчетливую правостороннюю асимметрию

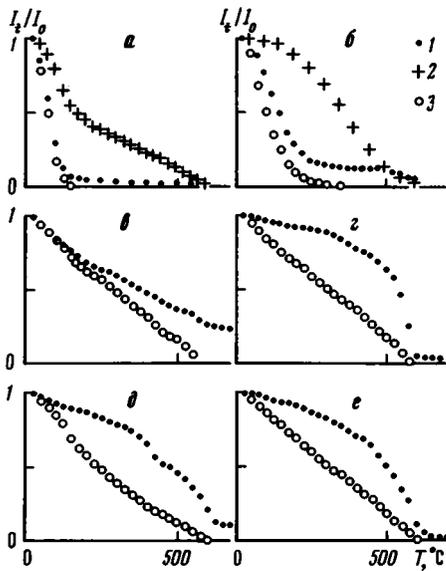


Рис. 73. Характерные температурные зависимости
 а — базальт (обр. 33 / 1 г); б — базальт (обр. 33 / 1 д); в — долерит (обр. 60 / 13); г — долерит (обр. 65 / 5а); д — оливиновое габбро (обр. 60 / 5б); е — серпентинизированный перидотит (обр. 63 / 30). 1 — намагниченность насыщения, 1-й нагрев; 2 — намагниченность насыщения, 2-й нагрев; 3 — остаточная намагниченность насыщения, 1-й нагрев

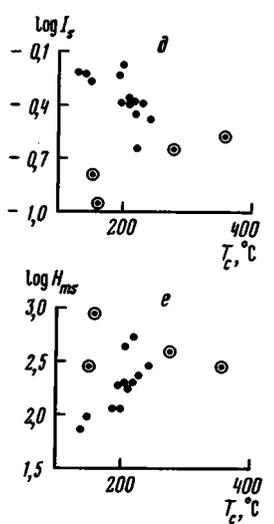
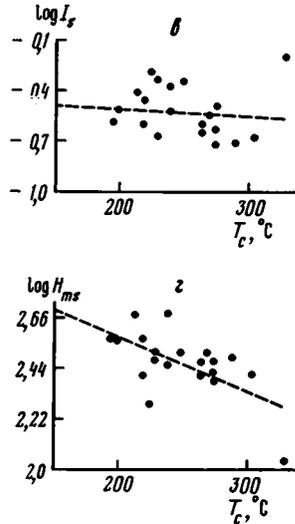
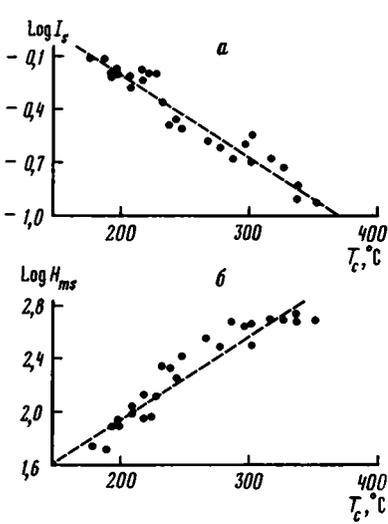


Рис. 74. Вариационные диаграммы зависимостей намагниченности насыщения (а, в, д) и медианного разрушающего поля (б, г, е) от точки Кюри
 а, б — базальты южного сегмента САХ; в, г — базальты северного сегмента САХ; д, е — базальты трансформного разлома. Кружками отмечены образцы с двухфазными температурными зависимостями

(рис. 75, а), что является отражением процесса низкотемпературного окисления (температура T_c повышается), а распределение T_c базальтов рифтовой долины к северу от трансформного разлома имеет форму, близкую к нормальной, и среднее арифметическое совпадает с модовым значением (см. рис. 75, а, табл. 23).

Анализ распределений на рис. 75, а, б позволяет говорить о различии модовых значений T_c (или доли ульвошпинели) титаномагнетитов первичного состава из различных районов. Так, в базальтах рифтовой долины к северу от трансформного разлома установлено наиболее низкое содержание ульвошпинели ($x=0,5-0,55$; $T_c=255^\circ\text{C}$), а к югу — бимодальное распределение этой характеристики ($x_1=0,5-0,55$, $T_c=225^\circ\text{C}$; $x_2=0,6-0,65$, $T_c=160^\circ\text{C}$). Форма распределения содержания ульвошпинели в базальтах трансформного разлома также бимодальная (рис. 75, б), и если первая мода имеет

Т а б л и ц а 23
Сопоставление петромагнитных характеристик базальтов различных морфоструктур

Характеристика	Рифтовая долина						Долина трансформного разлома ($n = 18$)			
	южный сегмент ($n = 27$)			северный сегмент ($n = 20$)			среднее	размах	мода	
	среднее	размах	мода	среднее	размах	мода				
i_n , А/м	16,6	42,3—3,2	20,4	13,3	20,2—5,9	9,5 17,8	17,0	41,2—0,2	24,5	
$\kappa \cdot 10^4$, ед. СИ	45,2	148—8	17,4 68,8	23,5	43—10	20,4	40,1	145—8	21,3	
Q_n	218	421—8	9 272	212	294—109	113 227	179	451—5	279	
I_{rs} , А·м ² /кг	0,14	0,26— 0,003	0,04 0,14	0,13	0,2— 0,008	0,1 0,19	0,15	0,2—0,03	0,08 0,18	
I_s , А·м ² /кг	0,43	0,8—0,11	0,23 0,66	0,31	0,57— 0,18	0,24	0,38	0,66—0,1	0,43	
I_{rs}/I_s	0,37	0,51— 0,11	0,28 0,47	0,44	0,5—0,33	0,44	0,4	0,51—0,24	0,47	
H_{ms} , 10 ⁻⁴ Тл	242	519—50	83 464	282	463—125	353	276	900—53	204	
I_{st}/I_{so}	1,39	1,83— 1,12	1,34	1,49	1,81— 1,34	1,38	1,75	3,42—0,56	1,79	
T_c , °С изм.	254	355—180	202	250	330—195	253	227	580—130	45	
T_c , °С м. з.	195	260—130	223	215	330—150	250	140	225—10	160	
		62 зерна			24 зерна			70 зерен		

П р и м е ч а н и е. n — количество образцов; I_n — естественная остаточная намагниченность; κ — начальная магнитная восприимчивость; Q_n — коэффициент Кенигсбергера; I_{rs} — остаточная намагниченность насыщения; I_s — намагниченность насыщения; H_{ms} — медианное разрушающее поле (I_{rs}); намагниченность насыщения до нагрева (I_{so}) и после нагрева до 600 °С (I_{st}); T_c — точка Кюри.

Т а б л и ц а 24
Петромагнитные характеристики магматических пород океанической литосферы

Характеристика	Базальты (n=65)			Долериты (n=15)			Габбро расслоенного комплекса (n=49)			Серпентинизированный ультра-базит (n=90)		
	среднее	размах	мода	среднее	размах	мода	среднее	размах	мода	среднее	размах	мода
$I_n, \text{А/м}$	16	42—0,2	14	1,4	14—0,003	0,15	1,32 ^x 0,52 ⁺	17—0,001	0,01 0,35	1	6—0,004	0,4
$\chi \cdot 10^4, \text{ед.СИ}$	37	149—8	24	154	1305—4	26	228 ^x 114 ⁺	2159—2	6 562	229	1584—4	159
Q_n	205	451—5	168	4,4	13—0,1	2,1	20,9 ^x 7,8 ⁺	174—0,1	3 32	2	7—0,1	1,8
$I_{rs}, \text{А} \cdot \text{м}_2/\text{кг}$	0,14	0,26—0,3	0,16	0,15	0,92— 10 ⁻⁴	0,006	0,04 0,02 ⁺	0,9—10 ⁻⁴	3 · 10 ⁻⁴ 0,01	0,29	1,4— 3 · 10 ⁻⁴	0,02 0,56
$I_s, \text{А} \cdot \text{м}_2/\text{кг}$	0,38	0,8—0,11	0,35	0,91	6,16— 0,04	0,23	0,61 0,18 ⁺	11,3— 0,02	1,58 0,01	1,99	7,08— 0,05	1,58
I_{rs}/I_s	0,4	0,51— 0,1	0,45	0,08	0,27— 10 ⁻³	0,03	0,06 0,06 ⁺	621— 0,003	0,01 0,17	0,15	0,35— 0,004	0,16
$H_{ms}, 10^{-4} \text{Тл}$	264	900—50	250	288	495—178	275	217 280 ⁺	1311—56	200	189	362—68	188
I_{sl}/I_{so}	1,52	3,42— 0,56	1,41	2,63	5,97— 6,63	1,29	1,16 1,3 ⁺	3,12— 0,55	1,02 2,78	0,58	0,82—0,29	0,65
$T_c, ^\circ\text{С м. з.}$	180	330—10	45 160	470	578—250	400 570	515	580—250	400 575	530	580—400	575
		156 зерен			32 зерна			82 зерна			69 зерен	

Примечание. ^x — слой 3А; ⁺ — слой 3В. См. примечание к табл. 23.

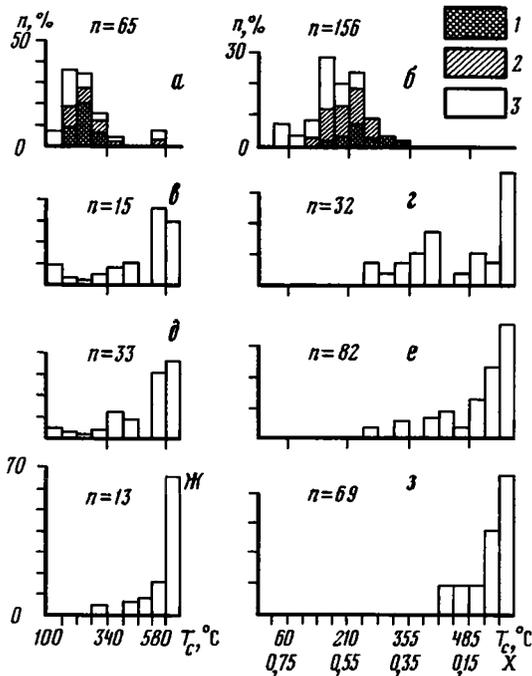


Рис. 75. Распределение значений точек Кюри, измеренных термомагнитным методом (а, в, д, е) и рассчитанных по данным микрозондового анализа

а, б — базальты (1 — северный сегмент САХ; 2 — южный сегмент САХ; 3 — трансформный разлом); в, г — долериты; д, е — породы 3-го слоя; ж, з — серпентинизированные ультрабазиты, n — количество образцов

значение 0,6—0,65, то вторая — 0,8, что соответствует точкам Кюри 40—60° С. Термомагнитным анализом от комнатной температуры такую T_c определить трудно, поэтому, возможно, мы ее не зафиксировали термомагнитным методом.

Следует отметить, что выборки из генеральных совокупностей базальтов трансформного разлома и южного сегмента САХ представлены широким петрографическим набором — это афировые, оливин-порфировые, плагиоклаз-порфировые и клинопироксен-порфировые. А вот совокупность базальтов из северного сегмента САХ выполняют только афировые. Среднее значение T_c только афировых базальтов южного сегмента также на 30° ниже T_c базаль-

тов северного сегмента, несмотря на заметное низкотемпературное окисления первых, приводящее, как мы убедились, к заметному повышению значений T_c .

Долериты (слой 2 В). В начале нашего изучения коллекции мы не задавались целью отдельно исследовать петромагнитные свойства пород долеритового облика, полагая, что подобное выделение их из общей совокупности драгированных пород базальтового облика будет условным. Но оказалось, что драгированные базальтоиды по ряду петромагнитных характеристик (наиболее четко по Q_n и I_{rs}/I_s) разделились на две совокупности, одну из которых почти целиком составляют породы, петрографически классифицированные как долериты (табл. 24). Следует отметить, что все они были драгированы в пределах трансформного разлома.

Опираясь на данные термомагнитного анализа и микрозондирования, можно заключить, что ферромагнитная фракция долеритов состоит практически из чистого магнетита (большой частью) и малотитанистого титаномагнетита. Установлены термометрические двух видов: а) однофазные с T_c в районе магнетитовой (см. рис. 73, а); б) двухфазные с первой T_c от 160 до 360° С и второй — близкой магнетитовой (см. рис. 73, б). Не встретилось ни одного образца с одной низкотемпературной T_c , да и доля низкотемпературной фазы в двухфазных образцах невелика, всего 20—40%. Подобный набор магнитных минералов в исследуемых породах мог образоваться в результате высокотемпературного окисления титаномагнетитов на постмагматической стадии. Данные рудной микроскопии и микрозондирования подтверждают наличие высокотемпературного окисления. Так, в обр. 65/5а зафиксировано зерно 12×20 мкм, по которому развиты ламелли геомоильменита шириной 1,5 мкм, а ячейки имеют магнетитовый состав ($x = 0,07$). Первичный состав этого зерна, измеренный большим зондом, соответствовал титаномагнетиту с $x = 0,6$. В ряде образцов зафиксированы сростки ильменитов и малотитанистых титаномагнетитов.

Сопоставление значений T_c , полученных термомагнитным анализом и рассчитанных по данным микрозонда (см. рис. 75, в, г), показало, что высокотемпературные (~570°С) и среднетемпературные (250—420°С) нашли отражение и в том и в другом случаях,

а низкотемпературные ($\sim 160^\circ\text{C}$) зафиксированы только термоанализом. Вероятно, на термомагнитных зависимостях (это касается только $I_{rs}(t^\circ)$) спад в районе $150\text{--}200^\circ\text{C}$ связан с маггемитом, который образовался за счет окисления магнетита. В пользу присутствия маггемита в этих породах говорит и отношение I_{st}/I_{so} , которое у половины исследованных образцов меньше 1. Среднее значение окисленности у долеритов трансформного разлома 0,55 (максимальное 1,6; минимальное 0,3), почти такое же, как и у базальтов трансформного разлома. В обр. 63/6 зафиксирован псевдобрукит, присутствие которого говорит о высокоокислительных условиях, имевших место при остывании пород.

Обращает на себя внимание факт практически полного отсутствия в долеритах зерен титаномагнетитов с содержанием ульвошпинельного компонента $> 50\%$ (см. рис. 75, *г*). В базальтах встречено всего лишь 18 зерен из 156, в которых содержание ульвошпинельного компонента $< 50\%$.

Г а б б р о и к у м у л я т ы (с л о й 3). Все образцы, петрографически отнесенные к 3-му геофизическому слою, как впрочем и долериты и серпентинизированные ультрабазиты, были драгированы в пределах трансформного разлома.

Основным носителем намагниченности пород 3-го слоя является магнетит или малотитанистый титаномагнетит, так как практически все исследованные термомагнитным методом образцы имеют основную фазу, связанную с температурами $520\text{--}600^\circ\text{C}$. По объему всей совокупности она составляет 75% (см. рис. 75, *д*, *е*). Наряду с вышеотмеченной фазой в ряде образцов фиксируется фаза с температурами Кюри от 300 до 450°C , причем в отдельных случаях, крайне редких, эта фаза составляет 100% . В большинстве же образцов эта фаза составляет первые десятки процентов (см. рис. 73, *д*) или вообще отсутствует. С этой фазой мы связываем титаномагнетит, состав которого отражает равновесные условия во вторичной камере.

Данные микрондирования рудных минералов пород 3-го слоя подтверждают эти выводы. Так, около 72% всех просмотренных зерен имеют $x < 0,15$, что соответствует $T_c > 490^\circ\text{C}$. Остальная же часть просмотренных зерен имеет x от $0,2$ до $0,5$ с отчетливым максимумом $0,2\text{--}0,3$ (см. рис. 75, *д*, *е*). Следует отметить и здесь несоответствие составов титаномагнетитов пород 3-го слоя титаномагнетитам базальтов; нет находок даже единичных зерен с содержанием $\text{TiO}_2 > 16\text{--}17\%$, т. е. доля ульвошпинельного компонента везде $< 50\%$.

В одном случае зафиксировано зерно титаномагнетита (обр. 60/2), претерпевшее гетерофазное окисление с выделением ильменита ($x = 0,82$) и титаномагнетита ($x = 0,4$). Температура и летучесть кислорода этой реакции, оцененные по термометру Д. Линдсли [79], около 950°C и 10^{-11} атм соответственно. О высокотемпературных условиях окисления ($> 600^\circ\text{C}$) свидетельствует и присутствие в ряде образцов псевдобрукита.

С е р п е н т и н и з и р о в а н н ы е у л ь т р а б а з и т ы (с л о й 4). По данным термомагнитного анализа носителем намагниченности серпентинизированных ультрабазитов является практически чистый магнетит с точками Кюри $570\text{--}600^\circ\text{C}$ (см. рис. 73, *е*), что подтверждается и данными микрондированного анализа рудных минералов этих пород (см. рис. 75, *ж*, *з*, табл. 24). Практически весь магнетит находится в прожилках, тянущихся, как правило, на все поле шлифа (около 4 мм). Эти прожилки выполнены зернами магнетита как дендровидной, так и изометричной формы, что характерно для вторичного магнетита, образующегося при процессах серпентинизации ультраосновных пород. В обр. 64/9,10 отмечены зерна с повышенным содержанием TiO_2 (до 2%), размер этих зерен около $2\text{--}3$ мкм. С чем связано наличие таких зерен — неясно.

Концентрация и структурные особенности ферромагнитной фракции. О концентрации ферромагнитной фракции в исследуемых породах мы судили по величинам намагниченности насыщения [39]. Из табл. 24 и рис. 76, *а*, *в*, *д*, *ж* видно, что только базальты образуют «тесную» совокупность распределения намагниченности насыщения; размах выборки меньше порядка. У пород других слоев океанической

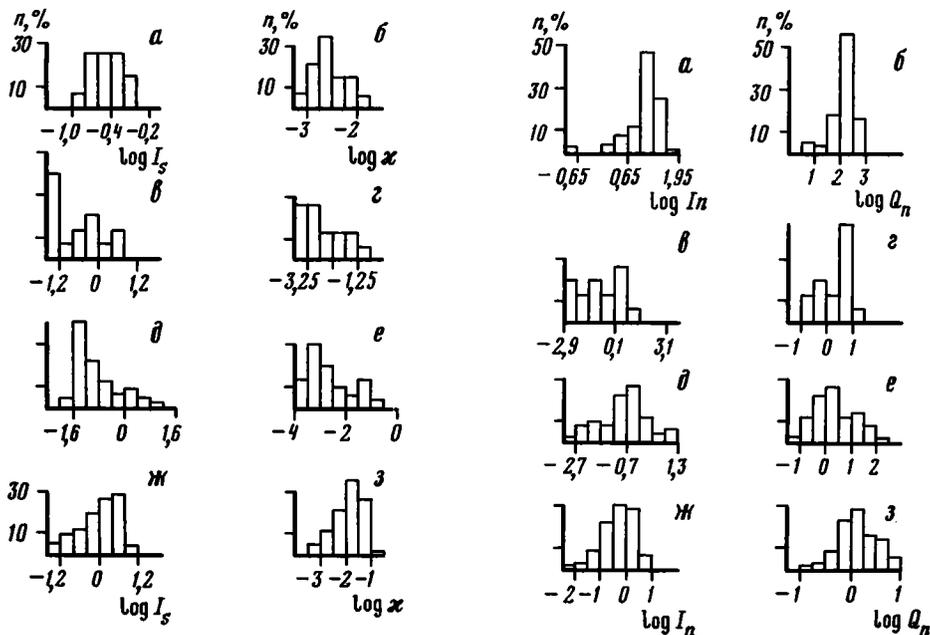


Рис. 76. Распределение значений намагниченности насыщения (а, в, д, ж) и магнитной восприимчивости (б, з, е, з)

Условные обозначения см. на рис. 75

Рис. 77. Распределение значений естественной остаточной намагниченности (а, в, д, ж) и коэффициента Кенигсбергера (б, з, е, з)

Условные обозначения см. на рис. 75

литосферы он достигает 2—2,5 порядков. Обращает на себя внимание и тот факт, что породы 3-го слоя делятся на две совокупности (см. рис. 76, д) по величине I_s ; впрочем, они делятся на две совокупности практически по всем петромагнитным параметрам (см. табл. 24). При анализе оказалось, что более «магнитную» совокупность образуют образцы, которые петрографически можно отнести к изотропному габбро; вторую же «немагнитную» совокупность составляют образцы оливнивых габбро и других кумулятов. Среднее значение I_s для «магнитной» и «немагнитной» групп 1,29 и 0,17 А·м²/кг соответственно. Образцы пироксенитов мы исключили при подсчете средних для этих групп, так как они, видимо, имеют небольшое распространение среди пород 3-го слоя [26].

