

УДК 551.243 : 551.46(263)

© 1992 г. ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., РАЗНИЦИН Ю. Н.,
МАЗАРОВИЧ А. О., СКОЛОТНЕВ С. Г., КЕПЕЖИНСКАС П. К.,
ТУРКО Н. Н., ПЕЙВЕ А. А., ДМИТРИЕВ Д. А.

РАЗЛОМЫ АРХАНГЕЛЬСКОГО, ДОЛДРАМС И ВЕРНАДСКОГО В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ: СТРУКТУРА И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

В статье приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в зонах разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского в Центральной Атлантике. Дается описание основных черт рельефа дна, строения осадочного чехла, структуры земной коры, а также петрографии и геохимии вулканических, интрузивных и мантийных образований. Сделаны выводы о тектонической расчлененности океанической коры и о существовании в осевой части Срединно-Атлантического хребта комплексов пород, принадлежащих неспрединговым блокам.

Pushcharovsky Yu. M., Raznitsin Yu. N., Mazarovich A. O., Skolotnev S. G., Kepezhinskas P. K., Turko N. N., Peyve A. A., Dmitriev D. A. The Arkhangelsky, Doldrums and Vernadsky faults in Central Atlantics: structure and composition of rocks. *Geotectonics*. 1992. № 6. The article contains the results of the complex geological-geophysical investigations, conducted in faults zones of the Arkhangelsky, Doldrums and Vernadsky faults in Central Atlantics. The article gives the main features of the bottom relief, of the sedimentary cover, the earth crust structure as well as the petrography and geochemistry of volcanic, intrusive and mantle formations. It was concluded that the oceanic crust is tectonically layered, and in the axial part of the Mid-Atlantic ridge there are rock assemblages assigned to non-spreading blocks.

ВВЕДЕНИЕ

В 1986 г. Геологический институт АН СССР приступил к углубленному изучению поперечных разломов Приэкваториальной Атлантики в рамках проекта «Литос». Начальный этап этих работ был проведен в зоне разлома Зеленого Мыса. Он позволил детально охарактеризовать рельеф дна разломной зоны, а также мощность и строение осадочного чехла, магнитное поле, глубинную структуру земной коры, петрографию и геохимию магматических и метаморфических пород [10]. Особенность этих работ составляло проведение детальных полигонных исследований не только в осевой части Срединно-Атлантического хребта (САХ) между смещенными по разлому отрезками рифтовой долины, но также на его флангах и на продолжении разлома в пределах смежных глубоководных котловин. Работам была придана геологическая направленность, что у предшествующих исследователей почти не встречалось.

В следующей экспедиции таким же путем были исследованы разломы Долдрамс и близко соседствующие с ними разломы Архангельского и Вернадского. Экспедиционные работы проводились в 6-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (сентябрь 1987 — январь 1988 г.).

До наших исследований разлом Долдрамс практически не изучался.

Авторы настоящей работы при обособлении разломов руководствовались рекомендациями Межправительственной океанографической комиссии [14], согласно

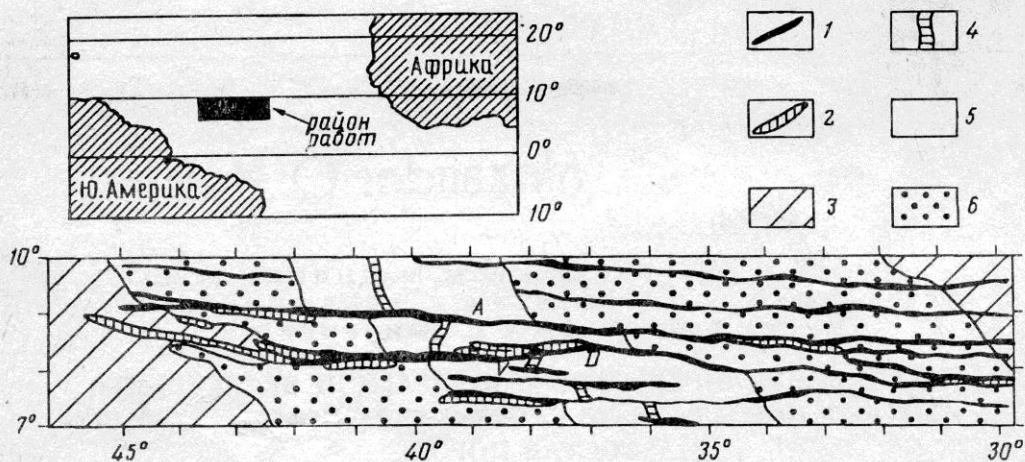


Рис. 1. Геоморфологическая схема района разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского
 1 — желоба (долины) разломов; 2 — приразломные и внутриразломные хребты; 3 — глубоководные котловины; 4 — рифтовые долины; 5 — осевая часть САХ; 6 — фланги САХ. Буквами на рис. обозначены: А — разлом Архангельского, D — разлом Долдрамс, V — разлом Вернадского

которым Долдрамс пересекает осевую часть САХ на $8^{\circ}15'$ с. ш., а Вернадского — на $7^{\circ}40'$ с. ш. Для открытого в процессе наших исследований разлома, расположенного непосредственно к северу от Долдрамса, утверждено название «разлом Архангельского».

Разломы Архангельского и Долдрамс изучены почти на всем их протяжении (до 1800 км), с постановкой детальных полигонов в осевой части САХ и на флангах этих структур. Разлом Вернадского в процессе съемки изучен фрагментарно.

Детальность полигонной съемки обеспечивалась путем сгущения сети галсов до 3—3,5 миль, что позволило построить высокоточные карты рельефа дна в масштабе 1 : 250 000.