Напрямую сравнивать значения I_s пород, не содержащих один и тот же носитель намагниченности, нельзя. Поэтому для сравнения концентрации рудных в базальтах и габбро, серпентинизированных ультрабазитах и долеритах, где основной носитель намагниченности магнетит, I_s базальтов надо увеличить примерно в 2,5 раза, так как магнитный момент титаномагнетитов с T_c около 200—250° С по модели С. Акимото [38] в 2,5 раза меньше магнитного момента магнетита. Если учесть, что первичных магнитных минералов в ультрабазитах практически нет, а присутствующий магнетит обязан вторичному процессу, получается, что первичные магнитные минералы сосредоточены в верхней части разреза, а сам разрез снизу вверх представляется следующим образом: первично немагнитные ультрабазиты с неизвестной, но очень небольшой концентрацией рудного вещества, слой 3В с концентрацией ферромагнитного вещества (первичного?) 0,05%, слой 3А — 1,5%, слой 2В — 0,23% и слой 2А — около 1%. Подобное распределение наблюдается и в разрезах офиолитовых комплексов [13].

Концентрация ферромагнитных минералов в породе, несомненно, есть функция

содержаний Ti и Fe в породе; условия необходимые, но недостаточные. В процессе кристаллизационной дифференциации магмы идет закономерное накопление этих элементов на одних стадиях и относительное обеднение на других, что находит отражение в содержании Ti, Fe и концентрации первичных рудных минералов.

Между величинами I_s и начальной магнитной восприимчивостью, как и следовало ожидать, отмечаются тесные положительные корреляционные связи. Для пород 2- и 3-го слоев коэффициент корреляции близок 0,9, а для серпентинизированных ультрабазитов — меньше 0,8. Объяснение поэтому мы видим в крайне неоднородной концентрации рудного материала в породах 4-го слоя, которая значительно варьирует даже в небольшом куске породы; I_s и магнитная восприимчивость измерялись на различных дублях. Магнитная восприимчивость базальтов $2-3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, что приблизительно на порядок меньше этой величины для базальтов из рифтовой долины САХ на широте $36-37^\circ$ с. ш. [121]. Причина подобного несоответствия неясна. Распределение магнитной восприимчивости пород 3-го слоя также двумодально (см. рис. 76, *e*, табл. 24).

Для оценок магнитной жесткости и доменного состояния изучаемых нами пород мы использовали величины I_{rs}/I_s и медианное разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения. Наиболее магнитожесткие породы, как и следовало ожидать, — базальты. Модовые величины I_{rs}/I_s и H_{ms} составляют 0,45 и 250 Э соответственно. В имеющихся условиях кристаллизации в расплаве при излиянии вряд ли могут образоваться зерна титаномагнетита размером больше 10—20 мкм [36]. При просмотре базальтов под электронным микроскопом оказалось, что подавляющее количество зерен титаномагнетита размером до 3—4 мкм. Величины I_{rs}/I_s и H_{ms} у пород других слоев заметно меньше (см. табл. 24), что отражает условия кристаллизации и коррелирует с размерами зерен, наблюдавшихся на электронном микроскопе. Следует отметить и здесь двумодальный характер распределения I_{rs}/I_s для пород 3-го слоя. Но если I_s и магнитная восприимчивость кумулятов и изотропного габбро резко различаются (более высокие значения принадлежат породам слоя 3А), то средние значения I_{rs}/I_s для этих двух типов пород практически равны. Видимо, значительная часть I_s пород слоя 3В обязана парамагнитному компоненту; сравнение же величин H_{ms} для пород слоев 3А и 3В (влияние парамагнитного компонента на эту величину не сказывается) явно свидетельствует о большей магнитной жесткости пород слоя 3В и, соответственно, о меньших размерах рудных зерен (см. табл. 24).

Естественная остаточная намагниченность. В табл. 24 и на рис. 77 представлены значения I_n после недельной выдержки в нулевом магнитном поле. Отмечается закономерное поведение I_n по разрезу океанической литосферы, связанное с природой намагниченности, концентрацией, структурными особенностями ферромагнитной фракции и со вторичными процессами.

Модовые значения I_n для пород слоя 2А как минимум на 1,5 порядка выше этих значений для пород других слоев. Свежесть изученных базальтов показывает, что процессы низкотемпературного окисления находятся на начальной стадии. Соответственно, уменьшая I_n в 5—6 раз, а именно так уменьшается I_n базальтов за 4—5 млн лет в результате низкотемпературного окисления [121, 68], мы получим значение I_n в диапазоне 2—3 А/м, что опять же на 0,5—1 порядка больше значений I_n пород других слоев.

Базальты, драгированные в пределах южного сегмента рифтовой долины и в трансформном разломе, несколько древнее базальтов, драгированных в северном сегменте рифтовой долины (см. выше). Но несмотря на это I_n базальтов более древних выше I_n базальтов более молодых (см. табл. 23). Различий в других характеристиках, кроме Q_n , не отмечается. Причиной более высоких значений I_n могло быть более высокое значение геомагнитного поля в момент образования пород. Для проверки этого предположения в ряде образцов из этих двух групп методом термокривых [8] было сделано определение напряженности древнего геомагнитного поля. Оказалось,

что среднее значение напряженности древнего геомагнитного поля для пяти образцов из трансформного разлома и южного сегмента САХ составляет 0,48 Э, а для семи образцов из северного сегмента САХ — 0,36 Э. Напряженность современного геомагнитного поля в месте отбора 0,35 Э.

Распределение I_n для пород 3-го слоя, бимодальное и среднее значение I_n пород слоя 3А в 3 раза выше среднего значения I_n пород слоя 3В (см. табл. 24, рис. 77, д). Следует отметить более «тесное» распределение I_n для базальтов — размах составляет немногим более двух порядков; для пород слоя 2В — 3,5 порядка; 3-го — 4-го — 3 порядка.

Модовые значения отношения Кенигсбергера, определяющего преобладание остаточной или индуктивной намагниченности, для всех пород больше 1, что говорит о преобладании остаточной намагниченности. Но в двух слоях, 2А и 3А, это преобладание существенное (см. табл. 24, рис. 77, б, г, е, з). Для базальтов это значение через 4—5 млн лет уменьшится в 5—6 раз, Q_n прямо пропорционально I_n , но и оставшаяся величина будет относительно большой — около 30.

По нашим данным можно уверенно судить о термической природе намагниченности базальтов и кристаллизационной намагниченности серпентинизированных ультрабазитов. Что же касается пород 3-го слоя и слоя 2В, то здесь определенности меньше. Породы 3-го слоя, вероятно в большей степени его верхняя часть, имеют термическую природу, так как температура, при которой идет распад первичного титаномагнетита, больше 600° С; породы нижней части слоя — кристаллизационную природу в результате образования вторичных рудных по силикатам [100].

Сопоставление основных петромагнитных параметров. Попытки создания обобщенного петромагнитного разреза океанической литосферы производились неоднократно [126, 120, 100, 64]. И стремление это понятно, так как наличие такого разреза позволило бы рассчитывать более объективные модели аномального геомагнитного поля над океанами и, соответственно, более точно оценивать возраст пород, скорость спрединга.

На рис. 78 сопоставлены наши данные с материалами других авторов. Можно отметить, что качественные изменения основных петромагнитных характеристик от слоя к слою примерно одинаковы. Сходная картина наблюдается и для пород офиолитовых комплексов [13]. Подобная пространственно-временная закономерность обязана своим существованием процессам генерации, внедрения и кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, на которые затем накладываются вторичные процессы.

Количественные различия петромагнитных характеристик, помимо всего прочего, связаны с различными скоростями спрединга; последний неоднороден в пространстве и во времени. Так, содержание Fe, Ti и титаномагнетита в породе коррелирует, с одной стороны, со скоростью спрединга, с другой — с частотой геомагнитных инверсий [39].

На рис. 78 показаны модельные изотермы 600°С на расстоянии 10 км от центра спрединга, имеющего различную скорость [175]. Глубины изотерм изменяются в зависимости от скорости спрединга; 4,1 км для скорости 1 см/год, 2,8 км — 2 см/год и 1,7 км — 5 см/год. Если мощность коры существенно не зависит от скорости спрединга, то в областях с меньшей скоростью спрединга мощность однородно намагниченного «столба» океанической коры будет больше, хотя общий объем однородного намагниченного вещества будет меньше. Все это будет существенно влиять на характер аномального поля над океанической литосферой.

Исходя из наших и литературных данных (см. рис. 78), можно заключить, что главным, а в некоторых случаях, возможно, и единственным вкладчиком в линейные магнитные аномалии океана является слой базальтов 2А. Вторым потенциальным вкладчиком может быть слабодифференцированное габбро слоя 3А.

Магнитоактивный слой океанической литосферы, помимо двух вышеперечисленных, формируют еще слои 2В и 4, так как концентрация ферромагнитного вещества в этих породах и мощность их достаточны для этого, однако существенный вклад их в линейные магнитные аномалии маловероятен.

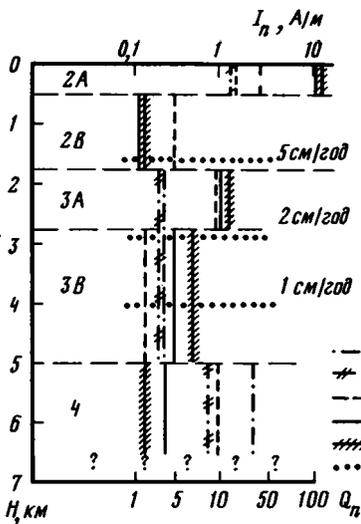
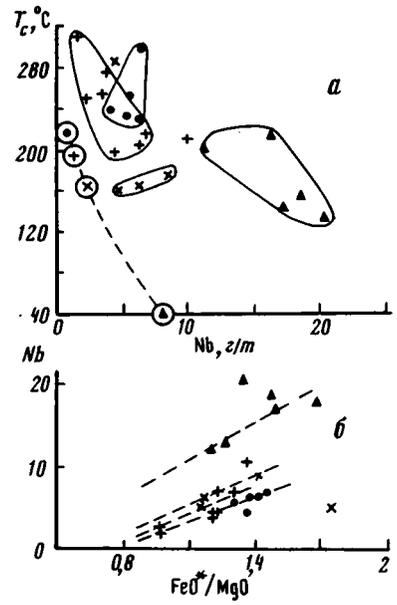
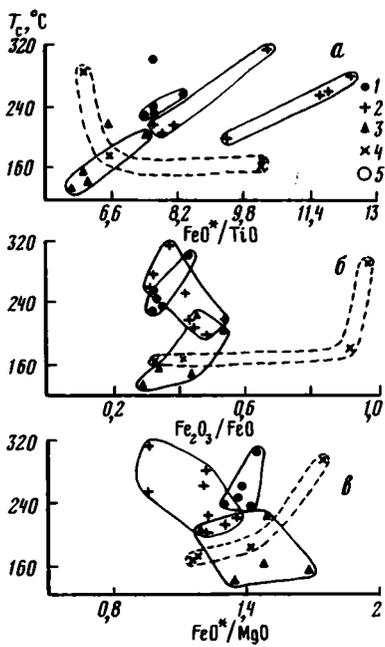


Рис. 78. Магнитный разрез океанической коры
 1 — модель [126]: а — I_n , б — Q_n ; 2 — модель [100], I_n ; 3 — наши данные: а — I_n , б — Q_n ; 4 — изотерма 600° С по модели [175] для различных скоростей спрединга на расстоянии 10 км от центра спрединга

Рис. 79. Вариационные диаграммы зависимостей точек Кюри от различных петрохимических индексов
 1 — северный сегмент САХ; 2 — южный сегмент САХ; 3 — трансформный разлом у южного сегмента; 4 — трансформный разлом у северного сегмента; 5 — рассчитанные значения (пояснение в тексте)

Рис. 80. Вариационные диаграммы зависимостей $T_c - Nb(a)$ и $Nb - FeO^*/MgO(b)$ базальтов
 Условные обозначения см. на рис. 79



Носителями намагниченности пород слоя 2А являются первичный титаномагнетит, а затем продукт его низкотемпературного окисления — титаномаггемит. Основными носителями намагниченности пород слоев 2В и 3 являются магнетит и обедненный титаном титаномагнетит, образующиеся на постмагматических стадиях в результате высокотемпературного окисления пород. Носителем намагниченности части пород 3-го слоя, вероятно 3В, является магнетит, образующийся по силикатам и имеющий термохимическую природу намагниченности [100]. Намагниченность 4-го слоя почти целиком обязана магнетиту, образовавшемуся в процессе серпентинизации этих пород.

Состав титаномагнетитов пород слоев 2В и 3 явно отличается от состава титано-

магнетитов базальтов. Это отличие может являться следствием вторичных процессов, приводящих к изменению первичного состава (вынос Ti) титаномагнетитов, но нельзя исключить и различные источники магм для базальтов и пород слоев 2В и 3, драгированных в пределах трансформного разлома. И в том и в другом случаях взаимоотношения между породами слоев 2А, 2В и 3 явно не первичные, а их совмещение, скорее всего, обязано тектонике, так как такую избирательность вторичных процессов по отношению к породам в слое 2В и 3 предположить трудно.

Оценка возможных глубин магматических камер. В работе [36] установлена эмпирическая зависимость точки Кюри, или доли ульвошпинельного компонента, первичного титаномагнетита магматических пород от давления, а соответственно, и от глубины последнего равновесного состояния магмы. Используя эту зависимость, мы оценили глубину магматических камер под различными тектоническими структурами: а) под САХ по разные стороны от трансформного разлома Зеленого Мыса; б) непосредственно под трансформным разломом (?) Зеленого Мыса, точнее для пород, драгированных в пределах долины трансформного разлома.

Как было показано выше, различия T_c базальтов из различных морфоструктур вполне значимы. Это относится как к измеренным, так и к рассчитанным T_c .

Для 23 образцов базальтов, исследованных петромагнитным методом, имелись данные петро- и геохимических анализов. Мы попытались оценить корреляционные связи некоторых петромагнитных параметров с геохимическими. Оказалось, что величины I_s (концентрация), I_{rs}/I_s и H_{ms} (структурно-чувствительные параметры) не имеют значимых корреляций с химическими параметрами пород, зато T_c имеет ряд значительных корреляционных связей с содержанием некоторых элементов и производных петрохимических параметров (рис. 79, 80).

На рис. 79, 80, а представлены зависимости T_c от ряда петрохимических параметров. Следует отметить, что T_c имеет значимые связи с рядом некогерентных элементов [56], таких, как К, Zr и Nb (см. рис. 80, а), причем связи более четкие в группах базальтов из различных структур, а также в зависимости T_c — FeO^*/TiO_2 (см. рис. 79, а). С величинами Fe_2O_3/FeO (показатель окисленности) и FeO^*/MgO (показатель степени дифференцированности вещества) T_c корреляционных связей как для всей совокупности, так и для отдельных групп не имеет (см. 79, б, в). Вместе с тем содержание некогерентных элементов коррелирует со степенью дифференцированности материала (см. рис. 80, б).

Базальты трансформного разлома и северного сегмента САХ претерпели дифференциацию в большей степени, чем базальты южного сегмента САХ; в последнем есть образцы с величинами FeO^*/MgO 0,95, т. е. близкими первичным.

Исходя из того, что значения FeO^*/MgO 0,7—0,9 характерны для базальтов, состав которых отвечает первичной магме, почти не претерпевшей кристаллизационной дифференциации [172], мы для значения FeO^*/MgO 0,9 рассчитали, используя линейную аппроксимацию зависимости $Nb-FeO^*/MgO$, концентрации Nb (см. рис. 80, б).

Выделены две группы базальтов, драгированных в рифтовой долине по разные стороны от трансформного разлома, и две группы базальтов трансформного разлома (одна совокупность у южного сегмента САХ, вторая — у северного). Подобное деление базальтов на группы установлено и по значениям T_c , но надо отметить, что данных по составу титаномагнетитов базальтов из трансформного разлома у северного сегмента САХ явно недостаточно.

Значения рассчитанных T_c для каждой из этих четырех групп (мы брали значения T_c , отвечающие модовым значениям) и рассчитанных концентраций Nb имеют значимую тесную корреляционную связь (коэффициент корреляции 0,99; см. рис. 80, а).

Концентрации некогерентных элементов, в частности Nb, отражают степень частичного плавления вещества, а степень частичного плавления, вероятно, зависит не в последнюю очередь от глубины выплавки [21, 56]. Точка Кюри титаномагнетитов, в свою очередь, отражает давление последнего равновесного состояния магмы [36].

Глубины магматических камер под рифтовой долиной САХ по разные стороны от трансформного разлома 44—55 км (15—17 кбар), причем под южным сегментом

рифтовой долины глубина магматической камеры несколько больше (на 3—5 км). Глубины магматических камер, оцененные по базальтам из трансформного разлома, 60—75 км (до 23 кбар).

По результатам микронзондового анализа титаномагнетитов габбро и долеритов из трансформного разлома (см. рис. 75, *г*, *е*) установлено наличие магматических камер на меньших глубинах (на уровнях 5—10 и 20—30 км). Очаги на подобных глубинах выделены при изучении как поверхностных деформаций во время извержения вулкана Крафла (Исландия) в сентябре 1984 г. [177], так и кумулюсных минеральных парагенезисов офиолитового комплекса Семаил (Оман) [148]. В работе [177] упоминается и очаг на большей глубине.

Изложенный материал позволяет сделать некоторые выводы.

1. В результате кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы основное количество первичномагматического ферромагнитного вещества находится в верхней части океанической литосферы, в слоях 2А, 2В и 3А. Ферромагнитный компонент 4-го слоя почти полностью представлен магнетитом, образовавшимся в процессе серпентинизации ультрабазитов.

2. Магнитоактивный слой в районе трансформного разлома Зеленого Мыса выполняют породы слоев 2, 3А, 4 океанической литосферы.

3. Определяющий вклад в создание линейных магнитных аномалий над океанами может принадлежать только базальтам слоя 2А; вторым потенциальным вкладчиком в создание линейных магнитных аномалий могут являться породы слоя 3А океанической литосферы.

4. Титаномагнетиты базальтов, драгированных в пределах как трансформного разлома, так и долин САХ у трансформного разлома, более титанистые, чем титаномагнетиты пород слоев 2В и 3, драгированных в трансформном разломе.

5. Глубины магматических камер, оцененные по составу титаномагнетитов базальтов, драгированных в зоне трансформного разлома, существенно больше глубин магматических камер непосредственно под рифтовыми долинами. Глубины магматических камер под рифтовыми долинами 45—55 км, а для базальтов из долины трансформного разлома до 75 км. Для пород из трансформного разлома отмечено еще два уровня магматических камер: 20—30 и 5—10 км.

6. В результате совместного анализа валовых содержаний таких некогерентных элементов, как К, Zr и Nb, с одной стороны, и содержанием титана в титаномагнетитах (точкой Кюри), с другой, выявлены положительные (для точки Кюри отрицательные) связи. Наиболее отчетливо эта связь проявляется с Nb.

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМА ЗЕЛЕНОГО МЫСА

Приэкваториальная зона Атлантического океана исследована неравномерно и значительно хуже по сравнению с северной его частью. В этой зоне ранее выполнялись советские магнитометрические съемки по отдельным маршрутам, а с 1974 г. ПГО «Севморгеология» проводит систематические геолого-геофизические исследования [10], которые были направлены в основном на изучение строения глубоководных котловин и распределения полей железомарганцевых конкреций.

Обобщение и анализ магнитометрических материалов в пределах северной части Центральной Атлантики [10] позволили выявить отдельные детали ее строения и эволюции:

1. Для этого региона характерно полосовое и мозаично-полосовое магнитное поле, в основных своих элементах симметричное относительно осевого рифта. Это свидетельствует о том, что большая часть рассматриваемой акватории обладает корой океанического типа. Возраст ее меняется от современного вблизи Северо-Атлантического хребта до среднеюрского (~150 млн лет) у континентальных окраин.

2. В пределах рассматриваемой акватории выделены три плиты: Африканская, Американская и Карибская, различающиеся степенью проявления внутриплитовой вулкано-тектонической активности.

3. Установлено несколько зон перехода от океана к континенту, различающихся проявлением в аномальном магнитном поле: зоны осевой аномалии и центральные зоны. Граница между осевой и центральными зонами проходит по 5-й аномалии (10 млн лет). Центральные зоны протягиваются до 34-й аномалии (80 млн лет). Далее прослеживаются меловые аномалии (до 120 млн лет), за которыми идут зоны последовательности Китли (до 157 млн лет). Наконец, самыми крайними являются зоны спокойного магнитного поля.

4. Осевая и центральные зоны на Американской и Африканской плитах, включающие Ламонтскую систему аномалий, по интенсивности, простиранию и степени линейности подразделяются на ряд областей. Границами областей являются крупные зоны разломов. Область 1 расположена к северу от разлома Атлантис, смещающего аномалии к востоку примерно на 160 км; область 2— между разломами Атлантис и Кейн. Область 3 ограничена на севере разломом Кейн, который смещает все аномалии Ламонтской последовательности примерно на 160 км, причем противоположно смещению по разлому Атлантис, и как бы возвращает всю последовательность аномалий в «исходное положение»; на юге границей служит разлом Зеленого Мыса. Южнее разлома Зеленого Мыса выделяется область 4. В ней четко проявляется широтная аномальная зона, расположенная сразу к югу от разлома Зеленого мыса.

На Африканской плите магнитометрических съемок оказалось недостаточно, чтобы продлить границу между областями 3 и 4 на площадь развития наиболее древних аномалий Ламонтской последовательности.

Основные последовательности магнитных аномалий: Ламонтская, меловая и Китли —

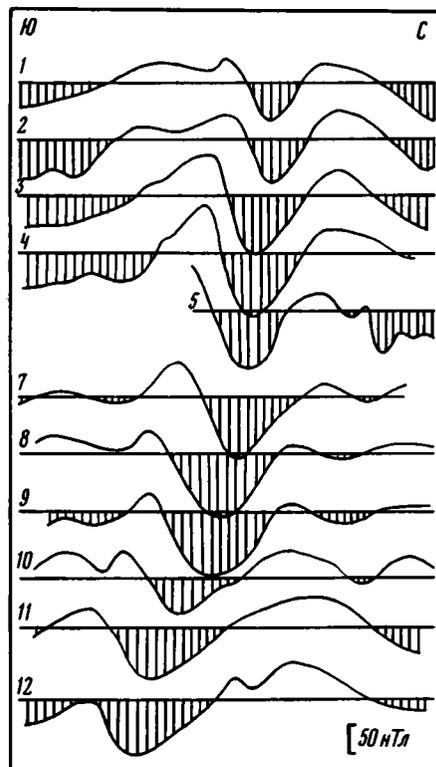


Рис. 81. Карта графиков АМП полигона II

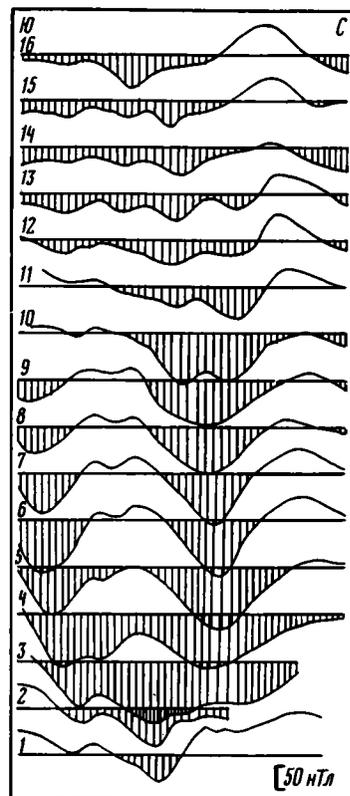


Рис. 82. Карта графиков АМП полигона III

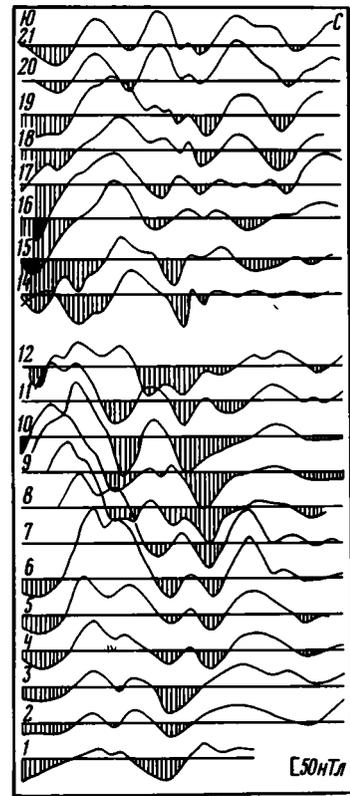


Рис. 83. Карта графиков АМП полигона IV

нарушаются системами крупных зон разломов (Атлантис, Кейн, Зеленого Мыса, Вима, Чейн и др.), что говорит о сильной тектонической неоднородности дна Атлантического океана. Крупные зоны разломов в Центральной Атлантике служат местом внедрения основных и ультраосновных пород и проявляются в геофизических полях. Разломы превращают внутреннюю структуру Северо-Атлантического хребта у экватора в сложную мозаику коро-мангитных блоков разной мощности и разного состава.

Замечено, что не все разломы смещают оси магнитных аномалий. Б. Коллет [86] объясняет формирование зон разломов, по которым не наблюдается смещения осей магнитных аномалий, горизонтальным эффектом охлаждения вновь образованной литосферы, что может вызвать напряжение в направлении оси хребта.

Зоны разломов в Центральной Атлантике неоднократно меняют азимуты простира-ния, что свидетельствует о многочисленных изменениях направления разрастания океанического дна. В таких условиях трудно проследить зоны разломов вне участков детальных исследований.

Зная возраст магнитных аномалий и их местоположение, можно оценивать скорость раздвижения дна. При этом выявилась некоторая закономерность. Так, в древности скорость постепенно увеличивалась с 1 до 2,5 см/год к эпохе 34-й аномалии (80 млн лет). Затем до 5-й аномалии (9,4 млн лет) скорость опять упала до 1 см/год, а к нынешнему времени опять увеличилась до 1,5 см/год. Все это также свидетельствует о сложной тектонической активности океанического дна.

Малая скорость разрастания сильно затрудняет привязку аномалий к геохронологической шкале, так как графики аномального магнитного поля в этом случае приобретают сглаженный вид. Низкая скорость затухающего спрединга нивелирует характерные пики, поэтому возникают затруднения в определении точного времени возникновения современных аномалий.

Как уже было отмечено, одной из основных морфоструктур океанического дна являются трансформные разломы. Глубинные разломы Мирового океана и прежде всего трансформные служат, как правило, зонами специфической перестройки структуры аномального магнитного поля. Это находит свое отражение в значительных смещениях полосовых линейных магнитных аномалий вдоль ряда трансформных разломов, в Атлантическом океане — Атлантис, Кейн, Чарли-Гиббс, Зеленого Мыса.

Трансформные разломы обычно характеризуются пониженным магнитным полем. Наиболее четко в магнитном поле прослеживаются мощные субширотные зоны дробления океанического фундамента (Св. Елены, Кордано). Они по всей своей длине разрывают линейные магнитные аномалии и создают либо цепочки интенсивных локальных аномалий обоих знаков, либо вытянутые аномалии амплитудой до 300 нТл.

Число трансформных разломов, детально обследованных в геомагнитном отношении, сравнительно невелико. Необходимость их геомагнитного изучения связана с тем, что в трансформных разломах могут обнажаться породы глубинных слоев океанической коры, исследование которых дает возможность получить сведения о природе магнитоактивных слоев. Кроме того, спецификой структуры аномального магнитного поля в этих зонах являются резкие изменения мощности литосферы.

В 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» были выполнены комплексные геофизические исследования, в том числе и магнитные, над трансформным разломом Зеленого Мыса. Измерения магнитного поля Земли осуществлялись сотрудниками ИЗМИРАН на пяти полигонах, расположенных вдоль трансформного разлома как над Срединно-Атлантическим хребтом, так и по обе стороны от него. Съёмка на всех полигонах велась по системе меридиональных галсов с межгалсовым расстоянием около 2 миль. Измерения полной напряженности магнитного поля осуществлялись практически непрерывно с помощью буксируемого квантового магнитометра КМ-8. В результате проведенных измерений были построены графики аномального магнитного поля (АМП) вдоль всех профилей (рис. 81—85) и карты АМП (рис. 86—90) по всем пяти полигонам.

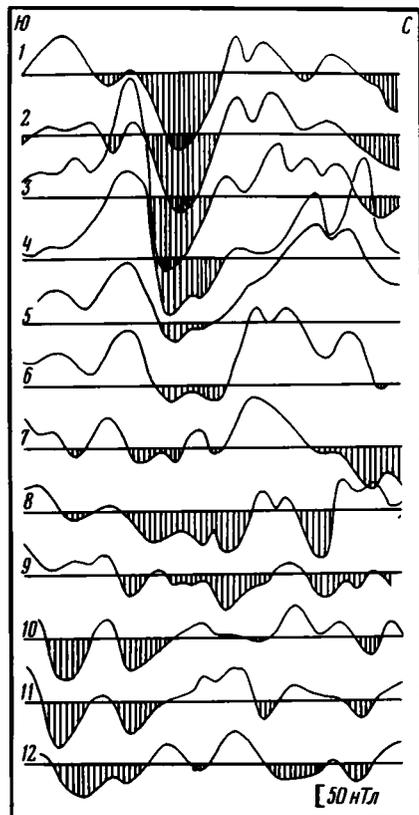


Рис. 84. Карта графиков АМП полигона VI

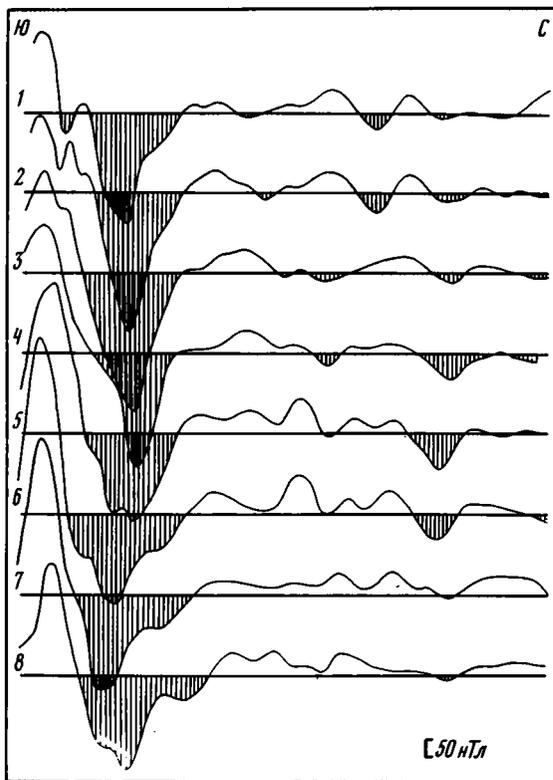


Рис. 85. Карта графиков АМП полигона V

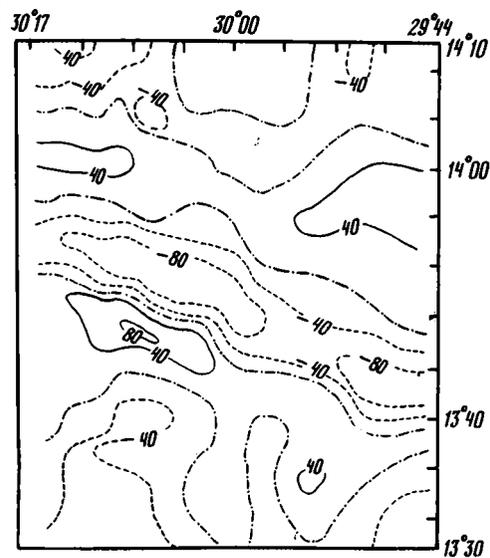


Рис. 86. Карта АМП полигона II

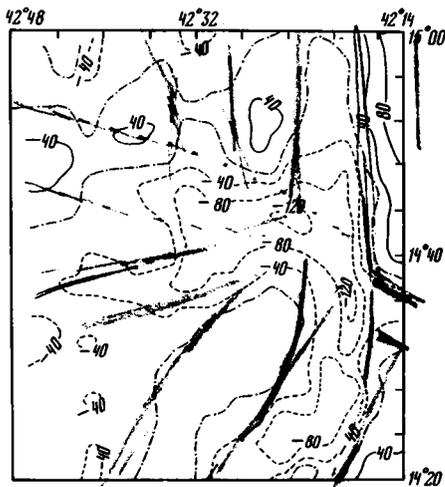


Рис. 87. Карта АМП полигона III

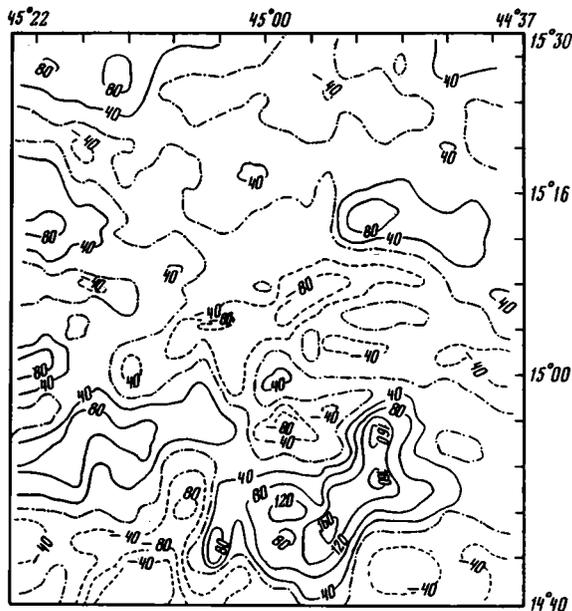


Рис. 88. Карта АМП полигона IV

Полигон II. Центр полигона (см. рис. 81, 86) занимает сквозная отрицательная аномалия северо-западного простирания, окаймленная с севера и юга положительными аномальными зонами того же простирания. Западный край центральной части полигона характеризуется наличием глубокого минимума (-110 нТл) с сопряженными максимумами: с юга до $+80$ нТл, с севера до $+40$ нТл, причем южный борт аномалии имеет большой градиент (40 нТл/км), а северный борт обладает примерно в 2 раза меньшей крутизной.

В восточной части центральной отрицательной аномалии выделяется минимум (-100 нТл), окаймленный с юга и севера положительными аномалиями меньшей интенсивности, чем в западной части, и с меньшими градиентами. В северной части полигона наблюдается слабая ($-10 \div -40$ нТл) аномалия северо-западного простирания, а южная часть полигона разбита слабыми знакопеременными аномалиями субмеридионального простирания.

Сопоставление карты АМП с картой фундамента показывает, что зоне максимального градиента центральной аномалии соответствует хребет, расположенный с северной стороны троговой долины, максимальным глубинам которой отвечают максимальные значения выделенной центральной аномалии. Осевая зона депрессии в северной части полигона совпадает с зоной положительных аномалий. Южная, расчлененная в субмеридиональном направлении, область полигона обладает АМП того же простирания.

Таким образом, очевидно, полигон II расположен над восточным выклиниванием разлома, что находит свое отражение в АМП. Отсутствие широтных съемочных галсов затрудняет датировку меридиональных аномалий в южной части полигона. Можно только предполагать, опираясь на данные по более северному району Центральной Атлантики, что полигон II находится в районе 34-й аномалии, имеющей возраст 80 млн лет.

Полигон III. АМП полигона III (см. рис. 82, 87) имеет сложный характер, соответствующий сложному рельефу дна. Вся центральная часть полигона представляет собой область отрицательных значений АМП субширотного направления. В центре этой области отмечаются минимальные значения поля (-130 нТл), окаймленные с северной и

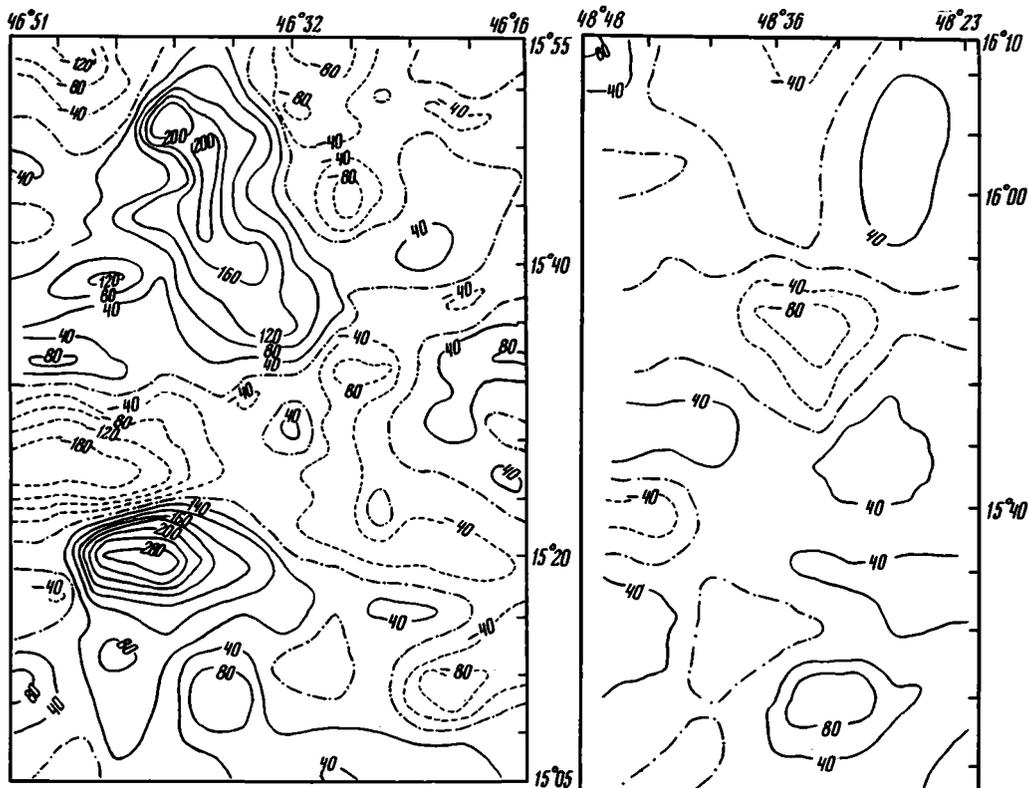


Рис. 89. Карта АМП полигона VI

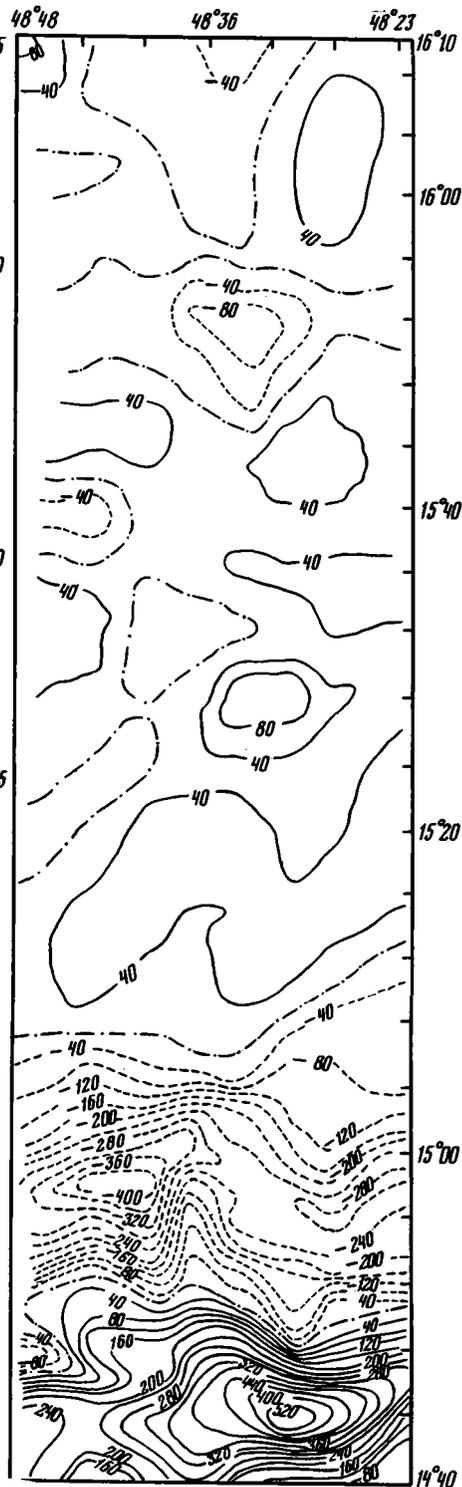


Рис. 90. Карта АМП полигона V

южной сторон слабыми положительными аномалиями ($+30 \div +60$ нТл). В восточной части центральной отрицательной области наблюдается меридиональное смещение минимальных значений поля.

Совместный анализ АМП с рельефом фундамента помогает объяснить сложный характер поля. В плане желоб трансформного разлома имеет несколько изгибов за счет того, что в его пределы вдаются отроги северного и южного склонов, пересекающие его насквозь. Эти отроги могут быть следами древних меридиональных разрывных нарушений. Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что в районе полигона III трассируются две разновозрастные аномалии. В южной части полигона идентифицирована 6-я аномалия, имеющая возраст около 10—12 млн лет, а с севера с разломом контактирует 13-я аномалия, имеющая возраст 38 млн лет.

Скорость раскрытия океанического дна, вычисленная по идентифицированным аномалиям, оказалась для 13-й аномалии около 1 см/год, для 6-й аномалии около 1,8 см/год, что близко к вычисленным ранее скоростям раскрытия Центральной Атлантики для Африканской плиты.

Полигон IV. АМП полигона IV (см. рис. 83, 88) имеет сложную структуру. Через центральную часть полигона в северо-западном направлении проходит зона отрицательных аномалий, окаймленная с севера зоной положительных аномалий того же простираения, с амплитудами ± 80 нТл. Западная область полигона, расположенная над «активной» частью разлома, существенно отличается от восточной области, расположенной над «пассивной» частью. Так, если на востоке отмечается довольно регулярное чередование положительных и отрицательных аномалий северо-западного простираения, то в западной половине полигона простираение аномалий меняется от северо-западного до юго-восточного.