СТРОЕНИЕ САХ ПО ДАННЫМ МНОГОЛУЧЕВОГО ЭХОЛОТИРОВАНИЯ И НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ

В осевой части САХ, между $7^{\circ}30'$ и $9^{\circ}00'$ с. ш. (рис. 1) прослеживаются три субширотные депрессии дна, соответствующие зонам разломов Архангельского ($8^{\circ}50'$ с. ш.), Долдрамс ($8^{\circ}15'$ с. ш.) и Вернадского ($7^{\circ}40'$ с. ш.), разделенных сложными межразломными поднятиями. Рифтовые долины САХ последовательно смещаются к востоку и находятся на $40^{\circ}20'$ з. д. к северу от разлома Архангельского, на $39^{\circ}30'$ з. д. к югу от него и на $38^{\circ}05'$ з. д. — между разломами Долдрамс и Вернадского (см. рис. 1).

Части разломов, расположенные между рифтами, заметно различаются по своему строению. В желобе разлома Архангельского протяженность межрифтовой части около 40 миль. Ее профиль меняется с запада на восток от V-образной к корытообразной форме, что связано с появлением осадков восточнее $40^{\circ}00'$ з. д. Их мощность возрастает на протяжении 10 миль от первых десятков до 400 м. На этом же отрезке размах рельефа акустического фундамента достигает 1 км. Восточная nodальная впадина в рельефе не выражена, а западная расположена не напротив рифтовой зоны, а около широкой (до 10 миль) субмеридиональной депрессии. Рифтовая зона отделена от дна желоба крутым уступом высотой до 1500 м.

Существенно иное строение имеет межрифтовая часть разлома Долдрамс, протяженностью 85 миль. Внутри желоба прослеживаются два гребня и разде-

ляющие их депрессии, причем в последних иногда устанавливаются осадки мощностью до 100—200 м.

Восточная нодальная впадина имеет максимальную глубину до 4500 м и по изобате 4000 м прослеживается на юг, в рифтовую долину $38^{\circ}05'$ з. д., а также вытягивается вдоль разлома на 20—25 миль. Западная нодальная впадина имеет в плане (по изобате 4800 м) сложную форму. Максимальные глубины (до 5400 м) приурочены к отдельным впадинам, вытянутым как в субширотном, так и в субмеридиональном направлении.

Межрифтовая часть разлома Вернадского, там, где она была изучена, имеет наиболее простую форму и представляет собой V-образный желоб с крутыми склонами. Западная нодальная впадина вытянута вдоль простиранья разлома и в ней установлены максимальные глубины — до 6000 м.

Межразломный хребет между разломами Архангельского и Долдрамс, западнее рифтовой зоны $39^{\circ}30'$ з. д., имеет крутой северный склон и более пологий южный. Ширина вершинной поверхности вблизи рифта достигает 6 миль и постепенно расширяется к западу до 20 миль. Соответственно увеличивается и глубина от 2500 до 3500 м.

Осадочный чехол развит в основном на западе хребта, где он либо слагает вершины «столовых гор», над которыми возвышаются выступы акустического фундамента, либо заполняет впадины, облекая неровности акустического фундамента. В первом случае его мощность достигает 200 м. Отдельные находки известняков позволяют предполагать, что значительная часть осадочного чехла слагается этими породами, которые «бронировать» древние поверхности. Во втором случае мощность осадочного чехла составляет 100 м, увеличиваясь в отдельных местах до 200—300 м.

К востоку от рифтовой зоны хребет также имеет асимметричный профиль, однако более крутым является южный склон. V-образная субмеридиональная долина с глубинами от 4200 до 3100 м делит его на две части, западную, примыкающую к рифту, и восточную. Пририфтовая часть представляет собой изометричный блок, северная часть которого имеет сложное строение (см. рис. 1). Южнее $8^{\circ}30'$ с. ш. отчетливо выделяется массивное горное сооружение, вытянутое в субширотном направлении, с глубинами 1600—2000 м. Восточнее долины вершинная поверхность хребта выравнивается и имеет глубины 3100—3300 м. На $38^{\circ}36'$ и $38^{\circ}23'$ з. д. строение межразломного хребта нарушается зонами субмеридиональных хребтов и долин, которые осложняют также строение желоба разлома Архангельского и, по всей видимости, имеют тектоническое происхождение. Восточнее $39^{\circ}00'$ з. д. межразломный хребет перекрыт в отдельных местах осадочным чехлом мощностью от 100 до 400 м.

Все выделенные в пределах осевой части морфоструктуры были прослежены в пределах восточного склона САХ до $33^{\circ}00'$ з. д. Желоб разлома Долдрамс имеет здесь плоское дно, ширина которого изменяется по простиранью от 1 до 4 миль; глубины постепенно увеличиваются от 4700 до 5000 м. На ряде профилей ближе к осевой части САХ (до $35^{\circ}25'$ з. д.) у южного борта разлома установлено субширотное поднятие, приближенное к склону. Желоб разлома Архангельского постепенно расширяется от 2 до 11 миль. Вдоль его оси установлен гребень с относительной высотой от 150 до 500 м. Межразломный хребет имеет более крутой южный склон вплоть до $35^{\circ}05'$ з. д. Его вершинная поверхность, как правило, выровненная, постепенно погружается к востоку от 3600 до 4200 м.

Между разломами Долдрамс и Вернадского западнее рифтовой долины $38^{\circ}05'$ з. д. расположено изометричное поднятие с выровненной вершинной поверхностью (2800—3000 м), над которой возвышаются отдельные горы с глубинами 1600—2300 м. Оно ограничено крутыми уступами. К западу от $39^{\circ}10'$ з. д. появляется узкий хребет (3100—3200 м), протягивающийся в пределы котловины Демерара.

Вдоль восточного борта рифтовой долины протягивается субмеридиональное поднятие, за которым располагается асимметричный хребет, южная часть которого

представляет собой поднятие с минимальными для изученной акватории глубинами до 1000 м (гора Пейве).