Центральная часть полигона, являющаяся местом пересечения рифтовой зоны с разломом, занята обширной раздробленной аномалией с амплитудой до 300 нТл.

Таким образом, сложное строение центральной отрицательной аномалии свидетельствует о сложных соотношениях разлома с отрезком Срединно-Атлантического хребта, а различие АМП западной и восточной частей полигона вызвано влиянием активной и неактивной областей трансформного разлома. Судя по имеющимся данным о линейных аномалиях в этом районе, северная часть полигона IV расположена между 5- и 6-й аномалиями в возрастном интервале 9—12 млн лет.

Полигон VI. Полигон VI, так же как и полигон IV, расположен на пересечении трансформного разлома с рифтовой долиной, только в этом районе рифтовая зона подходит с севера. В центре полигона (см. рис. 84, 89) протягивается субширотная зона отрицательных аномалий с максимальными значениями на западе полигона (-190 нТл). Южнее отрицательной аномалии находится интенсивная положительная аномалия ($+300$ нТл) также субширотного простираения.

Здесь, как и на полигоне IV, АМП активной и неактивной частей разлома существенно различается. Если для западной, неактивной, части характерен набор аномалий в основном субширотного простираения, то в восточной, активной, части простираение аномалий меняется от северо-западного до юго-восточного.

Центр северной части полигона занят интенсивной положительной меридиональной аномалией ($+250$ нТл), совпадающей с рифтовой долиной Срединно-Атлантического хребта.

Анализ имеющихся данных о линейных аномалиях в этой районе показывает, что в районе полигона с юга трассируются 5- и 6-я аномалии, т. е. южная часть полигона расположена во временном интервале 9—12 млн лет.

Таким образом, можно отметить одинаковый в общих чертах характер АМП полигонов VI и IV, расположенных в сходных тектонических районах.

Полигон V. Полигон V расположен в 90 милях западнее северного сегмента Срединно-Атлантического хребта и пересекает с севера на юг три субширотные структуры: трог Ройял, разлом Зеленого Мыса, хребет Ресечер.

В АМП полигона (см. рис. 85, 90) наиболее рельефно выделяется хребет Ресечер,

имеющий мощную аномалию с общей амплитудой около 1000 нТл субширотного простиранья. Обширное плато между хребтом Ресечер и трансформом Зеленого Мыса выражено в АМП слабым мозаичным полем. Разлом Зеленого Мыса в АМП представлен слабой субширотной аномальной зоной, положительная область которой приурочена к максимальным глубинам разлома, а отрицательная зона аномалий (до -100 нТл) несколько смещена к северу. Трог Ройял имеет слабое знакопеременное АМП.

Таким образом, обобщая приведенные результаты, можно отметить, что АМП разлома Зеленого Мыса имеет сложный характер, но в то же время обладает некоторыми закономерностями. Так, практически вдоль всей зоны разлома прослеживается четко выраженная зона отрицательных аномалий разной интенсивности. АМП двух центральных полигонов сходно между собой, так как является отражением двух аналогичных в тектоническом смысле районов.

Количественная интерпретация выделенных на всех полигонах аномалий проводилась с помощью одной из модификаций способа особых точек [12] применительно к конкретным условиям экваториальных широт для углов нормального наклоения $i_0 = 30^\circ$, что позволило определять глубину залегания верхней кромки намагнитченных тел с погрешностью до 20%.

Известно, что форма кривых ΔT от двухмерных тел меняется в зависимости от условия их намагничивания. В случае двухмерной задачи при косом намагничивании тела

$$\Delta T^k = Z_a^n (\sin^2 i_0 - \cos^2 i_0 \cos^2 A) + H_a^n \sin 2i_0 \cos A, \quad (1)$$

где Z_a^n и H_a^n — соответственно вертикальная и горизонтальная составляющие магнитного поля при прямом намагничивании; i_0 — угол нормального наклоения; A — азимут простиранья расчетного профиля.

Согласно формуле (1) на северном ($i = 90^\circ$) и южном ($i_0 = -90^\circ$) магнитных полюсах $\Delta T^k = Z_a^n$. В обоих случаях это положительные кривые ΔT , идентичные кривым Z_a^n .

На магнитном экваторе, где $i_0 = 0^\circ$, при $A = 0$ $\Delta T^k = -Z_a^n \cos^2 A$. Это отрицательные аномалии Z_a^n , умноженные на некоторый коэффициент пропорциональности, влияющий лишь на вертикальный масштаб кривой, что не имеет принципиального значения для определения элементов залегания намагнитченных тел. При $i_0 = 0^\circ$ и $A = 90^\circ$ $\Delta T^k = 0$, т. е. в непосредственной близости от магнитного экватора съемка вдоль широтных профилей не несет практически никакой информации.

При меридиональном простирании тел ($A = 90^\circ$, $\alpha = 0$), где α — азимут простиранья аномалии, к югу и к северу от магнитного экватора $\Delta T^k = Z_a^n \sin^2 i_0$. Это положительные аномалии ΔT , идентичные по форме кривым Z_a^n и отличающиеся от них (как и в случае $i_0 = 0^\circ$) лишь вертикальным масштабом.

Выбор предлагаемого метода не случаен. При всех недостатках, присущих подавляющему большинству приемов интерпретации магнитных аномалий вообще (предположение об однородном намагничивании по направлению современного магнитного поля, идеализированное представление о правильной форме намагнитченных тел), данный метод обладает определенными преимуществами: а) не требуется знания начала координат кривой $(\Delta T)_a$ и ее нулевого уровня; б) параметр, используемый для определения глубины до верхней кромки намагнитченных тел (расстояние между точками перегиба), достаточно устойчив и мало зависит от угла нормального наклоения и азимута простиранья магнитных аномалий, так как является в основном функцией относительной горизонтальной полумощности возмущающего объекта.

Определение интенсивности намагничивания возмущающих масс осуществлялось по формуле

$$I_n = 10(\Delta T_{\max} - \Delta T_{\min})K_j, \quad (2)$$

где K_j — коэффициент, зависящий в основном от отношения b/h .

На каждом из рассматриваемых полигонов были построены два-три профиля $(\Delta T)_a$, проложенных вкрест простиранья основных аномальных зон, и вычислены глу-

Т а б л и ц а 25

**Глубины до верхних кромок магнитовозмущающих тел
и величины намагниченности в зоне разлома Зеленого Мыса**

Полигон	Южный борт разлома		Северный борт разлома		Поперечное сечение разлома	
	км	А/м	км	А/м	км	А/м
II	5,6(5,3) 6,0(5,8)	1,0	5,5(5,5)	1,2	5,7(5,6) 5,2(5,2)	1,2
III	4,2(4,2)	2,4	4,7(4,4)	1,6	5,0(5,0)	1,1
IV	4,5(4,0) 2,4(2,4)	5,2	3,5(3,4) 4,5(4,5)	0,9	2,9(2,7) 6,0(5,0)	1,5
VI	2,9(2,8)	0,8	2,3(2,3) 4,0(3,5)	6,0	4,5(4,5)	1,8
V	2,0(2,0)	4,3	6,5(6,0)	0,3	4,5(4,2)	0,8

Примечание. В скобках указаны глубины акустического фундамента по данным НСП.

бины до верхних кромок магнитовозмущающих тел и величины намагниченности. Полученные результаты приведены в табл. 25.

Оценка глубины залегания верхних кромок магнитных объектов показала, что их глубина соизмерима с глубинами дна.

Расчетная намагниченность южного борта разлома полигонов II, III и V несколько выше расчетной намагниченности северного борта. Можно предполагать, что это связано с разным возрастом блоков океанической коры, соприкасающихся по разлому.

Значения расчетной намагниченности в пределах полигонов IV и VI, захватывающих отрезки САХ, сопоставимы между собой. Так, для частей этих полигонов, в которых расположены отрезки САХ, характерны повышенные значения намагниченности, достигающие 5,2 и 6,0 А/м на полигонах IV и VI соответственно. Для противоположных частей этих же полигонов установлены пониженные значения намагниченности, не превышающие 0,8—0,9 А/м.

Изменение намагниченности вдоль центральной зоны разлома от полигона VI в направлении полигона II показывает, что ее значения уменьшаются от 2 А/м на полигоне VI до 1 А/м на полигоне III и остаются на этом уровне вплоть до полигона II.

Полученные данные в целом соответствуют характеру изменения естественной остаточной намагниченности в осевой части САХ. Можно предположить, что отмеченное уменьшение намагниченности при удалении от оси САХ связано с окислением ферромагнетиков в базальтах при их старении.

По мнению авторов [37], существует направленный процесс изменения базальтов, который приводит к специфическому перераспределению магнитных характеристик. Отмеченная корреляция говорит о существенном вкладе в АМП базальтов, лежащих на поверхности дна океана, но лишь в интервале 200 км для САХ. На больших расстояниях определяющий становится вклад более глубоких источников.

Порядок вычисленных значений намагниченности вполне согласуется с величинами I_n для САХ, приводимыми в работах Е. А. Назаровой [33] и Д. М. Печерского [38]. Большая степень изменения базальтов с глубиной вызывает уменьшение величины намагниченности с 20—10 А/м для поверхностных базальтов в оси САХ до 3—0,5 А/м для базальтов, подвергшихся высокотемпературному метаморфизму. В процессе спрединга наблюдается быстрое уменьшение намагниченности.

Таким образом, результаты проведенных магнитных исследований в районе разлома Зеленого Мыса свидетельствуют об изменении степени намагниченности магнитоактивного слоя как в горизонтальном направлении, так и по вертикали. Относительно не-

высокие вычисленные значения намагниченности подтверждаются результатами моделирования процесса однофазного низкотемпературного окисления [33], в результате которого средняя намагниченность базальтов уменьшается на 60—70% после двух инверсий, а затем стабилизируется и уменьшается примерно в 2 раза по сравнению с исходной величиной.

В заключение надо отметить, что для проведения полной интерпретации АМП в районе разлома Зеленого Мыса необходимо было закладывать не только меридиональные съемочные маршруты, но и сеть ортогональных. В этом случае появилась бы возможность провести идентификацию спрединговых аномалий и более надежно определять возраст пород и скорость раздвижения океанического дна. К тому же отсутствие ортогональной сети съемочных маршрутов значительно снизило точность построения карт АМП, что несомненно сказалось на качестве интерпретации выделенных аномалий.

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ РАЗЛОМА ЗЕЛЕННОГО МЫСА ПО ДАННЫМ МНОГОКАНАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ МОВ ОГТ

Методика сейсмических исследований МОВ ОГТ и краткая характеристика волнового поля. При обработке профилей МОВ ОГТ в Центральной Атлантике в качестве приемного устройства использовалась пьезосейсмококса типа ПСК-6 с длиной активной части 2400 м и выносом от источника возбуждения на расстояние 550 м. Возбуждение упругих колебаний производилось групповым пневматическим источником типа ИГП-1 суммарным рабочим объемом 6 дм³ при давлении сжатого воздуха 125 кгс/см². Заглубление источника возбуждения составляло 8—12 м, возбуждаемый сейсмический сигнал имел максимум энергии на частотной характеристике в диапазоне от 8 до 20 Гц. Регистрация сейсмической информации морской сейсмической станцией «Волна-48» осуществлялась под управлением системы автоматизированного сбора сейсмической информации на базе ЭВМ ЕС-1011. Принятая при обработке сейсмических профилей система наблюдений обеспечивала получение временных разрезов с 12-кратным накоплением информации по методике общей глубинной точки и расстоянием между глубинными точками (трассами временного разреза) 25 м. Относительно малое расстояние между трассами временного разреза обеспечило корректность последующего применения миграционного преобразования к временным разрезам МОГТ.

Предварительная обработка и анализ собранной сейсмической информации производились в период 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» на ЭВМ ЕС-1011. Окончательная обработка информации, включая детальный скоростной анализ волнового поля, накопление информации по МОГТ и миграционное преобразование полученных временных разрезов выполнялись краснодарским ИВЦ ВМНПО «Союзморгео» на ЭВМ ЕС-1045.

Район проведения сейсмических исследований характеризуется сложным геологическим строением, что обусловило сложность отображающего его волнового поля: 1) отсутствие протяженных линейно вытянутых отражающих границ во 2- и 3-м слоях океанической коры определяет преобладание дугообразных осей синфазности на временных разрезах, полученных на этапе предварительной обработки; 2) интенсивное отражение и рассеивание падающей волны на отражающих и дифрагирующих элементах толщи 2-го геофизического слоя обусловили резкий спад интенсивности волнового поля, отображающего строение нижележащих слоев океанической коры; 3) резко выраженный рельеф океанического дна и высокая величина коэффициента отражения на границе вода—дно, особенно на участках отсутствия слоя океанических осадков, предопределяют образование интенсивных регулярных волн-помех: а) типа дифракций, связанных с рассеиванием падающей волны на неоднородностях рельефа; б) типа двукратного отражения границы раздела вода—дно («второе дно»).

Последовательность графа обработки и интерпретации определялась специфическими особенностями зарегистрированного волнового поля.

1. Для упрощения волновой картины и снятия волн-помех типа дифракций использована процедура пространственно-временной фильтрации временного разреза, реализованная в алгоритме миграционного преобразования Кирхгофа.

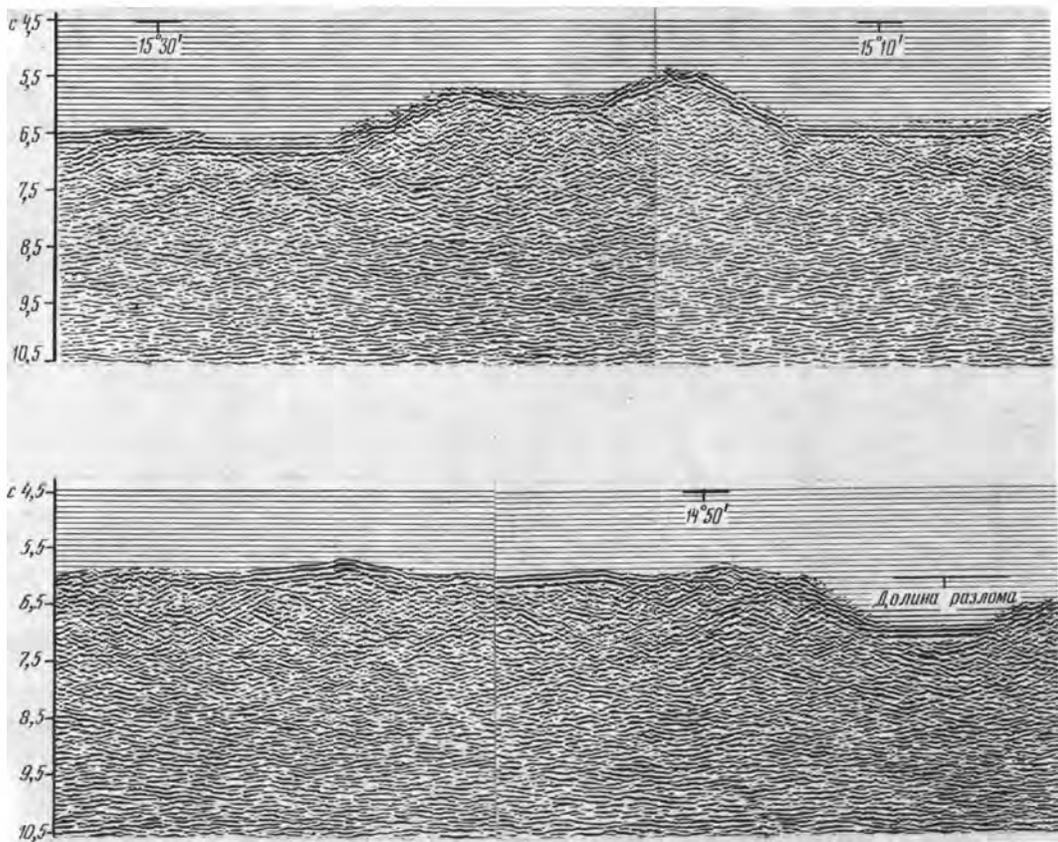
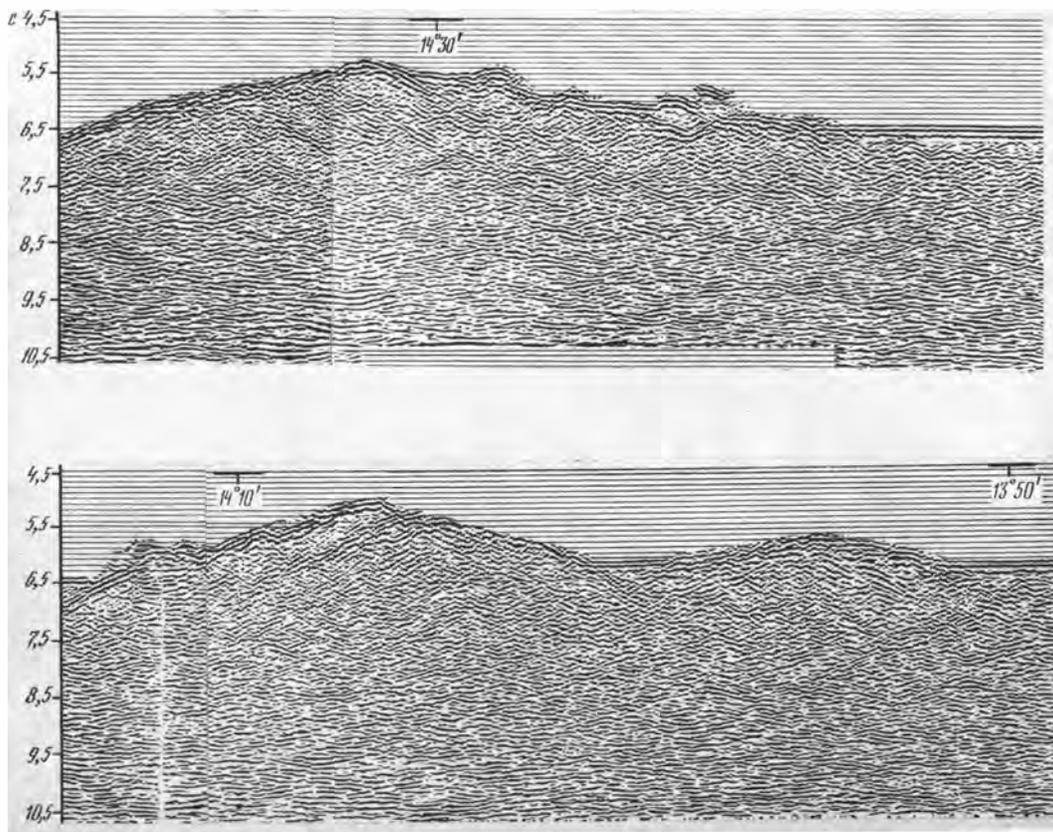


Рис. 91. Временной разрез по профилю МОВ ОГТ 2 / 86

2. Через каждые 5—10 миль профиля осуществлялся анализ скоростных характеристик волнового поля по алгоритму расчета так называемых «спектров» скоростей на сейсмограммах ОГТ; предварительно производилось частичное подавление «хвостов» дифрагированных волн-помех путем горизонтального смещения четырех сейсмограмм ОГТ на базе 100 м. Область синфазного суммирования волны на «спектре» скоростей соответствует изменению величины кинематической поправки в пределах $\pm 1/2$ периода основной несущей частоты колебания волны.

Для основной информационной составляющей регистрируемого поля полезных волн ($f_0 = 12$ Гц) область синфазного суммирования волны ограничивается изменением величины кинематической поправки в пределах ± 40 мс, что соответствует разбросу значений средней скорости волны: 9% в слое осадков ($v_{пл} \approx 2,3$ км/с, $t_0 \approx 6,0—6,5$ с); 16% во 2-м слое ($v_{пл} \approx 3,5$ км/с, $t_0 \approx 6,5—8,0$ с); 30% в 3-м слое ($v_{пл} \approx 6,0$ км/с, $t_0 \approx 8,0—10,0$ с); 47% в 4-м слое (в мантии) ($v_{пл} \approx 8,0$ км/с, $t_0 \approx 10,0—12,0$ с).

3. По результатам скоростного анализа на временных разрезах выделялись интервалы, соответствующие пластовым скоростям толщ 2- и 3-го слоев океанической коры и верхов мантии. Увязка границ выделенных слоев производилась путем корреляции осей синфазности волнового поля на временном разрезе между участками скоростного зондирования. Перестроение временного разреза в глубинный осуществлялось вручную, послойно, с использованием информации о пластовых скоростях.



Характеристики сейсмических профилей и их геологическая интерпретация. Профиль 2 / 86 расположен на восточном фланге Срединно-Атлантического хребта, в 190 милях к востоку от пересечения разлома Зеленого Мыса с южным сегментом рифтовой долины САХ, и проходит в меридиональном направлении по $42^{\circ}13'$ з. д. от $13^{\circ}49'$ с. ш. до $15^{\circ}30'$ с. ш. Длина профиля 100 миль.

В процессе полигонных исследований, предвалявших работы МОВ ОГТ, был детально изучен отрезок разлома длиной 30 миль. Разлом выражен в рельефе в виде осевой троговой долины субширотного простирания и обрамляющих ее с севера и юга поперечных хребтов. Долина имеет плоское выровненное дно за счет заполнения осадками с глубиной 5200 м, шириной 5—7 миль. Южный хребет выше северного, максимальные превышения хребтов над дном долины соответственно 2100 и 1300 м. Ширина хребтов 20—25 миль.

Профиль в своей центральной части пересекает троговую долину разлома. Дно долины покрыто осадками, которые хорошо выражены в виде слоистой толщи на записях НСП и на контрольной одноканальной записи МОВ ОГТ. Мощность осадков в долине 300 м. Южный борт долины полностью лишен осадков; характерной особенностью северного борта является наличие осадочного чехла мощностью 200—300 м, облегающего выступы сильнорасчлененного рельефа. Рельеф дна профиля изрезанный, перепады глубин между поднятыми и опущенными участками достигают 1000 м. В депрессиях мощность осадочной толщи сотни метров.

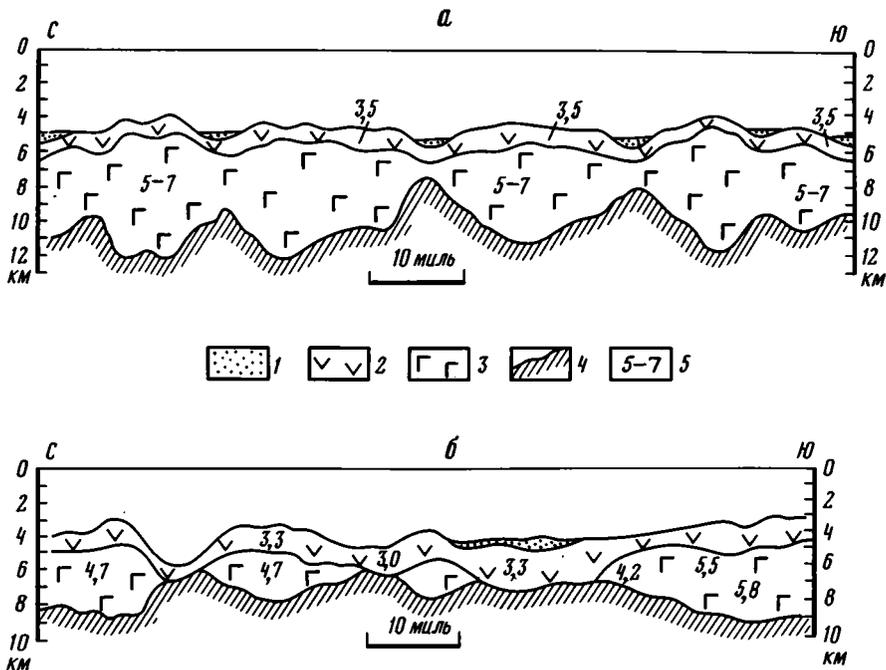


Рис. 92. Глубинные разрезы литосферы по профилям 2/86 (а) и 3/86 (б)

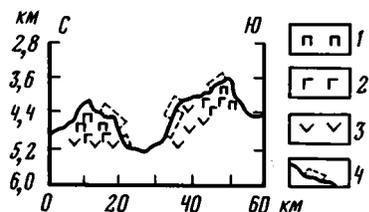
1 — осадочная толща; 2 — первая толща (геофизический слой 2А); 3 — вторая толща (слои 2В, 2С, и 3); 4 — поверхность Мохоровичича; 5 — значения скоростей продольных сейсмических волн, км / с

В составе консолидированной коры выделяются толщи пород, различающиеся по интенсивности и длине отражающих площадок (рис. 91). Первая толща (акустический фундамент) характеризуется интенсивными горизонтальными и слабонаклонными площадками протяженностью 0,5—2 км. Средняя пластовая скорость продольных сейсмических волн в этой толще по данным перебора МОВ ОГТ составляет примерно 3,5 км/с. Мощность толщи 1—1,5 км, она непрерывно прослеживается по всему профилю. Отражающие площадки образуют пологоволнистую структуру, конформную с рельефом дна. Намечается некоторая тенденция к уменьшению мощности толщи под депрессиями и увеличению под поднятиями (соответственно 0,6—0,7 и 1—1,6 км) (рис. 92). Для рассматриваемой толщи в интервале глубин 4—6,5 км от уровня моря характерны отражающие площадки, группирующиеся в субгоризонтальные ветвящиеся горизонты, и расположенные несогласно по отношению как к поверхности дна, так и к подошве данной толщи, что легко видеть на северном поперечном хребте. В пределах южного хребта также намечаются подобные горизонты. Особенно отчетливо такие горизонты фиксируются в верхах разреза первой толщи на северном борту депрессии, непосредственно к югу от долины разлома Зеленого Мыса (на южном склоне южного поперечного хребта) и на ее южном борту.

Вторая толща прослеживается в интервале глубин 4,5—12 км. Переход от первой толщи довольно резкий, отмеченный спадом интенсивности отраженных волн и уменьшением длины отражающих площадок. Мощность толщи крайне невыдержанна. Под депрессиями она уменьшается до 3,5 км, достигая минимальных значений около 0,5 км под долиной разлома; под поднятиями, обрамляющими депрессии, и под поперечными хребтами зоны разлома она увеличивается до 6—7 км. Таким образом, имеет место явная тенденция к образованию «корней» под позитивными структурами. Толща

Рис. 93. Схема ступенчатых драгировок в районе профиля 2/86

1 — серпентинизированные гарцбургиты и пироксениты; 2 — кумулятивное габбро; 3 — базальты и долериты; 4 — интервал драгирования



содержит разобщенные в той или иной степени отраженные площадки, на фоне которых с определенной степенью условности можно выделить отдельные протяженные (от 5 до 20 миль и более) субгоризонтальные и наклонные ветвящиеся горизонты. Эти горизонты особенно четко выражены под поперечными хребтами. Под южным хребтом генеральное направление их падения южное, а под северным — северное. Скорость сейсмических волн в толще оценивается в 5—7 км/с при точности определения не хуже 30%. Ниже подошвы второй толщи эти скорости по данным перебора МОВ ОГТ явно больше 7 км/с.

Скоростные характеристики и глубины залегания слоев океанической коры, установленные по данным МОВ ОГТ на профиле 2/86, хорошо согласуются с данными, полученными при изучении методом преломления волн расположенного в 350 милях южнее трансформного разлома Вима [154].

Геологическая интерпретация профиля 2/86 МОВ ОГТ представляется в следующем виде.

Ступенчатое драгирование на полигоне III, по восточной рамке которого проходил профиль 2/86 МОВ ОГТ, показало, что нижняя часть северного борта долины разлома сложена габброидами, базальтами и долеритами, а гипсометрически выше располагаются серпентинизированные гарцбургиты (рис. 93). На южном борту также выделяются два комплекса пород: нижний — базальтовый, верхний — габбро и сильнотектонизированные пироксениты. Естественно предположить, что верхние комплексы находятся в аллохтонном залегании. Доказательством правомочности подобного предположения являются результаты сейсмопрофилирования МОВ ОГТ через зону разлома Зеленого Мыса.

Как указывалось выше, для первой толщи характерны отражающие площадки, группирующиеся в субгоризонтальные ветвящиеся горизонты. Эти горизонты и представляют собой пологие тектонические нарушения (надвиги). Наличие этих надвигов обусловило чешуйчато-надвиговую структуру поперечных хребтов. Чешуи имеют линейные размеры от 2 до 20 км и более. Основываясь на данных драгирования, можно утверждать, что тектонические чешуи сложены серпентинизированными гарцбургитами, кумулятивными габбро, пироксенитами и базальтами. Этот вывод распространяется не только на поперечные хребты зоны разлома. В частности, на южном борту депрессии, расположенной непосредственно южнее долины разлома, на временном разрезе, в его верхней части, отчетливо проявлен надвиг, плоскость которого наклонена на север. И на северном окончании профиля, уже на значительном удалении от разлома, на временном разрезе хорошо выражен надвиг, затрагивающий даже толщу слоистых осадков.

Как отмечалось выше, средняя пластовая скорость продольных сейсмических волн в первой толще приблизительно 3,5 км/с. Мы полагаем, что эта цифра отражает лишь некое среднее значение скоростей различных типов пород, слагающих первую толщу. В драгированных породах в пределах поперечных хребтов зоны разлома Зеленого Мыса скорости продольных сейсмических волн значительно варьируют: от 3,4 км/с в серпентинизированных ультрабазитах до 6,7 км/с в габброидах. При этом до 60% пород в драгах составляют серпентиниты и в различной степени серпентинизированные ультрабазиты. В последних вообще имеет место тенденция к резкому уменьшению скоростей по мере прогрессивной серпентинизации [82]. По принятой же классификации рассчи-

танное для первой толщи значение скорости 3,5 км/с соответствует верхней части 2-го геофизического слоя [117].

Вторую толщу мы интерпретируем как нижнюю часть 2-го геофизического слоя (2В и 2С) и 3-й слой океанической коры. По аналогии с разрезами офиолитовых комплексов верхняя часть второй толщи представлена, скорее всего, образованиями дайкового комплекса, сменяющимися вниз габброидами и породами полосчатого комплекса. Скорости сейсмических волн, измеренные в образцах габброидов с кумулятивными структурами, относимых к полосчатому комплексу, 6,95—6,67 км/с, что хорошо согласуется с интервалом скоростей, рассчитанных для второй толщи. Несомненно, что в строении этой толщи принимают участие серпентинизированные ультрабазиты и амфиболиты. Скорости сейсмических волн, измеренные в образцах драгированных пород, соответственно 5,19 и 5,93—6,56 км/с. Так же как и первая толща, вторая толща тектонически расслоена: выделяющиеся на временном разрезе горизонты внутри толщи интерпретируются нами как надвиги.

Подошва второй толщи рассматривается в качестве границы Мохоровичича, ниже которой залегают образования верхней мантии — в различной степени серпентинизированные ультрабазиты (преимущественно гарцбургиты с метаморфическими структурами).

Загадку представляет выделяемая с определенной степенью условности на глубинах 12—16 км граница, ниже которой рассчитанные скорости сейсмических волн составляют 9 км/с и даже более. Конфигурация этой границы повторяет в первом приближении рельеф подошвы второй толщи. Если это действительно реальная физическая граница, тогда надо полагать, что здесь мы имеем дело с разделом внутри верхней мантии. Следует отметить, что подобная высокоскоростная граница на тех же глубинах была обнаружена в зоне разлома Атлантис в Северной Атлантике [53] и на профилях, пересекающих рифтовую долину Аравийско-Индийского хребта [17, 34].

Профиль 3 / 8 6 расположен в пределах западного фланга САХ, в 90 милях западнее оси рифтовой долины северного сегмента хребта, и пересекает в меридиональном направлении по $48^{\circ}30'$ з. д. три различные широтные структуры (с севера на юг): трог Ройял, разлом Зеленого Мыса и хребет Ресечер. Длина профиля 92 мили ($14^{\circ}45' — 16^{\circ}17'$ с. ш.). В процессе полигонных исследований, предварявших работы МОВ ОГТ, были детально изучены все эти структуры на протяжении 25 миль.

Трог Ройял — наиболее крупная отрицательная структура рассматриваемого района. Это U-образная депрессия с крутыми (до 30°) бортами. Глубина трога достигает 6 км, что на 500 м превышает глубину окружающей абиссальной равнины. Превышение бортов трога над его дном составляет 3 км. Ширина трога по основанию 10 км, протяженность — 250 км [108]. Борты трога возвышаются над общим уровнем абиссальной равнины котловины и представляют собой горные сооружения, морфологически сходные с поперечными хребтами зон разломов. Осадки на дне трога практически отсутствуют.

Следующая к югу структура — зона разлома Зеленого Мыса. Морфологически она выражена в виде депрессии субширотного простирания шириной около 5 миль и обрамляющих ее поперечных хребтов. В центре полигона долина имеет плоское дно за счет заполнения осадками мощностью 300—400 м, глубиной 4500 м. В районе профиля в центральной части долины разлома прослеживается медианный хребет шириной по основанию около 5 км, возвышающийся над дном на 300 м. Осадочный чехол мощностью до 100 м распространен только в узких (3—4 км) депрессиях между медианным и поперечными хребтами. Ширина поперечных хребтов 25—35 миль. Северный хребет, отделяющий долину разлома от трога Ройял, имеет относительную высоту над ее дном 2200—2800 м с минимальными отметками глубин 2600 м. Южный борт долины разлома переходит в хребет, отделяющий ее от широкой выровненной поверхности, протягивающейся до подножия хребта Ресечер. Хребет вытянут в широтном направлении на 400 км при ширине до 60 км с минимальными отметками глубин около 700 м [108].

Наиболее возвышенная его часть в районе полигона расположена на отметках около 1500 м.

На временном разрезе в составе консолидированной коры выделяются толщи, различающиеся по интенсивности и длине отражающих площадок (рис. 94). Ниже осадков, которые на профиле фиксируются под выровненной поверхностью между южным поперечным хребтом зоны разлома и хребтом Ресечер (до 300 м) и в долине разлома на участках между ее бортами и медианным хребтом (до 100 м), выделяется первая толща (акустический фундамент), характеризующаяся интенсивными субгоризонтальными площадками протяженностью 0,5—2 км. Значения средних пластовых скоростей варьируют от 2 км/с в кровле до 3,5 км/с в подошве толщи. Появление низких скоростей (около 2 км/с) в разрезе, по-видимому, связано с наличием на отдельных участках профиля маломощных (не более 100 м) осадков. Мощность первой толщи нигде не превышает 2 км, она непрерывно прослеживается по всему профилю (см. рис. 92). Отражающие площадки внутри толщи образуют пологоволнистую структуру, изгибы которой в целом повторяют рельеф дна. Внутри самой толщи в пределах северного поперечного хребта зоны разлома Зеленого Мыса, особенно на его южном склоне, выделяется серия отраженных площадок, группирующихся в субгоризонтальные и наклоненные на юг горизонты, расположенные несогласно к кровле и подошве первой толщи. В пределах южного поперечного хребта также намечаются подобные горизонты.

Вторая толща прослеживается в интервале глубин 4,5—9 км от уровня моря. На временном разрезе переход от первой ко второй толще практически не выражен. Граница между ними проведена на основании интерпретации результатов МОВ ОГТ. Вычисленные значения продольных сейсмических волн во второй толще (среднепластовая скорость) лежат в интервале 4,2—5,8 км/с. Она распространена не по всему профилю и приурочена только к поднятиям под северным бортом трога Ройял, под северными и южными поперечными хребтами и под хребтом Ресечер, с явной тенденцией к образованию «корней» под ними. Максимальные мощности толщи фиксируются непосредственно под наиболее возвышенными частями позитивных структур, выклиниваясь в сторону депрессий трога Ройял, долины разлома Зеленого Мыса и обширной зоны выровненного рельефа между южным поперечным хребтом и хребтом Ресечер. Соответственно под хребтом, окаймляющим трог Ройял с севера, максимальные значения мощности второй толщи 4,5 км, под северным поперечным хребтом — 3 км, под южным — 2,3 км, под хребтом Ресечер — 4,5 км. Наибольшая мощность толщи, превышающая 4,5 км, соответствует району хребта Ресечер, где максимальные значения скоростей приближаются к 6 км/с.

Вычисленные значения скоростей по подошве второй толщи 7,8—8,0 км/с. Ниже, на уровне приблизительно 9,5 с (на глубинном разрезе на глубинах 9—15 км ниже уровня моря), по данным перебора выделяется высокоскоростная граница, скорости продольных волн ниже которой 9—10 км/с.

Геологическая интерпретация профиля предлагается в следующем виде.

По данным драгирования северный борт трога Ройял от его верхов до самого подножия сложен базальтами и долеритами (п е р в а я т о л щ а). Среди базальтов обособляются две группы пород — близкие к типичным океаническим толеитам и субщелочные разности. По степени вторичных изменений — низкотемпературные гидротермальные и относительно высокотемпературные — первые, вероятно, слагают верхнюю часть 2-го геофизического слоя (слой 2А), вторые, совместно с долеритами (дайковый комплекс), — нижнюю (слои 2В, 2С). Скорости продольных сейсмических волн, измеренные в свежих толеитовых базальтах трога Ройял, 5,59 км/с, а в толще, как отмечалось выше, по данным перебора существенно ниже — до 3,5 км/с. Причиной такого несоответствия следует считать прерывистость, макротрещиноватость 2-го слоя, которая не может быть учтена при лабораторных измерениях в отдельных небольших образцах. Весьма существенно, что подошва первой толщи (2-го слоя) не пересекает

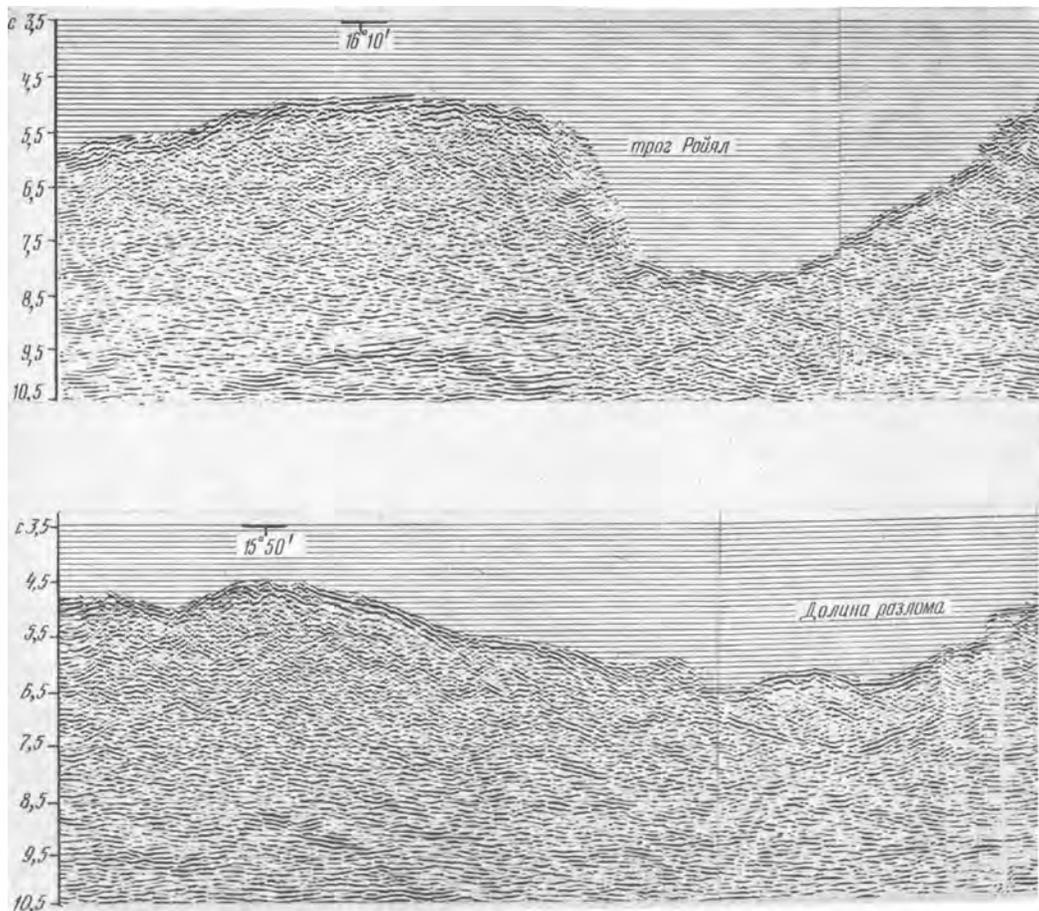
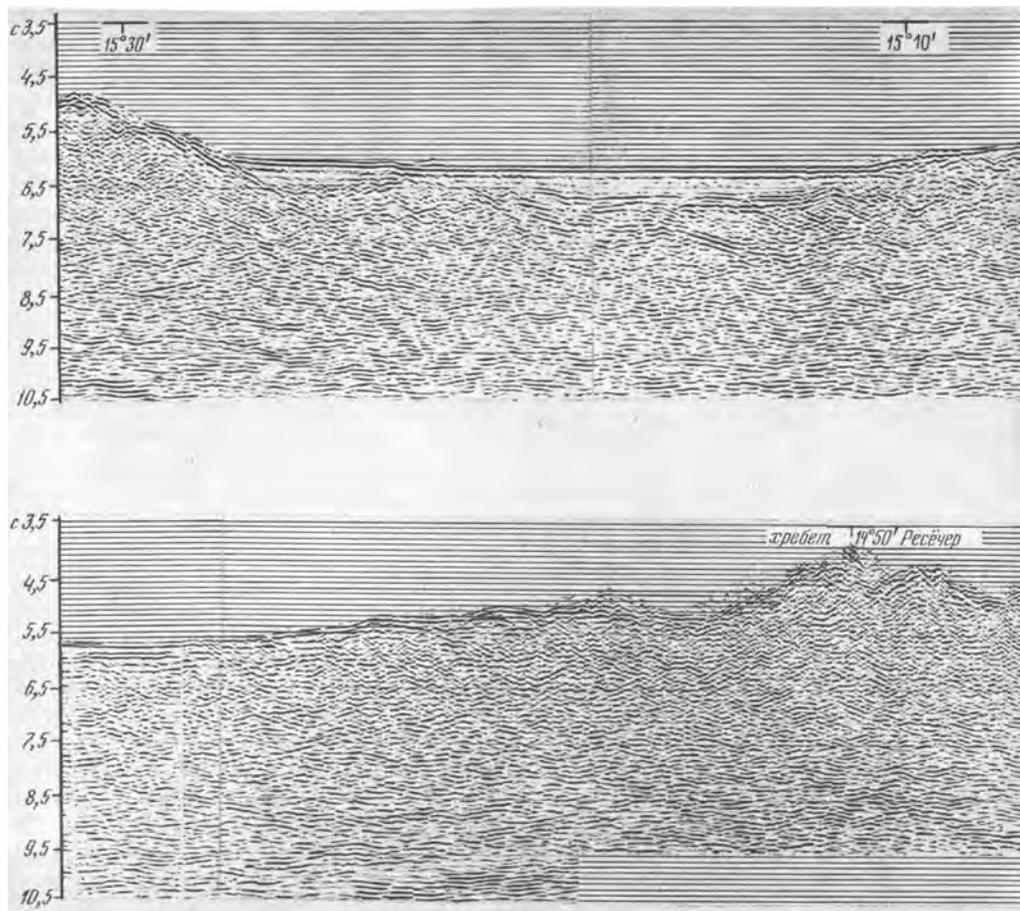


Рис. 94. Временной разрез по профилю МОВ ОГТ 3/86

борта трого Ройял, а резко «ныряет» вниз в соответствии с рельефом этой структуры. При этом мощность толщи уменьшается до 0,5 км. Материалы многолучевого эхолотирования и профилирования НСП выявили обилие мелких ступеней на бортах трого. Кроме того, на подводных фотографиях его южного борта отчетливо видны уступы явно тектонического происхождения, сложенные базальтами. Ступени и уступы, вероятно, маркируют серию мелких сбросов, наклоненных к днищу трого. Наличие в его наиболее погруженной части свежих базальтов, перекрывающих сильнонарушенный сбросами фундамент, установлено также по данным сонара бокового обзора [162]. U-образная форма трого и приведенные выше наблюдения со всей очевидностью свидетельствуют о грабеновом происхождении этой структуры в условиях растяжения коры. Опускание дна по сложной системе сбросов имело место совсем недавно, поскольку осадки на дне трого практически отсутствуют.