Желоб разлома Вернадского ограничен с юга гребнем шириной до 15 миль и относительной высотой 1200—2000 м.

Яркая черта рельефа — линейные гряды субширотного простирания. Они протягиваются на десятки миль, занимая различное структурное положение. Одни из них образуют обрамление желоба разлома (например, отдельные участки в разломе Долдрамс), другие разделяют желоба Вернадского и Долдрамс, третьи находятся внутри желоба (Архангельского, Долдрамс). Однако отмечаются случаи изменения позиции одного и того же гребня по простиранию. Определенную информацию о происхождении гряд представляет разлом Долдрамс. На западном его фланге, в пределах котловины Демерара, экспедицией получены следующие данные. Севернее и южнее простираться здесь гряды мощностью осадков составляет 1200—1300 м. По особенностям строения осадки разделяются на два сейсмоструктурных комплекса. Верхний из них, перекрывающий нижний с угловым несогласием, залегает горизонтально и имеет мощность не более 200 м. Нижний комплекс разделяется на три, иногда на четыре деформированные сейсмолиты. Примечательно, что углы наклона отражающих площадок увеличиваются при приближении к гряде, а также к локальным «диапирам» в форме вала, не выраженным в рельефе. Такая картина свидетельствует о подъеме вещества гребня, предшествовавшем формированию верхнего сейсмокомплекса. Однако последний в ряде мест также деформирован, что означает продолжение подъема и в новейшее время. Таким образом, представляется, что формирование линейных гребней можно увязать с подъемом вещества вдоль разломов не только в пределах САХ, но и в смежных глубоководных котловинах.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

В зонах разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского собрано большое количество каменного материала, состоящего главным образом из базальтов, но включающего и другие породы.

Базальты. При драгировании разломной зоны Долдрамс базальты подняты с бортов нодальных впадин и со склонов межразломного хребта, расположенного между разломами Долдрамс и Архангельского (ст. 6-27-Д23, 6-29-Д25, 6-30-Д26, 6-51-Д46). Ассоциации пород, поднятых с поперечных и медианных хребтов, с угловых поднятий объединяют, как правило, образования глубинного генезиса: ультрабазиты, габброиды, долериты, метасоматиты.

Среди базальтов и долеритов выделяются два основных петрографических типа. Резко преобладают афировые и редко порфиоровые разновидности, которые встречены во всех изученных морфоструктурах. Второй тип объединяет существенно клинопироксен-плагиоклаз-оливин-порфиоровые базальты, установленные на поперечных хребтах разлома. В них встречены ксенолиты глубинных пород.

Вариации содержаний петрогенных окислов и элементов-примесей в базальтах довольно широки, однако, за исключением сильно измененных образцов, они не выходят за пределы значений, характерных для базальтов САХ, детально изученных между 22 и 25° с. ш. [11]. Химические составы существенно порфиоровых базальтов заметно выделяются более высокой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 17 - 20$)¹ и несколько повышенным содержанием СаО и пониженным — FeO.

Основная группа базальтов, включающая разновидности первого петрографического типа, характеризуется малой и умеренной степенью дифференциации: FeO/MgO изменяется от 0,85 до 1,9. С ростом отношения FeO/MgO в них наблюдается увеличение содержаний TiO₂ (1,1—2,01), Fe₂O₃ (10,51—13,09), P₂O₅ (0,09—0,20), Zr (55—150), Y (13—41), Nb (1,4—3,5), Sc (37—48) и уменьшение MgO (9,32—

¹ Здесь и далее содержание окислов приведено в %, редких и рассеянных элементов — в г/т.

6,22), отмечается слабая тенденция к увеличению концентраций SiO_2 (46, 40—49, 36) и Na_2O (2,7—3,34) и к понижению Al_2O_3 (17,52—14,04) и Sr (360—120). Сравнительно широко варьируют и CaO (9,38—11,67), K_2O (0,11—0,40), Sr (110—150), Ba (5—15), Co (40—45), однако поля их значений не обладают какой-либо отчетливой направленностью. Распределение РЗЭ в изученных базальтах в целом не отличается от распределения в аналогичных породах САХ [1, 10, 22]. Степень дифференцированности базальтов, характеризуемая отношением FeO/MgO , слабо коррелирует с отношением $(\text{La}/\text{Sm})_N$ и в значительно большей степени связана с отношением Eu/Eu^* отражающим величину европиевой аномалии и указывающим на существенную роль фракционирования плагиоклаза.

Таким образом, из анализа поведения петрогенных элементов следует, что основные вариации составов этой группы базальтов обусловлены фракционной кристаллизацией оливина, основного плагиоклаза и шпинели в малоглубинных промежуточных камерах из толеитового расплава, генерированного при близких РТ-условиях [3, 24]. Устойчивость таких индикаторных отношений, как $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (0,11—0,73) и $(\text{La}/\text{Sm})_N$ (0,43—0,87), позволяющих отнести данные базальты к толеитам N-типа MORB, указывает на однообразие условий магмогенерации толеитовых расплавов. Сравнительно низкие значения отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,57—0,68) наиболее примитивных из изученных базальтов свидетельствуют о том, что первичные выплавки были близки по составу к высокоглиноземистому магнизальному толеиту [8]. К такому же выводу о природе первичных выплавков приходит и Н. М. Сушевская (устное сообщение) на основании изучения состава закалочных стекол из этого региона, считая, что первичные выплавки были близки к TOP-2.