В верхней части северного поперечного хребта разлома Зеленого Мыса в районе профиля драгированием обнаружены серпентинизированные гарцбургиты, сильно катклазированные габбро и полосчатые троктолиты. Появление этих глубинных пород в верхней части разреза, вероятно, обусловлено тектоническим скупиванием, реализовавшимся в чешуйчато-надвиговом строении поперечных хребтов. Горизонты, выделяющиеся на временном разрезе на северном хребте, по всей видимости, и представ-



ляют собой пологие надвиги, по которым фрагменты дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов выведены в самые верхние горизонты коры. Плоскости надвигов субгоризонтальны, чешуи имеют линейные размеры до 10 км. Имея в виду данные драгирования, надо полагать, что чешуйчато-надвиговая структура, проявленная на временном разрезе, обусловлена чередованием пластин ультрабазитов, габбро и, возможно, базальтов.

Нижняя часть северного склона хребта Ресечер по данным драгирования сложена субшелочными базальтами и вулканогенно-осадочными породами. В верхах разреза обнаружены известняки, бронирующие скальные выходы базальтов. Характер аномального магнитного поля над хребтом Ресечер подчеркивает его вулканическую природу [162]. Первая толща в районе хребта Ресечер соответствует 2-му геофизическому слою, его верхней части. При этом субшелочные разности базальтов приурочены по аналогии с известными позитивными структурами дна океана к верхним частям разреза. Пьедестал же этой вулканической структуры, вероятно, образован толентовыми базальтами.

В т о р о у ю т о л щ у мы интерпретируем как нижнюю часть 2-го и 3-й геофизический слой океанической литосферы. Вычисленные значения скоростей, не превышающие 6 км/с, не исключают вероятности присутствия в нижней ее части более высокоскоростных образований (около 7 км/с). Внутри толщи не выделяются какие-либо протя-

женные горизонты, позволяющие говорить о ее тектонической расслоенности. Подошва второй толщи рассматривается в качестве границы Мохоровичича, ниже которой фиксируются верхнемантийные образования с вычисленными значениями скоростей 7,5—8,0 км/с. Отличительной особенностью строения этой толщи, как указывалось выше, является линзовидный характер ее распределения по профилю: под депрессиями трога Ройял, долиной разлома Зеленого Мыса и под участком между южным поперечным хребтом и хребтом Ресечер толща выклинивается и верхнемантийные образования непосредственно подстилают 2-й геофизический слой. Это обстоятельство является сильным аргументом в пользу растяжения коры в меридиональном направлении, по крайней мере в районе профиля МОВ ОГТ. К аналогичному выводу пришли ранее У. Рост и Б. Коллет [162], рассматривая систему трог Ройял — хребет Ресечер в качестве вулкано-тектонического комплекса растяжения.

Высокоскоростная граница со скоростями сейсмических волн 9—10 км/с, выделяющаяся на глубинах 9—15 км, рассматривается в качестве раздела внутри мантии. Так же, как и на профиле 2/86, конфигурация этой границы повторяет рельеф поверхности М.

Таким образом, на основании геологической интерпретации двух профилей МОВ ОГТ через зону разлома Зеленого Мыса можно констатировать следующее.

На обоих профилях выделяются 2- и 3-й геофизические слои океанической коры и поверхность Мохоровичича, отделяющая коровые образования от мантийных. Мощность 2-го слоя составляет 1—1,5 км, достигая максимальных значений около 2 км под поперечными хребтами зоны разлома. Впервые установлена тектоническая расслоенность 2-го слоя; в его строении, помимо базальтов и долеритов, принимают участие фрагменты дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов в виде тектонических пластин и клиньев. Средняя пластовая скорость продольных волн в слое 3—3,5 км/с. Такие низкие скорости по сравнению со скоростями, измеренными в образцах драгированных пород, обусловлены, скорее всего, его макротрещиноватостью и расслоенностью в целом, которые не могут быть учтены при лабораторных исследованиях в отдельных образцах.

Ниже, в интервале глубин 4,5—12 км (профиль 2/86) и 4,5—9 км (профиль 3/86), выделяется 3-й геофизический слой. Значения средних пластовых скоростей в слоях 5—7 км/с для первого и 4,5—6 км/с для второго. Характер распределения мощности слоя по профилям неодинаков. На профиле 2/86 через восточный фланг САХ она варьирует от 1 км непосредственно под долиной до 5—7 км под поперечными хребтами и поднятиями на крыльях разлома, с явной тенденцией к сокращению под депрессиями. На профиле 3/86 через западный склон САХ установлен линзовидный характер распределения 3-го слоя. Он имеет наибольшую мощность 4—4,5 км под поднятием, ограничивающим трог Ройял с севера, и под хребтом Ресечер; под поперечными хребтами он сокращается до 3—2,5 км и полностью выклинивается под долиной разлома Зеленого Мыса трогом Ройял и широкой депрессией к северу от хребта Ресечер, где мантийные образования со скоростями сейсмических волн более 7 км/с непосредственно подстилают 2-й слой. Элементы тектонической расслоенности 3-го слоя установлены только на профиле 2/86 в районе поперечных хребтов.

На глубинах 12—16 км на профиле 2/86 и 9—16 км на профиле 3/86 ниже поверхности М выделяется высокоскоростная граница со скоростями сейсмических волн 9—10 км/с, которая представляет собой раздел внутри мантии, указывающий на ее расслоенность по крайней мере в верхней части.

Обсуждение результатов. Характерной и общеизвестной чертой строения глобальной системы срединно-океанических хребтов вообще и Срединно-Атлантического хребта в частности является ее сильная раздробленность поперечными разломами. В Атлантике такие разломы встречаются по простиранию САХ через каждые 50—80 км, при этом разломы с расстоянием между смещенными сегментами рифтовой долины САХ, составляющими не более 30 км, разделяют последний на отрезки в 80—150 км; крупные же разломы, где это расстояние превышает 50 км, встречаются по простиранию САХ через

500—700 км. Наиболее густая сеть разломов, выраженных в рельефе сложным сочтанием хребтов и долин, отстоящих друг от друга на расстоянии 20—30 км, имеет место в Центральной Атлантике.

Сейчас достаточно детально изучено несколько крупных разломов: Океанограф, Кейн, Вима, Романш. Подавляющая масса разломов Атлантики не имеет глубинных характеристик. В последние годы в ряде хорошо изученных разломов Атлантики были проведены сейсмические работы методом преломленных волн [11, 81, 90, 95, 96, 128, 155, 182]. При этом выяснилось, что зоны разломов подстилаются аномальной по сравнению с так называемой нормальной океанической корой. Верхнемантийные скорости продольных сейсмических волн (7,7—8,1 км/с) на отдельных участках разломов фиксируются на глубинах всего 2—3 км под дном. Отмечается сильная изменчивость структуры коры вдоль простирания разломов с вариациями мощностей от 2—6 до 10 км. Очень существенно, что самая тонкая кора приурочена к узкой (не более 10 км) полосе, расположенной в центральной, наиболее глубокой, части разломной зоны. Кроме того, скоростная структура коры в зонах разломов отличается от нормальной аномально низкими сейсмическими скоростями, особенно в верхах разреза, относительно высоким скоростным градиентом и отсутствием преломляющих горизонтов, типичных для 3-го геофизического слоя. Исследования самого последнего времени методом отраженных волн (многоканальное профилирование МОВ ОГТ) показали, что тонкая кора подстилает и небольшие разломы Атлантики, такие, как Блэк Спур и др. [31, 143]. При этом выяснилось, что имеет место постепенное утонение коры в зонах шириной 20—40 км по направлению к разлому.

Первые же целенаправленные геологические работы по изучению разломов Атлантики (Вима, Романш) показали, что в их пределах вскрываются практически все разновидности пород океанической коры — базальты, долериты, габброиды, ультрабазиты, а также зеленые сланцы, амфиболиты, различные осадочные и тектонические брекчии. В результате драгирования была установлена асимметрия в распределении различных типов пород на противоположных бортах разломного трога: ультрабазиты встречались на всех глубинах в пределах трога и поперечных хребтов и неоднократно чередовались с базальтами и габбро [71]. Появление серпентинитов и в различной степени серпентинизированных ультрабазитов в разрезе поперечных хребтов и образование самих хребтов обычно связывают с диапировым внедрением (протрузиями) серпентинитов. Это внедрение, по мнению ряда авторов, обусловлено глубоким проникновением разломов в верхнюю мантию и серпентинизацией перидотитов из-за циркуляции морской воды внутри зон разломов, которая проникает глубоко в мантию благодаря сильной тектонизации пород [15].

В результате ступенчатого драгирования бортов долины разлома Зеленого Мыса нами были получены серпентинизированные ультрабазиты (преимущественно гарцбургиты), габброиды с кумулятивными структурами и полосчатыми текстурами, долериты, базальты, а также амфиболиты, зеленые сланцы, офикальциты, известняки, различные тектонические и осадочные брекчии. Поднятые породы представляют собой фрагменты дунит-гарцбургитового, полосчатого и долерит-базальтового комплексов, аналогичных образованиям офиолитовых ассоциаций. В ненарушенных разрезах океанической коры базальты и долериты входят в состав 2-го слоя океанической коры, породы полосчатого комплекса отвечают низам 3-го слоя, а ультрабазиты — верхам мантии. Распределение различных типов пород в пространстве, отличное от таких разрезов, обнаружение глубинных образований (ультрабазитов и габбро) преимущественно в самых верхних частях поперечных хребтов, повсеместная интенсивная тектонизация пород свидетельствуют о тектонических соотношениях различных комплексов и позволяют предполагать чешуйчато-надвиговое строение поперечных хребтов и всей зоны разлома в целом [45].

Появление глубинных пород океанической коры и верхней мантии в верхах разреза поперечных хребтов в зоне разлома Зеленого Мыса обусловлено тектоническим скупиванием, которое могло реализоваться только в условиях интенсивного тангенциального

сжатия. Примеров проявления тектонического скучивания и деформаций глубинных масс в Мировом океане в настоящее время накопилось уже достаточно много. Как указывал еще в 1975 г. А. В. Пейве, «процессы сжатия и скучивания океанической коры современных океанов в моделях новой глобальной тектоники исключаются, хотя в действительности океаническая кора, как и кора континентальная, формируется в процессе чередования эпох и зон сжатия и растяжения и что, таким образом, разнотипные деформации, в том числе складчатые, должны происходить и внутри океанических плит, если последние существуют довольно длительное время» [35, с. 3]. В той же работе разбираются убедительные примеры проявления тектонического скучивания в пределах Срединно-Атлантического хребта. Существование тектонических покровов в пределах срединно-океанических хребтов и разноуровневых горизонтальных поверхностей срывов в океанической коре обосновывалось Н. А. Богдановым [3]. Сводка данных последних лет, касающихся покровного строения банки Горриндж, материалю глубоководного бурения западнее Азорского плато, которые могут указывать на тектонические перемещения глубинных масс большого масштаба, гравиметрических данных по тропической зоне САХ, указывающих на наличие плотных мантийных пород в верхних частях возвышенностей, приведена в работе Ю. М. Пушарского с соавторами [42]. Сюда же можно добавить обнаружение габброидов и ультрабазитов на подводных грядках в Бразильской котловине [22], гравиметрические данные по зонам разломов Вима, Вернадского и др., свидетельствующие о залегании ультраосновных пород в самых верхних частях поперечных хребтов [7].

Аналогичные примеры имеются и в Тихом океане. В зонах разломов Кларин и Нова, в хребте Муссау выявлены сильнонарушенные разрезы коры. Присутствие ультрабазитов и габбро в верхних частях приразломных поднятий связывается с горизонтальными перемещениями коровых и верхнемантийных масс [44, 46]. Утолщение коры под океаническими поднятиями Шатского, Хесса, Онтонг-Джава и некоторыми другими также объясняется процессами тектонического скучивания [44, 52].

В последнее время с помощью новых технических средств, прежде всего глубинного сейсмопрофилеирования МОВ ОГТ, выявлены тектонические деформации внутри океанической коры. Так, на профиле через САХ по 20° ю. ш. внутри 3-го слоя установлена система пологих тектонических нарушений, наклоненных на восток. Они прослеживаются на расстоянии 200 км, не отражаясь во 2-м и осадочном слоях коры. Профиль свидетельствует не только о горизонтальных смещениях в океанической коре, но и о дисгармонии в проявлении деформаций [41, 42]. На профилях МОВ ОГТ в Северной Атлантике между поверхностью акустического фундамента (кровлей 2-го слоя) и поверхностью М выделяется неровный, латерально невыдержанный горизонт, расположенный слишком глубоко, чтобы быть границей 2- и 3-го слоев. Этот горизонт в литературе получил название «горизонт R». Наличие таких внутрикоровых рефлекторов привело исследователей к выводу о расслоенности океанической коры [143].

Сейчас накопилось столько фактов, свидетельствующих о масштабности процессов тектонического скучивания, сжатия в океанической литосфере, что они не могут не учитываться гипотезой тектоники плит, в своем ортодоксальном виде постулирующей абсолютную жесткость литосферных плит. Для объяснения образования цепей подводных гор, зон трансформных разломов, надвигов и сдвигов в океанической литосфере центральных частей океанов сторонниками этой гипотезы привлекаются явления термального стресса, обусловленного остыванием плит по мере эволюции океанической литосферы, и термальной контракции, которые приводят к расслоенности литосферы [83, 151, 178]. Признавая реальность процессов сжатия и растяжения коры в зонах океанических разломов, исследователи объясняют этот феномен изменением направления спрединга и приходят к выводу о том, что эти разломы являются районами разнообразной геологической активности, в значительной мере определяющей структуру и эволюцию океанских недр [5].

По своей генеральной структуре зоны разломов Атлантики представляют собой сочетание грабенов (долины разломов) с линейными положительными формами рельефа

(поперечные хребты, обрамляющие долины разломов). Анализ материалов о поверхностном и глубинном строении разломов привел некоторых исследователей к справедливому, на наш взгляд, выводу о важной роли в формировании этих разломов напряжений растяжения, ориентированного вдоль оси срединно-океанических хребтов [51]. Было также высказано мнение, что при формировании инфраструктуры океанической коры в зонах разломов Атлантики преобладают раздвиговые усилия [24]. Грабенообразная форма долин разломов, нередко с крутыми бортами и узким ущельем в осевой части, разуплотнение мантийного вещества по оси разломов, высокий тепловой поток, проявление специфического базальтового вулканизма со щелочным уклоном свидетельствуют в пользу подобных выводов. Более того, как уже отмечалось выше, Срединно-Атлантический хребет, особенно в своей центральной части, рассечен густой сетью поперечных разломов, при этом небольшие разломы отстоят друг от друга всего лишь на десятки километров. Однако под ними также установлено утонение коры. Причем это утонение с подъемом мантийного материала происходит постепенно по мере приближения к долинам разломов. В результате устанавливается некая гребенчатая четковидная форма поверхности Мохоровичича вдоль САХ: максимально тонкая кора под центральными наиболее глубокими частями долин разломов и постепенное утолщение ее при движении в стороны от оси долин разломов. Такая картина обусловлена, скорее всего, растяжением, ориентированным вдоль оси САХ и приуроченным к сравнительно узким ослабленным зонам, маркируемым долинами разломов.

Если в пределах поперечных хребтов действительно широко распространены явления тектонического скучивания масс, тогда логично это скучивание связать с компенсационным сжатием: надвигообразование в хребтах сопровождается раздвигом и утонением коры под долиной разлома с образованием структур типа обдуктивных. При этом оси сжатия и растяжения занимают положение, близкое к горизонтальному. В этой ситуации на границе областей сжатия и растяжения должны образовываться право- и левосторонние сдвиги, трансформные разломы. Заманчиво также это сжатие связать с наблюдаемым в настоящее время сокращением радиуса Земли [28].

Деформации пород, драгированных нами в зоне разлома Зеленого Мыса, так же как и в других разломах Атлантики (дробление, катаклиз, милонитизация габброидов и ультрабазитов, структуры пластического течения в серпентинизированных перидотитах), носят ярко выраженный характер деформаций сжатия. Наличие таких деформаций в породах зоны разлома Зеленого Мыса подтверждено петрофизическими исследованиями. Частично эти деформации можно связать с выведением глубинных пород в верхние горизонты коры в процессе надвигообразования. Густая сеть разломов, особенно в Центральной Атлантике, предопределяет, таким образом, региональный характер деформаций в пределах всего Срединно-Атлантического хребта.

Новейшие исследования [28] показали, что в срединно-океанических хребтах ширина зоны, в которой доминирует растяжение в направлении, перпендикулярном простиранию рифтовых долин, в ряде случаев не превышает нескольких километров. По измерениям напряженного состояния пород, сделанным *in situ* в базальтах и других массивных породах Исландии, растяжение в горизонтальном направлении было обнаружено только в узкой зоне шириной 2,5 км в северной части центрального грабена. К западу и востоку от нее установлены сжимающие напряжения, ориентированные перпендикулярно зияющим трещинам, связанным с процессом спрединга. Таким образом, не исключено, что практически вся площадь САХ, за исключением относительно узких зон троговых долин разломов, рифтовых долин и структур типа трога Ройял, в настоящее время подвержена сжимающим напряжениям, ориентированным соответственно параллельно и перпендикулярно оси САХ. Стало быть, процесс сжатия, тектонического скучивания в Атлантике происходит в настоящее время. Судя по находкам офиолитовых олистостром допозднемиоценового возраста [35], этот процесс имел место уже в палеогене. В то же время разнообразные деформации и метаморфизм существовали в породах до отложения этих олистостром. Отсюда следует, что был по крайней мере еще один, более древний, этап тектонического скучивания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований выявлены и описаны морфологические черты разлома Зеленого Мыса на всем его протяжении. Простираясь более чем на 2300 км, разлом представляет собой одну из крупнейших структур подобного рода в Атлантическом океане. Внутренняя его структура сложная и изменчивая. Параллельно узкому осевому днищу прослеживаются сопряженные с ним трогги, щели и гребни меньших порядков, которые, однако, могут достигать многих сотен километров. Стало быть, речь идет о крупной разломной зоне, отдельные элементы которой имеют общую геологическую историю, и закон трансформных разломов может восприниматься лишь как большая абстракция. Это относится и к разделению подобных разломов на «активную» и «пассивную» части. Например, трог Ройял, находящийся на расстоянии 50 км западнее осевого рифта САХ, продолжает, по-видимому, формироваться и в настоящее время, не имея отношения к «активной» зоне.