Базальты межразломного хребта, расположенного между разломами Архангельского и Долдрамс, выделяются высокой степенью дифференцированности ($\text{FeO}/\text{MgO} = 2—3,38$), в них с увеличением отношения FeO/MgO возрастают содержания Al_2O_3 (17,30—20,2), CaO (10,48—12,44) и уменьшаются SiO_2 (47,05—44,91), Fe_2O_3 (12,79—11,24), TiO_2 (1,64—1,06) и Zr (90—57). Выявленные особенности поведения ряда петрогенных элементов позволяют заключить, что фракционирование толеитовых расплавов в данном случае завершилось кристаллизацией гиперстена и ильменита. Возможность этого процесса была обоснована рядом исследователей для толеитовых базальтов вулкана Килауэа на Гавайских островах [24]. Появление высокодифференцированных базальтов, по-видимому, обусловлено более длительным фракционированием расплава в промежуточной камере, реализовавшимся в напряженном состоянии земной коры в условиях относительного сжатия.

Базальты субмеридиональной депрессии, примыкающей с севера к разлому Архангельского (ст. 6-33-Д29), представлены разностями, характеризующимися повышенными концентрациями MgO (9,72—10,98), Fe_2O_3 (12,90—14,35) и пониженными — SiO_2 (45,34—46,66), Na_2O (2,53—2,75), P_2O_5 (0,07—0,08), Zr (36—65) и Nb (1—1,2). На наш взгляд, приведенные факты свидетельствуют о более высокой степени частичного плавления при генерации первичных выплавков данных базальтов [2].

Еще одна группа базальтов со своей химической спецификой приурочена к южному поперечному хребту на западном фланге разлома Долдрамс (ст. 6-48-Д44). Эти умеренно дифференцированные и афировые разности характеризуются высокой глиноземистостью (содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,90—18,90$). По-видимому, они образовались при более низкой степени частичного плавления субстрата по сравнению с основной группой базальтов разломной зоны Долдрамс. Такая точка зрения на происхождение высокоглиноземистых базальтов срединно-океанических хребтов высказана И. Д. Рябчиковым [7].

Базальты характеризуют морфоструктуры, как непосредственно связанные с зонами разломов, так и находящиеся на различном удалении от них, однако установить влияние разломов на базальтовый вулканизм на уровне нашего исследования вещества базальтов не удалось. Вопрос о собственно внутриразломном

вулканизме сложен ввиду некоторой неопределенности понимания этого явления. На наш взгляд, некорректно относить к продуктам разломного вулканизма любые базальты, поднятые со склонов разломных морфоструктур, поскольку в последних тектонически совмещены первоначально разноглубинные и разноудаленные породы. Если продуктами внутриразломного вулканизма считать базальтовые лавы, подводящие каналы которых пространственно сопряжены с разломами, то в ряде случаев имеются свидетельства, указывающие на это. Так, со склонов медианного хребта, расположенного в активной части разлома Долдрамс (ст. 6-62-Д57), подняты песчаники раннеплиоценового возраста, в которых обломочные зерна представлены ультрабазитами. По результатам драгирования медианный хребет сложен ультрабазитами и очень свежими базальтами. Следовательно, можно ожидать, что базальты изливались в постраннеплиоценовое время в пределах медианного хребта, т. е. внутри разлома. По петро- и геохимическим характеристикам они не отличаются от рифтовых базальтов. Таким образом, состав мантийного субстрата и условия магмогенерации в активной части разлома Долдрамс родственны таковым, связанным с рифтовым магматическим источником. По-видимому, фактически имеет место продолжение последнего в активную часть разлома.

В изученном регионе получена необычайно большая коллекция обломочных пород, поднятых со склонов поперечных и медианных хребтов. Ряд из них обнаруживает признаки того, что они сформировались на склонах морфоструктур, которые в сравнении со своим современным положением располагались гипсометрически выше, возможно, даже выступали над уровнем моря. Это хорошо окатанные гальки, поднятые с северного склона межразломного хребта, а также грубообломочные породы с горы Пейве, состоящие из десквамационных корочек габбро, продуктов их наземного выветривания, сцементированных карбонатным органоматериалом, содержащим крупные (до 15 мм) ядра, по-видимому, бентосных двустворок. Другие обломочные породы являются сравнительно хорошо отсортированными разностями (песчаники, алевролиты, конгломераты и др.), свидетельствующими о том, что они образовались на склонах тектонически подвижных морфоструктур, испытывавших контрастные движения. В большинстве случаев возраст обломочных пород определен как ранний и средний плиоцен. Эти факты дают возможность предположить, что на рубеже раннего и среднего плиоцена была эпоха достаточно интенсивных тектонических процессов. В это время имели место интенсивные вертикальные контрастные тектонические движения ряда морфоструктур, по-видимому, произошло образование медианного хребта в разломе Долдрамс и внедрение диапировых структур на флангах этого разлома. Родственность медианных хребтов и диапировых структур устанавливается на основании того, что в ряде случаев имеются признаки их непосредственного перехода одних в другие, а также по одинаковому характеру их взаимоотношения с осадочными толщами. Поскольку в строении медианных хребтов широкое участие принимают серпентинизированные ультрабазиты, можно предположить преимущественно протрузивное происхождение этих морфоструктур, что, по-видимому, верно и для диапировых структур.

Учитывая, что базальты, отличающиеся от основной группы либо иной степенью частичного плавления, либо другим характером низкобарической дифференциации, присущи морфоструктурам, возраст которых, судя по возрасту обломочных пород, приуроченных к их склонам, также оценивается как ранний и средний плиоцен, мы приходим к выводу о влиянии тектонических движений этой эпохи и на магматические процессы. В свою очередь это дает основание для предположения о том, что в эту эпоху структурной эволюции САХ на данном его сегменте произошло заложение наблюдаемых ныне рифтовых долин. В пользу этого свидетельствует и морфология субмеридиональной депрессии, схожая с морфологией рифтовых долин.