Разломная зона Зеленого Мыса полностью расположена в пределах океанского ложа. На западе она теряется, не дойдя до Малоангильского региона; на востоке исчезает, много не достигая Африки. Для объяснения подобных структур привлекается (и правомерно) представление о внутримантийном конвективном процессе, порождающем спрединг. Однако, судя по распространению разломов, нельзя не видеть, что спрединг — это явление, локализующееся на большем или меньшем пространстве океанского ложа. Поэтому к внутримантийной конвекции следует подходить как к сложному и неравномерно протекающему процессу.

Рассматривая Землю в целом, можно заметить, что в областях Мирового океана, где направление поперечных разломов более или менее совпадает с направлением вращения планеты (Атлантический, Тихий океаны), латеральное движение масс более масштабно, и наоборот, где не совпадает — охватывает меньшие площади (Индийский океан). Отсюда следует вывод, что на движение глубинных масс влияют не только эндогенные процессы, но и такой фактор, как вращение Земли. Легко видеть, что в подобной трактовке спрединг выступает как обособленное явление, не сопряженное с субдукцией.

Отметим другие черты зоны разлома Зеленого Мыса.

Пространственные соотношения пород, а также данные МОВ ОГТ свидетельствуют об отсутствии здесь «нормального» разреза океанической коры. Преобладают серпентинизированные гипербазиты и серпентиниты, составляющие матрикс серпентинитового меланжа.

В зоне сочленения разлома с рифтовой долиной САХ магматизм редуцирован, а процессы надвигообразования интенсивны, что приводит к формированию изначально «аномального» разреза океанической коры. В зоне разлома Зеленого Мыса «аномальная» кора фиксируется как в «активной» части разлома, так и в области сочленения рифта САХ с «пассивной» частью.

В зоне разлома имеют место напряжения как сжатия (борта долин, поперечные хребты), так и растяжения (днища долин).

Разлом Зеленого Мыса является разделом двух провинций базальтов (обедненных к северу и обогащенных к югу). На эти различия накладывается внутриразломный магматизм, что приводит к незакономерному сочетанию различных базальтов в зоне разлома.

Впервые в зоне разлома Зеленого Мыса обнаружены (наряду с обогащенными базальтами) обогащенные кумуляты, а также истощенные ультрабазиты того же типа, что и ультрабазиты района Азорских островов.

Отмеченные явления объяснить с общих позиций можно следующим образом. Давно уже обращено внимание на проявление растяжения земной коры по простиранию срединных хребтов. Разломы Атлантики хорошо иллюстрируют это явление. Главная осевая долина с очень тонкой корой и узким днищем, крутые борта, а также и параллельные главной долине щели и трюги, не говоря уже о повышенном тепловом потоке, магматических проявлениях и пр., — красноречивые доказательства процесса растяжения. Согласно П. Н. Кропоткину, подобный процесс следует объяснять пульсационно-мобилистской моделью тектогенеза. В. Н. Ларин и Н. А. Соловьева связывают его с расширением Земли. Есть точка зрения, что подобное растяжение обусловлено изменением направления движения литосферных плит. Имеются на этот счет и другие более сложные построения, где, помимо полюсов раскрытия, принимается во внимание кривизна геоида и пр. Нам важно подчеркнуть принципиальное значение того факта, что растяжение по простиранию Мировой рифтовой системы прослеживается во всех океанах и вызвавшая его причина, по всей вероятности, имеет глобальный характер.

О надвигах и шарьяжах в океаническом субстрате уже были публикации. В разломной зоне Зеленого Мыса получены новые доказательства этому. Так как поперечными разломами, где выявляется залегание древних пород на более молодых, океанское дно буквально испещрено, то, как это не парадоксально, можно сказать, что нормальная последовательность слоев океанической коры должна иметь в океанах сравнительно ограниченное распространение.

Надвиги, шарьяжи, тектонические покровы в своей массе — структуры горизонтального сжатия. Если существует раздвигание континентальных масс, то следует предполагать и возможность их схождения. Поскольку теперь обнаружены корни кратонов (выражение П. Н. Кропоткина), уходящие на глубины в сотни километров, то очевидно, что при схождении континентальных блоков будут возникать огромные глубинные давления, направленные латерально, которые способны в зависимости от реологических свойств коры и мантии вызывать в них волновые, хрупкие и иные деформации. Прежде уже указывалось, что таким образом возникает тектоническая составляющая в образовании срединных хребтов. Теперь пришло время, в связи с изучением поперечных разломов и других структур в океаническом субстрате, с этим явлением связывать происхождение на глубинах и других структур горизонтального сжатия.

Можно видеть, что тектогенез в океане обусловлен целым рядом факторов: спредингом с его механизмом конвекции, глубинным сжатием, вызванным движением континентальных глыб, ротационным фактором, наконец, пульсационным изменением радиуса Земли, объясняющим продольное растяжение в центральных областях океанов. Но картина становится еще более сложной, если учесть, что на все это накладываются глобальные тектонические пароксизмы. Так, А. В. Пейве [35] формирование Срединно-Атлантического хребта как тектонической структуры связал со среднеолигоценовой тектонической фазой, охватившей Альпийскую область.

Крупные тектонические пароксизмы формируют те или иные геодинамические поля, что и перестраивает или осложняет тектоническую обстановку. Последующее, в особенности сравнительное, изучение океанских разломов позволит внести большую определенность в представления о структуре и геологической сущности этих весьма примечательных тектонических образований.

Выполненное авторами монографическое описание разломной зоны Зеленого Мыса, одной из крупнейших в Атлантике, открывает некоторое новое направление в регионально-тектонических публикациях, касающихся океанского дна, так как такое описание осуществлено впервые. Чрезвычайно важно обратить внимание на то, что, увлекшись самыми общими идеями относительно строения и особенно геодинамики океанского дна, исследователи мало успели в отношении региональных синтезов, без которых геологическая наука вообще немислима. Монографии подобного рода, основанные на специально проведенных исследованиях, во всей имеющейся в мире литературе исчисляются буквально двумя-тремя десятками, а тектонического профиля — единицами. Причем последние, насколько известно, публиковались только в Советском Союзе.

Даже небольшая серия монографий по океаническим разломам открыла бы путь к углубленному сравнительно-тектоническому изучению этих замечательных структурных образований, что позволило бы много полнее, чем сейчас, понять закономерности их геологического развития и происхождения.

Основной комплекс работ в разломных зонах включает большое разнообразие исследований. Прежде всего необходимо выявить морфологические черты разломной зоны на всем ее простирании. Они оказываются существенно разными на отдельных отрезках, что уже само по себе весьма важно. Первостепенное значение имеет выяснение вещественного состава, геохимических особенностей, структурного положения и условий залегания пород твердой коры. Местами выявляется их перевернутое залегание, объяснить которое проще всего горизонтальными перемещениями тектонических пластин. Но в связи с этим встает сложнейшая проблема — установить, в каких местах это происходит и почему именно в них.

Изучение петро- и геохимических особенностей пород проясняет пространственные и эволюционные закономерности проявления магматизма, позволяет выявлять соответствующие провинции и искать причины их возникновения. Во многих случаях однозначно можно связать эти особенности с латеральной вещественной неоднородностью мантии, со всеми вытекающими отсюда следствиями для понимания глубинных процессов и их взаимодействия с поверхностными. Феноменальное явление — это контроль некоторыми поперечными трансокеаническими разломами магматических провинций, что еще ждет своего логического объяснения. Безусловно, однако, то, что очаги магматизма расположены ниже уровня блоковой делимости литосферы.

На какую же глубину проникают поперечные разломы? Здесь необходимы конкретные геофизические данные, которых еще практически нет. В этом смысле и наша монография не делает шага вперед. Электромагнитные исследования для таких целей, предпринятые при изучении разломной зоны Долдрамс, пока не дали результата. В силу этого приходится ограничиваться лишь гипотетическими построениями. Когда же появятся конкретные данные, имеющиеся тектонические и геодинамические представления могут быть сильно изменены.

Остановимся еще на одном важном вопросе, а именно — на геологическом развитии разломных зон, времени образования их отдельных отрезков. В данном случае необходимо применение глубоководного бурения. Непрерывное сейсмопрофилирование выявляет более или менее мощные накопления осадков в различных местах разломных зон, в том числе и на небольших расстояниях от гребня срединных хребтов. Выяснение возраста этих осадков, в особенности их базальных горизонтов, как раз и прольет свет на геологическую историю разломов. Отечественное буровое судно создаст для этого необходимые предпосылки.

В заключение авторы хотели бы с благодарностью отметить чрезвычайно эффективную помощь в проведении экспедиции и последующей обработке полученных геофизических материалов генерального директора ВМНПО «Союзморгео» Я. П. Маловицкого и руководства треста «Южморнефтегазгеофизразведка».

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамов Р. В.* Пыль в атмосфере над Атлантическим океаном // Условия седиментации в Атлантическом океане. М.: Наука, 1971. 298 с. (Океанол. исследования; № 21).
2. *Безруков П. Л., Лисицын А. П.* Классификация осадков в современных водоемах // Тр. ИОАН. 1960. Вып. 32. С. 123—139.
3. *Богданов Н. А.* О тектоническом скупивании коры в океанах // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 133—146.
4. *Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г.* Перidotит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 9—29.
5. *Бонатти Э., Крэйп К.* Океанические зоны разломов // В мире науки. 1984. № 7. С. 14—27.
6. *Бцео А., Жорон Ж. Л., Тройль М.* Гетерогенность мантии: Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с. ш. // Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 114—136.
7. *Буданов В. Г., Бурьянов В. Б., Русаков О. М., Соловьев В. Д.* Структуры литосферы зон разломов экваториальной Атлантики (7° с. ш. — 10° с. ш.) // Геофиз. журнал. 1980. Т. 2, № 4. С. 12—22.
8. *Бураков К. С., Начасова И. Е.* Методика и результаты изучения геомагнитного поля Хивы с середины XVI в. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 11. С. 93—99.
9. *Вайн Ф., Метьюз Д.* Магнитные аномалии под океаническими хребтами // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 32—37.
10. Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Л.: Недра, 1985. С. 7—10.
11. Глубинные разломы океанского дна // М.: Наука, 1984. 350 с.
12. *Гусев Ю. М., Соловьев О. Н.* Пособие по интерпретации магнитных аномалий (ΔT) в экваториальных широтах. М.: МИНГЕО, ВНИИ геофизика, ИГИГ СО АН СССР, 1965. 16 с.
13. *Диденко А. Н.* Петромагнитная и палеомагнитная характеристики древней океанической коры на примере изучения офиолитов Южных Мугуджар: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 188 с.
14. *Дмитриев Л. В.* Магматизм и гидротермы Атлантики // Вест. АН СССР. 1986. № 4. С. 123—130.
15. *Дудин Е. П.* Трансформные разломы океанской литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 181 с.
16. *Залманзон Э. С.* Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 563 с.
17. *Зверев С. М., Косминская И. П., Непрочнов Ю. П., Рыкунов Л. Н.* Методика и перспективы сейсмических исследований земной коры—верхней мантии океанов // Методика геофизических исследований океанов. М.: Наука, 1974. С. 48—57.
18. *Звягинцев Л. И.* Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978. 174 с.
19. *Звягинцев Л. И., Томашевская И. С.* Изменение физических свойств габброидов при деформации // Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Ереван, 1985. С. 100—104.
20. *Звягинцев Л. И., Цветнов А. А.* Условия формирования магматических пород Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 31—44.
21. *Иодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир. 1979. 238 с.
22. *Казьмин В. Г., Левченко О. В., Мерклин Л. Р.* и др. Некоторые особенности структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. № 2. С. 46—55.
23. *Канн Дж. Р.* Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана // Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Мир, 1973. С. 91—102.
24. *Коган Л. И., Зоненшайн Л. П., Сорохтин О. Г.* Особенности тектонического строения некоторых разломов Атлантики и Тихого океана: По данным ГСП—МОВ // Геотектоника. 1985. № 2. С. 104—119.
25. *Коган Л. И., Москаленко В. Н., Евсюков Ю. Д.* Результаты комплексных геофизических исследований трансформного разлома

- Романш // Геолого-геофизические исследования зоны преокеана. М.: ИОАН СССР, 1980. С. 140—147.
26. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
 27. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 374 с.
 28. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3—25.
 29. Курносков В. Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 253 с.
 30. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
 31. Маттер Дж. С. Сейсмические изображения границ литосферных плит // В мире науки. 1986. № 4. С. 28—39.
 32. Мурдмаа И. О., Серова В. В., Лисицын А. П., Емельянов Е. М. Обломочные терригенные и вулканогенные минералы песчано-алевритовой фракции // Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.
 33. Назарова Е. А. Магнитные свойства базальтов океанского ложа // Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1983. С. 15—21.
 34. Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В. Геофизические данные о строении земной коры рифтовой зоны и окружающих ее областей // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. С. 31—43.
 35. Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта // Геотектоника. 1975. № 5. С. 3—17.
 36. Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
 37. Печерский Д. М., Золотарев Б. П., Тихонов Л. В. Магматизм базальтов Атлантики // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 12. С. 67—84.
 38. Печерский Д. М., Назарова Е. А. Термомагнитное изучение базальтов рифтовой зоны Атлантического океана // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 6. С. 37—40.
 39. Печерский Д. М., Тихонов Л. В. Петромагнитные особенности базальтов Атлантического и Тихого океанов в пространстве и времени // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 4. С. 79—90.
 40. Плюснина Л. А. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 157 с.
 41. Пушаровский Ю. М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли: XXVI чтения им. В. И. Вернадского. М.: Наука, 1986. 29 с.
 42. Пушаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5—13.
 43. Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Разницын Ю. Н. Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана // Геотектоника. 1984. № 2. С. 3—22.
 44. Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н. Каролинская океаническая ступень // Геотехника. 1986. № 6. С. 40—54.
 45. Пушаровский Ю. М., Разницын Ю. Н., Пейве А. А. и др. Новые данные о строении и вещественном составе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике // Докл. АН СССР, 1987. Т. 293. № 6. С. 1459—1463.
 46. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Пушаровский Ю. М. Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // Геология Мирового океана: 27-й МКК. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 104—113.
 47. Савельева Г. Н., Степенко С. С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Вайкарот-Сыньинского массива: Полярный Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 47—55.
 48. Силантьев С. А., Богданов Б. С., Колесов Г. М. Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова: Берингово море // Геохимия. 1985. № 12. С. 1694—1704.
 49. Силантьев С. А., Цамерян О. П., Коноква Н. Н. Состав амфибола в метабазитах океана и зон перехода — индикатор условий метаморфизма и флюидного режима // Геохимия. 1987. № 9. С. 1260—1273.
 50. Соболев А. В., Данюшевский Л. В., Каменецкий В. С. Особенности флюидного режима кристаллизации примитивных магм главных геотектонических структур океанической литосферы // VII Всесоюз. школа по морской геологии: Тез. докл. М., 1986. Т. 2. С. 57—58.
 51. Соловьева И. А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 1981. № 6. С. 15—31.
 52. Строение дна Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 231 с.
 53. Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Вержбицкий Е. В. и др. Геолого-геофизические исследования в VI рейсе НИС «Академик Курчатов» в Северной Атлантике // Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973. С. 3—27.
 54. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 551 с.
 55. Харленд У. Б., Кокс А. В., Мевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
 56. Хендерсон П. Неорганическая химия. М.: Мир, 1985. 339 с.
 57. Шнюков Е. Ф., Белевцев Р. Я., Старостенко В. И. и др. Разлом Вима Срединно-Атлантического хребта. Киев: ИГН АН УССР, 1985. 60 с. Препринт.
 58. Шнюков Е. Ф., Старостенко В. И., Белевцев Р. Я. и др. Новые данные по геоло-

- логии разлома Романш. Киев: ИГН АН УССР, 1985. 59 с. Препринт.
59. Щербаков С. А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Вайкаро-Сыньинского массива: Полярный Урал // Геотектоника. 1983. № 3. С. 47—59.
 60. Щербаков С. А. Микроструктурный анализ ультрабазитов Тихого и Индийского океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 54—65.
 61. Щербаков С. А., Савельева Г. Н. Структуры ультрабазитов Марьянского желоба и разлома Оуэн // Геотектоника. 1984. № 2. С. 86—96.
 62. Ambos E. L., Hussong D. M. Oceanographer transform fault structure compared to that of surrounding oceanic crust: results from seismic refraction data analysis // J. Geodyn. 1986. Vol. 5, № 1. P. 79—102.
 63. Ballard R. D., Bryan W. B., Heizler et al. Manned submersible observations in the Famous area: Mid-Atlantic ridge // Science. 1975. Vol. 190, № 4210. P. 103—108.
 64. Banerjee S. K. The magnetic layer of the ocean crust — how thick is it? // Tectonophysics. 1984. Vol. 105, № 1—4. P. 15—27.
 65. Beldersen R. H., Jones E. J. W., Gorini M. A., Kenyon N. H. A long-range side scan sonar (Gloria) survey of the Romanche active transform in the equatorial Atlantic // Mar. Geol. 1984. Vol. 56, № 1/4. P. 65—78.
 66. Bender J. F., Hodges F. N., Bence A. E. Petrogenesis of basalts from the Project FAMOUS area: Experimental study from 0 to 15 kilobars // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 39, № 1. P. 62—74.
 67. Bird J. P., Phillips J. D. Oblique spreading near the Oceanographer fracture // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80, № 29. P. 4021—4027.
 68. Bleil U., Petersen N. Variations in magnetization intensity and low temperature titanomagnetite oxidation of ocean floor basalts // Nature. 1983. Vol. 301, № 5899. P. 384—387.
 69. Boe R. Rodingite from Lindas, Western Norway // Norsk geol. tidsskr. 1985. Vol. 65, № 4. P. 301—321.
 70. Bonatti E., Crame K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // Nature. 1982. Vol. 300, № 5890. P. 343—345.
 71. Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth crust in the equatorial Atlantic // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, № 23. P. 4104—4116.
 72. Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. Equatorial Mid-Atlantic ridge: petrologic and isotopic evidence for an alpine type rock assemblage // Earth and Planet. Sci. Lett. 1970. Vol. 9, № 3. P. 247—256.
 73. Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Radicati F. Meta gabbros from the Mid-Atlantic ridge at 06° N: contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley // J. Geol. 1975. Vol. 83, № 1. P. 61—78.
 74. Boudier F., Coleman R. G. Cross section through the peridotite in the Samail Ophiolite, Southeastern Oman Mountains // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, № 4. P. 2573—2592.
 75. Bougault H. Major elements: Analytical chemistry on board and preliminary results // Init. Rep. DSDP. Wash. (D. C.), 1976. Vol. 37. P. 643—658.
 76. Bougault H., Combon P., Corre O. et al. Evidence for variability of magmatic processes and upper mantle heterogeneity in the axial region of the Mid-Atlantic ridge near 22° and 36° N // Tectonophysics. 1979. Vol. 55, № 1/2. P. 11—34.
 77. Bowen A. N., White R. S. Deep-tow seismic profiles from the Vema transform and ridge-transform intersection // J. Geol. Soc. 1986. Vol. 143, № 5. P. 807—817.
 78. Bryan W. B., Thompson G., Ludden J. N. Compositional variation in normal MORB from 22°—25° N: Mid-Atlantic ridge and Kane fracture zone // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, № 12. P. 11815—11836.
 79. Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // J. Petrol. 1964. Vol. 5, № 2. P. 268—271.
 80. Calvert A. J., Whitmarsh R. B. Crustal structure of Atlantic fracture zone // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. Vol. 85, № 1. P. 107—138.
 81. Calvert A. J., Whitmarsh R. B. The structure of the Chalie-Gibbs fracture zone // J. Geol. Soc. 1986. Vol. 143, № 5. P. 819—821.
 82. Christensen N. L. The abundance of serpentinites in the oceanic crust // J. Geol. 1972. Vol. 80. P. 105—118.
 83. Collette B. J. Thermal contraction joints in a spreading seafloor as origin of fracture zones // Nature. 1974. Vol. 251, № 5473. P. 299—300.
 84. Collette B. J. Fracture zones in the North Atlantic: morphology and a model // J. Geol. Soc. 1986. Vol. 143, № 5. P. 763—774.
 85. Collette B. J., Ewing J. I., Lagaay R. A., Truchan M. Sediment distribution in the oceans, the Atlantic between 10° and 19° N // Mar. Geol. 1969. Vol. 7, № 4. P. 279—345.
 86. Collette B. J., Scrouten H., Rutten K., Slootweg A. P. Structure of the Mid-Atlantic ridge province between 12° and 18° N // Mar. Geophys. Res. 1974. Vol. 2, № 2. P. 143—179.
 87. Collette B. J., Slootweg A. P. Oblique spreading and fracture zones // Nature. 1978. Vol. 274, № 5667. P. 187.
 88. Collette B. J., Slootweg A. P., Twigt W. Mid-Atlantic ridge crest topography between 12° and 15° N // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 42, № 1. P. 103—108.
 89. Collette B. J., Slootweg A. P., Verhoef J., Roest W. R. Geophysical investigations on