У л ь т р а б а з и т ы. Среди изученных ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Долдрамс можно более или менее уверенно

выделить три группы. Первую, наиболее обширную из них, образуют ультраосновные породы района предполагаемого неспредингового блока (см. ниже): восточное сочленение рифта с разломом Долдрамс и гора Пейбе (соответственно драги 58,59 и 63,64). Они отличаются наибольшей тугоплавкостью, что следует из большой магнезиальности и низкой железистости, глиноземистости и кальциевости их валового состава, а также наибольшей степенью деплетированности, что устанавливается по пониженной глиноземистости ортопироксена и повышенной хромистости хромшпинелидов. Они характеризуют относительно однородный блок верхней мантии с приблизительно одинаковым ходом тектономагматических процессов.

Возможно несколько вариантов объяснения механизма их образования. В соответствии с одним из них высокая степень частичного плавления может быть связана с повышенным тепловым потоком в связи с подъемом разогретого материала мантийного диапира. Другое объяснение — неоднородное строение мантии с существованием областей, обогащенных флюидонасыщенными фазами. Последние обуславливают более высокую степень частичного плавления перидотитов. Обсуждаемые ультрабазиты отвечают именно такой обогащенной мантии. В то же время аномальная мантия может включать и участки нормальной мантии, что видно по вариациям составов ультрабазитов в смежных районах или даже в пределах одной станции драгирования.

Вторую группу составляют ультрабазиты поперечных хребтов разломной зоны Долдрамс, опробованные на ст. 6-53-Д48 и 6-54-Д49 за пределами межрифтовой зоны разлома. Перидотиты, поднятые на этих станциях, существенно отличаются от описанных выше. Прежде всего они существенно менее тугоплавки и деплетированы. Во-вторых, они характеризуются очень высокими концентрациями Na_2O , а в ряде образцов и TiO_2 в клинопироксенах, приближающимися к таковым в ультраосновных породах островов Святого Петра и Павла [18]. Возможно, что данные гипербазиты представляют собой остаток от сравнительно невысокой степени частичного плавления обогащенного мантийного вещества. В ходе его частичного плавления могли генерироваться расплавы обогащенных толеитов *P*-, *E*-типов MORB или даже щелочных базальтов.

Третью группу образуют ультраосновные породы ст. 6-49-Д44, характеризующие южный поперечный хребет в западной фланговой части разлома Долдрамс, пространственно сильно удаленные от двух вышеописанных групп. Они характеризуются наименьшей тугоплавкостью и деплетированностью и сравнительно пониженными концентрациями TiO_2 и Na_2O в клинопироксенах, что сближает их с типичными ультрабазитами большинства разломных зон Северной Атлантики: Кейн, Вима, Романш и др. [19]. По всей видимости, они являлись источником толеитовых расплавов *N*-типа MORB.

Включения в базальтах. Подавляющее большинство ксенолитов мантии в пределах океанических структур приурочено к океаническим островам и выносится на поверхность щелочными магмами. В толеитах такие ксенолиты до сих пор не были установлены. В этом свете уникальными представляются первые в мире находки широкого спектра мантийных и коровых включений в абиссальных толеитах разломных зон Архангельского и Долдрамс. Впоследствии такие включения были обнаружены и в базальтах разлома Марафон [6].

Среди кристаллических нодулей в базальтах межрифтовой части разлома Архангельского и в восточной части разлома Долдрамс встречены четыре основных петрографических типа: 1) хромдиопсидсодержащие лерцолитовые и верлитовые включения, 2) габбро (в том числе шпинельсодержащее), 3) пироксениты и 4) анортозиты. Включения размером 0,2—1 см обычно имеют округлую или овальную форму. Наиболее часто встречаются два первых типа; пироксениты и анортозиты более редки.

К мантийным включениям отнесены хромдиопсидсодержащие породы, характеризующиеся мозаичной неравновесной гребластовой структурой, типичной для лерцолитовых ксенолитов верхней мантии. Вторичный плагиоклаз, окружа-

ющий нодули, содержит расплавленные и газовой-жидкие включения, приуроченные к периферии зерен. В ядрах плагиоклазов распространены в основном расплавленные включения. Кроме того, в контакте с плагиоклазом наблюдаются вторичные стекла, отличающиеся по составу от стекол вмещающих базальтов, что также говорит о переработке ксенолитов в условиях промежуточного магматического очага.

Диопсиды включений первого типа обнаруживают высокие содержания Cr_2O_3 , повышенную магнезиальность и пониженные концентрации TiO_2 . Такие хромдиопсиды типичны для ультраосновных парагенезисов, не встречаются среди фенокристов океанических базальтов и не получены в экспериментах по петрогенезису толелитовых магм [15].

Соотношение Cr_2O_3 и магнезиевого номера в этих клинопироксенах демонстрирует их принадлежность к ультраосновным породам [21]. Все анализы попадают в поле высокохромистых диопсидов из ультрамафитов комплекса Бей-оф-Айлендс, рассматриваемого в качестве обдуцированного фрагмента литосферы трансформного разлома [21]. В это же поле попадают хромдиопсиды из $Ol - Cpx - Pl$ -нодулей и некоторые мегакристы из стекол района FAMOUS. Судя по ряду петрологических тестов [22], эти минералы неравновесны с вмещающим базальтовым стеклом и их ксеногенное происхождение (дизинтегрированные ультрамафиты) выглядит достаточно обоснованным. Близкими по составу к хромдиопсидам разлома Долдрамс оказываются пироксены мантийных ксенолитов из базанитоидов Экваториальной Атлантики, диопсиды из перидотитов разломов Романш, Чейн, Вима (Атлантический океан), Элтанин (Тихий океан), Оуэн (Индийский океан). Все эти моноклинные пироксены принадлежат мантийным образованиям, имеют глубинную природу и четко отличаются от высокобарических интрателлурических вкрапленников океанических базальтов и низкобарических пироксенов из малоглубинных магматических камер. Те же закономерности прослеживаются на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{Mg}_N$. Составы хромдиопсидов разлома Долдрамс лежат в поле ультрамафитов комплекса Бей-оф-Айлендс и обнаруживают низкие коэффициенты распределения Ti между клинопироксеном и расплавом — 0,25—0,35.

Плагиоклазы в ассоциации с хромдиопсидом, оливином и ортопироксеном варьируют по составу от лабрадора до битовнита. Они неравновесны с сосуществующим клинопироксеном и не обнаруживают закономерных соотношений с параметрами состава последнего. Мы полагаем, что плагиоклазы выросли на дезинтегрированные ультрабазиты в промежуточной камере [4].

Для оценки состава мантии под разломом Долдрамс воспользуемся соотношением Na_2O и Mg_N в клинопироксенах океанических магматических пород. Наиболее высоконатровыми и высокомагнезиальными оказываются диопсиды из лерцолитовых включений в базанитах, драгированных близ скал св. Петра и Павла в Экваториальной Атлантике. Такие же клинопироксены широко распространены в лерцолитовых нодулях из базальтов океанических островов (Таити, Коморы, Вознесения, Реюньон). Эта группа клинопироксенов характерна для неизменной примитивной мантии, являющейся источником для различных обогащенных литофильными элементами магматических расплавов. Несколько более деплетированными по Na_2O оказываются диопсиды из ультрамафитов главной серии массива Льюис Хиллс (офиолиты Бей-оф-Айлендс), отвечающие слабо обедненной мантии древнего трансформного разлома [20]. Еще более истощенными являются пироксены перидотитов разломов Оуэн и Вима в Индийском океане и разломов Чейн и Романш в Атлантике. Наконец, к числу наиболее деплетированных относятся низконатровые и низкотитанистые клинопироксены некоторых ультрабазитов (истощенные лерцолиты и гарцбургиты) разлома Оуэн, диопсиды низкохромистой серии массива Льюис Хиллс, пироксены перидотитов скв. 334 и диопсиды деплетированных лерцолитов разлома Кларион. Эти пироксены свойственны нормальной истощенной океанической мантии, являющейся исходной для первичных расплавов N -MORB. Как видно, существует практически непрерывный ряд последовательного истощения мантийных клинопироксенов в отно-

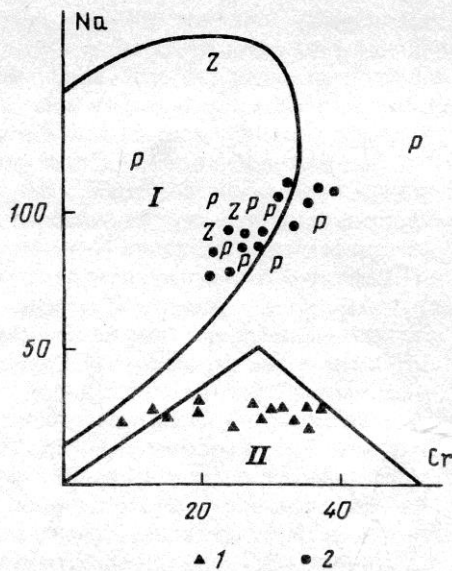


Рис. 2. Диаграмма Na — Cr для клинопироксенов из нодулей в базальтах разломной зоны Долдрамс. Поля континентальных (I) и океанических (II) перидотитов приведены по данным работы [17]

1, 2, Z, P — составы клинопироксенов: 1 — из деплетированных, 2 — из обогащенных нодулей в базальтах разломной зоны Долдрамс, Z — из массива Забаргад, P — из массива островов Петра и Павла

шении литофильных элементов. Этот ряд отличает эволюцию состава океанической мантии от примитивной до нормальной истощенной [4].

Клинопироксены мантийных включений разлома Долдрамс тяготеют к породам умеренно истощенной мантии, в частности лерцолитам разлома Оуэн и перидотитам разломов Экваториальной Атлантики. Существование такой мантии в пределах разломной зоны Долдрамс приводит к появлению в ней базальтов T- и E-типа MORB, а также субщелочных вулканитов, не характерных для районов распространения нормальной океанической мантии.

Диаграмма концентраций Na — Cr в клинопироксенах из мантийных включений в толеитовых базальтах разломных зон Долдрамс и Архангельского позволяет оценить мантию этого района Приэкваториальной Атлантики как истощенную и метасоматически обогащенную (рис. 2). Первая показана в нижней части диаграммы для мантийных cpx и отвечает океаническим перидотитам, вторая — в верхней и располагается в поле континентальных перидотитов о-ва Забаргад в Красном море и скал св. Петра и Павла в Атлантике.

В случае разлома Долдрамс мы впервые непосредственно можем наблюдать мантийный субстрат, ответственный за генерацию обогащенных океанических магм. Вовлечение такого субстрата в петрогенезис возможно именно в результате заложения и развития поперечных разломов как структур, наиболее глубоко проникающих в литосферу и дренирующих неистощенные (или слабоистощенные) в отношении литофилов мантийные горизонты. Таким образом, первоначально включения из базальтов разломной зоны Долдрамс соответствовали по составу слабодеплетированным лерцолитам. Последние отличаются от лерцолитов с низконатровым клинопироксеном, отвечающих нормальной мантии океана. Попав в промежуточную магматическую камеру, включения были частично дезинтегрированы, и к парагенезису оливин + шпинель + хромдиоксид присоединились кальциевый плагиоклаз и низкохромистый титанистый авгит, явившиеся субликвидными фазами вмещающего базальтового расплава.