- the floor of the Atlantic ocean between 10° and 38° N (Kroonvlag project) // Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B. 1984. Vol. 87, № 1. P. 1—76.
90. *Cormier M. H., Detrick R. S., Purdy G. M.* Anomalous thin crust in oceanic fracture zones: new seismic constraints from the Kane fracture zone // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, № 12. P. 10249—10266.
 91. *Cullers R. L., Graf J. L.* Rare Earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks // Rare Earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 237—268.
 92. *Davis B. C. T., Boyd F.* The join $Mg_2Si_2O_6$ — $CaMgSi_2O_6$ at 30 kbar and its application to pyroxenes from Kimberlites // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71, № 14. P. 3567—3576.
 93. *Detrick R. S.* Introduction to the seafloor mapping section // J. Geophys. Res. B. 1986. Vol. 91, № 3. P. 3331—3333.
 94. *Detrick R. S., Cormier M. N., Prince R. A.* et al. Seismic constraints on the crustal structure within the Vema fracture zone // Ibid. 1982. Vol. 87, № 13. P. 10599—10612.
 95. *Detrick R. S., Purdy G. M.* The crustal of the Kane fracture zone from seismic refraction studies // Ibid. 1980. Vol. 85, № 7. P. 3759—3777.
 96. *Detrick R. S., White R. S., Purdy G. M.* Crustal structure of oceanic fracture zones from refraction studies // J. Geol. Soc. 1986. Vol. 143, № 5. P. 739.
 97. *Dick H. J. B., Fisher R. L.* Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpin-type peridotites // The mantle and crust mantle relationship. Amsterdam, 1984. P. 595—608.
 98. *Dietrich V. J., Carman M. F., Wyttenbach A., Mckee E. H.* Geochemistry of basalts from holes 519A, 520, 522B and 524, Deep sea drilling project leg 73 (South Atlantic) // Init. Rep. DSDP. Wash. (D. C.), 1984. Vol. 73. P. 579—601.
 99. *Dostal J., Muecke G. K.* Trace element geochemistry of igneous rocks from site 334, leg. 37 // Ibid. 1977. Vol. 37. P. 573—576.
 100. *Dunlop D. Y., Prevot M.* Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. Vol. 69, № 3. P. 763—802.
 101. *Ehreman W. U., Thiede J.* History of Mesozoic and Cenozoic sediment fluxes to the North Atlantic. Stuttgart, 1985. 110 p.
 102. *Elthon D.* Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center // J. Geophys. Res. B. 1987. Vol. 92, № 1. P. 658—682.
 103. *Elthon D., Scarte C. M.* High pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts // Amer. Miner. 1984. Vol. 69. P. 1—15.
 104. *Fox P. J., Detrick R. S., Purdy G. M.* Evidence for crustal thinning fracture zones: implication for ophiolites // Ophiolites. Nicosia: Geol. Surv. Dep. Cyprus, 1980. P. 161—168.
 105. *Fox P. J., Gallo D. G.* A tectonic model for ridge-transform—ridge-plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere // Tectonophysics. 1984. Vol. 104, № 3/4. P. 205—242.
 106. *Fox P. J., Schreiber E., Rowlett H., McCamy K.* The geology of the oceanographer fracture zone: a model for fracture zones // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, № 23. P. 4117—4128.
 107. *Frey F. A.* Rare Earth element abundances in upper mantle rocks // Rare Earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 153—196.
 108. *General bathymetric chart of the Oceans (GEBCO).* 1:10 000 000. Ottawa: Canadian hydrogr. Service, 1982.
 109. *Gorini M. A.* The tectonic fabric of the equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil // Ser. Projecto Remac. 1981. Vol. 9. 105 p.
 110. *Grove T. L., Bryan W. B.* Fractionation of pyroxene phryic MORB at low pressure: An experimental study // Contrib. Mineral. and Petrol. 1983. Vol. 84, № 3. P. 293—309.
 111. *Hebert R.* Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples // Ophioliti. 1982. Vol. 7, № 2/3. P. 299—324.
 112. *Helmstaedt H., Allen J. M.* Metagabbro-norite from DSDP hole 334: An example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic ridge // Canad. J. Earth Sci. 1977. Vol. 14, № 4, pt 2. P. 886—899.
 113. *Hodges F. N., Papike J. J.* DSDP site 334: Magmatic cumulates from oceanic lager 3 // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, № 23. P. 4135—4151.
 114. *Honnorez J.* Petrology of Rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic Significance // Contrib. Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 49, № 3. P. 233—259.
 115. *Honnorez J., Bonnatti E., Emiliani C.* et al. Mesozoic limestone from the Vema offset zone, Mid-Atlantic ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26, № 1. P. 8—12.
 116. *Honnorez J., Meveb C., Montigny R.* Geotectonic significance of gneissic amphibolites from the Vema fracture zone, equatorial Mid-Atlantic ridge // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, № 13. P. 11379—11400.
 117. *Houtz R. E., Ewing I. J.* Upper crustal structure as a function of plate age // Ibid. 1976. Vol. 81, № 14. P. 2490—2498.
 118. *Humphris S. E.* The mobility of the Rare Earth elements in the crust // Rare Earth element Geochemistry / Ed. R. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 317—340.
 119. *Irving A. J.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in Alkalic basalts and Implications for magmatic pro-

- cesses within the mantle // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280, pt 2. P. 389—427.
120. *Johnson H. P.* Magnetization of the oceanic crust // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1979. Vol. 17, № 2. P. 215—226.
 121. *Johnson H. P., Arwater T.* Magnetic study of basalts from the Mid-Atlantic ridge, lat 37° N // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. Vol. 88, № 5. P. 637—647.
 122. *Karson J. A.* Lithosphere age, depth and structural complications resulting from migrating transform faults // *J. Geol. Soc.* 1986. Vol. 143, № 5. P. 785—788.
 123. *Karson J. A., Dick H. J. B.* Tectonics of ridge-transform intersections at the Kane fracture zone // *Mar. Geol. Res.* 1983. Vol. 6, № 1. P. 51—98.
 124. *Karson J. A., Dick H. J. B.* Deformed metamorphosed oceanic crust on the Mid-Atlantic ridge // *Ophioliti.* 1984. Vol. 9, № 3. P. 279—302.
 125. *Kastens Kim. A., Macdonald Ken. G., Miller S. P., Fox P. J.* Deep-tow studies of the Vema fracture zone. II. Evidence for tectonism and bottom currents in the sediments of the transform valley floor // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 91, № 3. P. 3355—3367.
 126. *Kent P. V., Honnorez B. M., Opdyke N. D., Fox P. I.* Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 55, № 3. P. 513—537.
 127. *Langmuir C. H., Bender J. F.* The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observation and implications // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 69, № 1. P. 107—127.
 128. *Lauden K. E., White R. S., Potts C. G., Forsyth D. W.* Structure and seismotectonics of the Vema fracture zone Atlantic ocean // *J. Geol. Soc.* 1986. Vol. 143, № 5. P. 795—805.
 129. *Le Douaran S., Francheteau J.* Axial depth anomalies from 10° to 50° north along the Mid-Atlantic ridge: correlation with other mantle properties // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54, № 1. P. 29—47.
 130. *Lindsley D. H., Anderson D. J.* A two pyroxene thermometer // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88, № LPA. P. A887.
 131. *Lindsley D. H., Dixon S. A.* Coexisting diopside and enstatite at 20 kbar and 800°—1200° C // *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.* 1975. № 7. P. 1171—1180.
 132. *Ludwig W. J., Rabinowitz P. D.* Structure of Vema fracture zone // *Mar. Geol.* 1980. Vol. 35, № 1/3. P. 99—110.
 133. *Macdonald K. C., Castillo D. A., Stephen P. M.* et al. Deep-tow studies of the Vema fracture zone. Tectonics of a major slow slipping transform Mid-Atlantic ridge // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 91, № 3. P. 3334—3354.
 134. *Macdonald J. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5, № 1. P. 82—133.
 135. *Malpas J., Stevens R. K.* The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from western Newfoundland // *Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals.* St. John's, 1979. P. 21—41.
 136. *Michael P. J., Bonatti E.* Peridotites from DSDP leg 82 and oceanographer fracture zone // *Trans. Amer. Geophys. Union.* 1983. Vol. 64. P. 344—345.
 137. *Michael P. J., Bonatti E.* Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 73, № 1. P. 91—104.
 138. *Miyashiro A., Shido F.* Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic ridge near 24° N // *Geochem. J.* 1980. Vol. 14, № 4. P. 145—154.
 139. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic ridge near 24° and 30° north latitude // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1969. Vol. 23, № 2. P. 117—127.
 140. *Miyashiro A., Shido F., Ewing M.* Petrologic models for the Mid-Atlantic ridge // *Deep-Sea Res.* 1970. Vol. 17, № 1. P. 109—123.
 141. *Miyashiro A., Shido F., Kanehira K.* Metasomatic chloritization of Gabbros in the Mid-Atlantic ridge near 30° N // *Mar. Geol.* 1979. Vol. 31, № 1/2. P. 47—52.
 142. *Mottl M. J.* Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at Mid-ocean Ridges // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1983. Vol. 94, № 2. P. 161—180.
 143. *NAT Study Group.* North Atlantic transect: a wide aperture two-ship multichannel investigation of the oceanic crust // *J. Geophys. Res. B.* 1985. Vol. 90, № 12. P. 10321—10341.
 144. *Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C.* Textures, structures and fabrics due solid state flow in some European Iherzolites // *Tectonophysics.* 1971. Vol. 12, № 1. P. 55—85.
 145. *Nicolas A., Boudier F., Bouchez J. L.* Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280, № 1. P. 192—210.
 146. *OTTER Team.* The geology of the oceanographer transform: the ridge — transform intersection // *Mar. Geophys. Res.* 1984. Vol. 6, № 2. P. 109—141.
 147. *OTTER Team.* The geology of the oceanographer transform: the transform domain // *Ibid.* 1985. Vol. 7, № 3. P. 329—358.
 148. *Pallister I. S.* Parent magmas of the Semail ophiolite, Oman // *Ophiolites and oceanic lithosphere.* Oxford: Ecol. Soc. Blackwell. 1984. P. 63—70.
 149. *Pallister I. S., Hopson C. A.* Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, № 4. P. 2593—2644.
 150. *Pallister I. S., Knight R. J.* Rare Earth element geochemistry of the Samail ophiolite

- Near Ibra, Oman // *Ibid.* P. 2673—2699.
151. *Parmentier E. M., Haxby W. F.* Thermal stress es in oceanic lithosphere: evidence from geoid anomalies in fracture zones // *Ibid.* 1986. Vol. 91, № 7. P. 7193—7204.
 152. *Peter G., Westbrook G. K.* Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados ridge complex // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1976. Vol. 60, № 7. P. 1078—1106.
 153. *Philpotts J. A., Schuetzler C. C.* Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1970. Vol. 34, № 3. P. 307—322.
 154. *Potts C. G., White R. S., Louden K. E.* Crustal structure of Atlantic fracture zone. The Vema fracture zone and transverse ridge // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1986. Vol. 86, № 2. P. 491—513.
 155. *Potts C. G., Williams C. A., Calvert A. J., White R. S.* The Tydeman: morphology and seismic structure of old fracture zone crust // *J. Geol. Soc.* 1986. Vol. 143, № 5. P. 789—793.
 156. *Prinz M., Keil K., Green J. A. et al.* Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zones // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, № 23. P. 4087—4103.
 157. *Purdy G. M.* Anomalously thin crust in oceanic fracture zones. New seismic constraints from the Kane fracture zone // *Ibid.* Vol. 89, № 12. P. 10249—10266.
 158. *Rabinowitz P. D., Purdy G. M.* The Kane fracture zone in the western central Atlantic Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 33, № 1. P. 21—26.
 159. *Raleigh C. B.* Mechanism of plastic deformation of olivine // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, № 14. P. 5391—5406.
 160. *Rhodes J. M., Dungan M. A., Blanchard D. P., Long P. E.* Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22° N on the Mid-Atlantic ridge // *Tectonophysics.* 1979. Vol. 55, № 1/2. P. 35—61.
 161. *Roeder P. L., Emslie R. F.* Olivine-liquid equilibrium // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1970. Vol. 29, № 3. P. 275—289.
 162. *Roest W. R., Collette B. J.* The fifteen twenty fracture zone and the North American—South American plate boundary // *J. Geol. Soc.* 1986. Vol. 143, № 5. P. 833—843.
 163. *Rona P. A., Widenfalk L., Bostrom K.* Serpentinized ultramafica and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic ridge crest near 15° N // *J. Geophys. Res. B.* 1987. Vol. 92, № 2. P. 1417—1427.
 164. *Saunders A. D.* The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins // *Rare Earth element geochemistry* // Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 205—231.
 165. *Schouten H. A., Klitgord K. D.* Stable segmentation of Central North Atlantic seafloor // *J. Geol. Soc.* 1986. Vol. 193, № 5. P. 741—752.
 166. *Schreiber E., Fox P. J.* Density and P—wave velocity of rocks from the FAMOUS region and their implication to the structure of the oceanic crust // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977. Vol. 88, № 4. P. 600—608.
 167. *Searle R. C., Laughton A. S.* Sonar studies of the Mid-Atlantic ridge and Kurchatov fracture zone // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, № 33. P. 5313—5328.
 168. *Serri G., Hebert R., Hekinian R.* Chemistry of ultramafic tectonites and ultramafic to gabbroic cumulates from the major ocean basins and the Northern Apennines ophiolites // *Ophioliti.* 1985. Vol. 10, № 1. P. 63—76.
 169. *Shibata T., de Long S., Walker D.* Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 70, № 1. P. 89—102.
 170. *Shibata T., Fox P. J.* Fractionation of abyssal tholeiites: samples from the Oceanographer fracture zone (35° N, 35° W) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 27, № 1. P. 62—72.
 171. *Shibata T., Thompson J.* Peridotites from the Mid-Atlantic ridge at 43° N and their petrogenetic relation to abyssal tholeiites // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1986. Vol. 93, № 2. P. 144—159.
 172. *Shido F., Miyashiro A., Ewing M.* Compositional variation in pillow-lavas from the Mid-Atlantic ridge // *Mar. Geol.* 1974. Vol. 16, № 4. P. 112—121.
 173. *Sinton J. M.* Petrology of peridotites from site 395, leg. 45 // *Init. Rep. DSDP. Wash. (D. C.).* 1978. Vol. 45. P. 595—601.
 174. *Sinton J. M.* Ultramafic inclusions and high-pressure xenocrysts in submarine basanitoid, equatorial Mid-Atlantic ridge // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 70, № 1, P. 49—57.
 175. *Sleep N. H.* Formation of ocean crust: some thermal constraints // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80, № 28. P. 4037—4042.
 176. *Sykes L. R.* Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges // *Ibid.* 1967. Vol. 72, № 15. P. 2131—2153.
 177. *Tryggvason E.* Multiple magma reservoirs a rift zone volcano: Ground deformation and magma transport during the September 1984 eruption of Krafla, Iceland // *Volcanol. and Geotherm. Res.* 1986. Vol. 28, № 1/2. P. 1—44.
 178. *Turcotte D. L.* Are transform faults thermal contraction cracks // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79. P. 2573—2577.
 179. *Van Andel T. H., Phillips J. D., Herzen R. P. von.* Rifting origin for the Vema fracture in the North Atlantic // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. Vol. 5, № 5. P. 296—300.
 180. *Vanko D. A.* High-chlorine amphibolites from oceanic rocks: Product of highly saline hydrothermal fluids? // *Amer. Miner.* 1986. Vol. 71, № 1/2. P. 51—60.
 181. *Walker D., Shibata T., de Long S. E.* Abyssal tholeiites from the oceanographer fracture zone, phase equilibria and mixing //

- Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70, № 2. P. 111—125.
182. *White R. S.* Atlantic oceanic crust: seismic structure of a slow — spreading ridge // Ophiolites and oceanic lithosphere. Oxford; London; Edinburg, 1984. P. 101—112.
183. *White R. S., Detrick R. S., Sinha M. C., Cormier M. H.* Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture zones // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1984. Vol. 79, № 3. P. 779—798.
184. *White R. S., Williams C. A.* Oceanic fracture zones // J. Geol. Soc. 1986. Vol. 143, № 5. P. 737—741.
185. *Wilson J. T.* A new class of faults and their bearing on continental drift // Nature. 1965. Vol. 73, № 4995. P. 1959—1982.
186. *Wood D. A., Tarney V., Varet J.* et al. Geochemistry of basalts drilled in the North Atlantic by IPOD leg. 49; implications for mantle heterogeneity // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 42, № 1. P. 77—97.
187. *Zvyagintsev L. I.* Physical properties of acid rocks of different abyssal facies // Intern. Geol. Rev. 1978. Vol. 20, № 6. P. 661—667.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Глава первая	
Строение трансформных разломов Центральной Атлантики (обзор представлений). <i>А. А. Пейве, Ю. М. Пуцаровский</i>	5
Глава вторая	
Рельеф зоны разлома Зеленого Мыса и структура осадочного чехла. <i>Н. Н. Турко, Ю. И. Морозов</i>	12
Глава третья	
Плейстоцен-голоценовое осадконакопление в зоне разлома Зеленого Мыса. <i>Н. А. Лисицына, Л. А. Головина, А. Л. Соколова</i>	30
Глава четвертая	
Коренные породы зоны разлома Зеленого Мыса	40
Общая характеристика. <i>С. Г. Сколотнев, Н. В. Цуканов, А. А. Пейве, Ю. Н. Разницын, С. А. Щербаков</i>	40
Породы 2-го слоя океанической коры. <i>А. А. Пейве, С. Г. Сколотнев, С. М. Ляпунов</i>	61
Породы 3-го слоя океанической коры и верхней мантии	81
Кумулятивные породы. <i>С. Г. Сколотнев, С. М. Ляпунов, В. А. Симонов</i>	81
Ультрабазиты. <i>А. А. Пейве, С. А. Щербаков</i>	106
Метаморфизм пород 3-го слоя. <i>С. А. Силантьев, А. А. Пейве</i>	117
Деформации пород океанической коры. <i>Ю. Н. Разницын, Л. И. Звягинцев</i>	142
Петромагнитные свойства магматических пород. <i>К. С. Бураков, А. К. Гапеев, А. Н. Диденко</i>	149
Глава пятая	
Геомангнитные исследования разлома Зеленого Мыса. <i>А. Г. Попов</i>	161
Глава шестая	
Строение зоны разлома Зеленого Мыса по данным многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ. <i>Ю. Н. Разницын, В. В. Трофимов</i>	171
Заключение. <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	184
Литература	187

CONTENTS

Introduction. <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
Chapter one	
Structure of the Central Atlantic transform faults (a review). <i>A. A. Peyve, Yu. M. Pushcharovsky</i>	5
Chapter two	
Relief of the Cape Verde fracture zone and the structure of the sedimentary cover. <i>N. N. Turko, Yu. I. Morozov</i>	12
Chapter three	
Pleistocene-Holocene sedimentation in the Cape Verde fracture zone. <i>N. A. Lisitsina, L. A. Golovina, A. L. Sokolova</i>	30
Chapter four	
Cape Verde fracture zone bedrocks	40
General characteristic. <i>S. G. Skolotnev, N. V. Tsukanov, A. A. Peyve, Yu. N. Raznitsin, S. A. Shcherbakov</i>	40
Rocks of the oceanic crust 2nd layer. <i>A. A. Peyve, S. G. Skolotnev, S. M. Lyapunov</i>	61
Rocks of the oceanic crust 3rd layer and upper mantle	81
Cumulates. <i>S. G. Skolotnev, S. M. Lyapunov, V. A. Simonov</i>	81
Ultrabasic rocks. <i>A. A. Peyve, S. A. Shcherbakov</i>	106
Metamorphism of the rocks of the 3rd layer. <i>S. A. Silantiev, A. A. Peyve</i>	117
Deformations of the oceanic crust rocks. <i>Yu. N. Raznitsin, L. I. Zvyagintsev</i>	142
Petromagnetic properties of igneous rocks. <i>K. S. Burakov, A. K. Gapeev, A. N. Didenko</i>	149
Chapter five	
Geomagnetic research of the Cape Verde fracture zone. <i>A. G. Popov</i>	161
Chapter six	
Structure of the Cape Verde fracture zone from data of multichannel seismic profiling. <i>Yu. N. Raznitsin, V. V. Trofimov</i>	171
Conclusions. <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	184
References	187

Научное издание

**Пушаровский Юрий Михайлович,
Пейве Александр Александрович,
Разницын Юрий Николаевич и др.**

**СТРОЕНИЕ
ЗОНЫ РАЗЛОМА
ЗЕЛЕНОГО МЫСА:
ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА**

Труды, вып. 439

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

**Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *Н.И. Харламова***

ИБ № 39818

Подписано к печати 25.04.89, Т-10310
Формат 70 X 100 1/16. Бумага кн.-журн.
Гарнитура Литературная (фотонабор). Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,3. Усл.кр.отт. 16,6, Уч.-изд.л. 18,3
Тираж 500 экз. Тип. зак. 2260. Цена 3 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
2-я типография издательства "Наука"
121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 6