Интрузивные образования. В пределах поднятия внутреннего

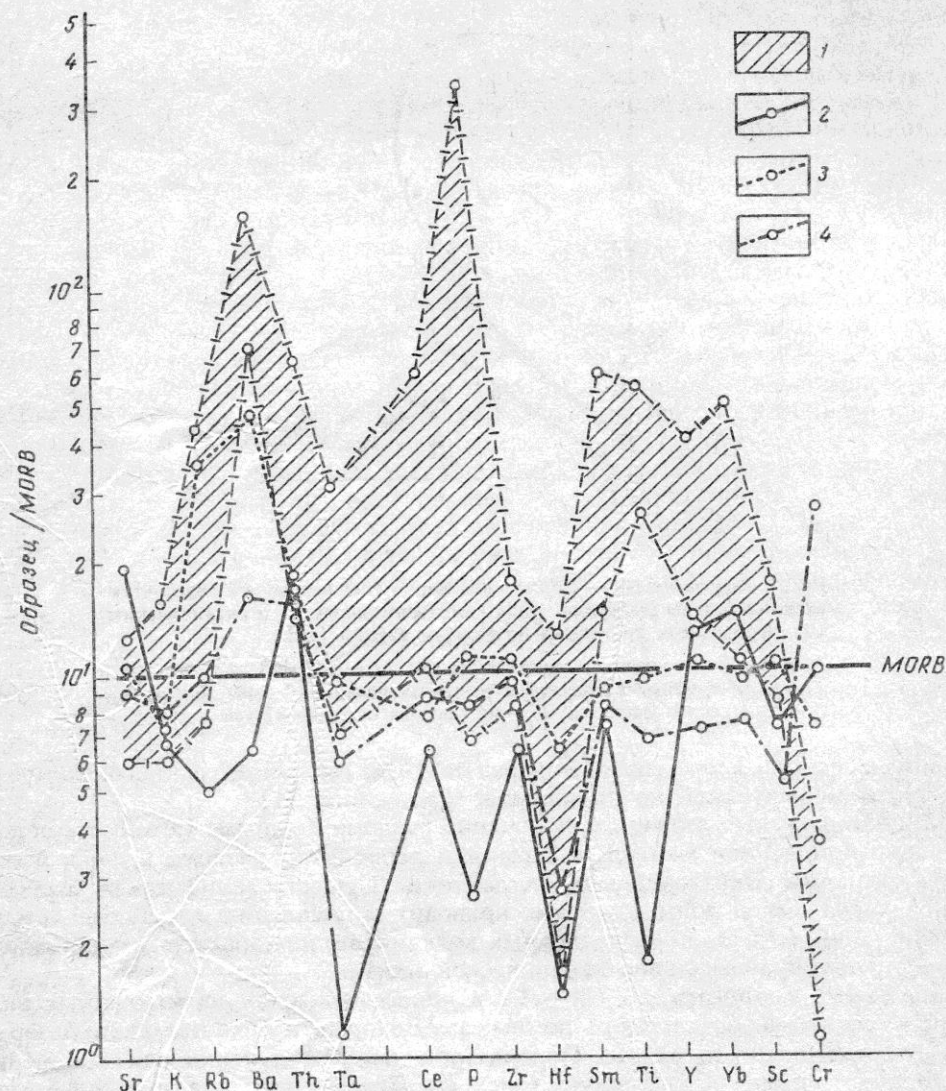


Рис. 3. Распределение редких элементов в интрузивных породах восточной части разломной зоны Долдрамс

1—3 — серии: 1 — ультратитанистая, 2 — низкотитанистая, 3 — умеренно-титанистая, 4 — магнезиальные долериты (1, 3, 4 — для горы Пейве). Нормирование произведено согласно [1]

угла, расположенного в районе пересечения северного сегмента рифтовой долины САХ с долиной разлома Вернадского, всего в 15 км восточнее рифта, нами было открыто и детально изучено крупное горное сооружение, названное «горой Пейве». Вершина горы располагается на глубинах около 1000 м, ее южный крутой склон спускается до дна долины разлома, т. е. до глубины 4900 м. Гора в плане имеет треугольную форму, размеры ее составляют 16×8 миль². Гора сложена магматическими породами, основной объем которых составляют различные интрузивные образования, объединенные в четыре серии [9]. Последние характеризуются четкими различиями минерального и химического составов, разными условиями генезиса и внутрикамерной эволюции и представляют собой фрагменты

² По размерам гора соответствует крупным вулканическим постройкам, например, Камчатки.

расслоенных магматических камер, эволюционировавших в разных геодинамических обстановках. Рассмотрим более подробно эти серии.

Ультратитанистая серия. Породы этой серии преобладают среди поднятого каменного материала и характеризуются наибольшим петролого-геохимическим разнообразием. Среди наиболее распространенных петрографических типов в этой серии присутствуют апатитсодержащие оливин-пироксеновые, магнетитовые и ильменит-магнетитовые габброиды, в несколько меньшем объеме представлены оливин-пироксен-ильменитовые габбро и рудные пироксениты (с апатитом и без), приближающиеся по петрографическим характеристикам к косъвитам. В целом минералогия габброидов ультратитанистой серии горы Пейве обнаруживает резкие различия с океаническими габброидами, заключающиеся в раннем выделении железистых фемических минералов, необычном тренде эволюции состава клинопироксенов (салит-геденбергитовый тренд в отличие от диопсид-авгитового в океанических габбро) и сосуществующих пижонитов (сильное обогащение железом), а также в ранней кристаллизации апатита, являющегося в рассматриваемых образованиях породобразующим минералом. Трековое датирование по апатитам дает возраст габброидов 150—170 млн. лет (поздняя юра); фиксируются также реликтовые апатиты с возрастом 300—320 млн. лет (карбон).

Основной петрохимической характеристикой данной серии является резкое обогащение пород титаном (содержания TiO_2 варьируют от 2,84 до 7,16 мас. %). Среди геохимических характеристик ультратитанистой серии отметим высокие абсолютные концентрации РЗЭ при слабом истощении цериевыми землями и резкое обогащение высокочargedными литофилами при истощении крупноионными относительно пород — производных океанической мантии (рис. 3).

Вся совокупность минералогических и петрогеохимических данных указывает на близость ультратитанистой серии к толеитовым интрузивным ассоциациям крупных стратиформных интрузий, таких, как Скергаард, Дулут и Малл. Эти комплексы характеризуют начальные этапы континентального рифтинга и принципиально отличаются от океанических камер, отражая глобальные различия континентальных и океанических геодинамических режимов.

Породы ультратитанистой ассоциации находятся в интрузивных соотношениях с образованиями *диорит-гранодиоритовой серии*, представленной амфибол-биотитовыми гранодиоритами, двуполевошпатовыми биотит-амфиболовыми гранитами и диоритоидами. Эти образования характеризуются резким обогащением легкими РЗЭ и высокочargedными литофилами и обнаруживают закономерное изменение состава амфибола в ряду эденит — магнезиальная роговая обманка — актинолит (уменьшение глиноземистости и увеличение титанистости) и сосуществующего плагиоклаза (увеличение альбитовой составляющей), связанное с остыванием магматической камеры.

Аналогичные тренды эволюции состава амфибола и сосуществующего плагиоклаза (а следовательно, и этапы внутрикамерного метасоматоза) выявлены и в специфической ассоциации низкотитанистых пижонитсодержащих габброидов *низкотитанистой серии*, драгированных севернее горы Пейве, вблизи пересечения разломной долины Долдрамс с рифтом. Наблюдаемая аналогия в трендах состава минералов позволяет предположить, что диорит-гранодиоритовая и низкотитанистая серии относятся к одному этапу тектономагматической эволюции.

Химический состав габброидов этого типа характеризуется пониженными концентрациями титана и несколько повышенной кремнекислотностью. Распределение редких элементов, нормированное по среднему составу базальта срединно-океанических хребтов, обнаруживает слабые отрицательные аномалии по рубидию и скандию и резкие отрицательные аномалии по танталу, фосфору, гафнию и титану (см. рис. 3). Такие аномалии не присущи дериватам океанических источников. Этому же типу габбро свойственно обогащение торием, что сближает его с породами интрузивных серий горы Пейве, описанными выше. Более того, составы низкотитанистых габбро характеризуются очень высокими величинами отношений Th/Ta и La/Ta , типичными для пород континентальной коры.

Крайне интересной представляется находка в низкотитанистых габброидах минеральной ассоциации ильменит + сфен + рутил. Данный парагенезис является типоморфным для эклогитовой фации метаморфизма [12, 13, 18], а состав минералов из исследованных включений близок составу аксессуариев из эклогитов Альп и Норвегии. Альтернативным может быть отнесение их к фрагментам метапелитов, но так или иначе эти включения являются представителями доокеанического (субконтинентального?) субстрата.

Помимо рассмотренных интрузивных образований горы Пейве здесь также были подняты *магнезиальные долериты*, наиболее близкие к первичным расплавам, давшим магматические серии этой структуры. В целом картина распределения петрохимических и геохимических характеристик в долеритах полностью аналогична наблюдаемой в породах ультратитанистой серии, с которыми особенно хорошо сопоставляются титанистые составы долеритов.

Таким образом, «континентальные» характеристики относятся ко всем рассмотренным выше магматическим породам горы Пейве и сопредельных участков. Эти образования являются дериватами «континентальных» магмогенерирующих источников и относятся скорее всего к доокеаническим интрузивным комплексам.

Умеренно-титанистая серия. Габброиды умеренно-титанистой серии в пределах предполагаемого нами неспредингового блока (драги 63 и 64, в меньшей степени 58 и 59) количественно подчинены породам ультратитанистой ассоциации и несколько превосходят по частоте встречаемости низкотитанистые габбро и кислые интрузивные породы. Петрографически они представляют собой равномерно-зернистые габброиды, сложенные плагиоклазом, пироксеном, рудным минералом и сфеном. По комплексу петрографических, петрохимических и геохимических характеристик эту серию можно рассматривать как типичную океаническую габброидную ассоциацию, представляющую верхние горизонты расслоенной магматической камеры (аналог — изотропное габбро офиолитов).

Таким образом, «континентальные» характеристики пород ультратитанистой, диорит-гранодиоритовой и низкотитанистой интрузивных серий, а также связанных с ними магнезиальных долеритов, древние возрасты габброидов ультратитанистой серии, нахождение последних в непосредственной близости от рифтовой долины позволяют рассматривать весь массив углового поднятия, включая прежде всего гору Пейве, в качестве неспредингового блока.

Изложенные материалы позволяют наметить возможную последовательность интрузивных и тектонических событий в этом блоке.

Субконтинентальный этап датируется допозднеюрским временем образования ультратитанистых пород, отвечающих обстановке начальных стадий континентального рифтинга. Раннеокеанический этап датируется позднеюрско-раннемеловым временем. Он отвечает началу раскрытия Атлантического океана, причем в Экваториальной Атлантике с этим временем, вероятно, было связано формирование глубинных срывов и грабенообразование. В пределах рассматриваемого блока магматизм этого этапа представлен диорит-гранодиоритовой и низкотитанистой интрузивными сериями, наложенными на доокеанические интрузивные комплексы. В пользу этого говорят секущие взаимоотношения ультратитанистой и диорит-гранодиоритовой серий, совместный автометасоматоз диорит-гранодиоритовой и низкотитанистой серий и нахождение пород первых двух ассоциаций в гальке осадочных брекчий, фиксирующее максимальную амплитуду поднятия неспредингового блока в процессе амагматического растяжения в рассматриваемом районе. Эти интрузивные серии по комплексу свойств не могут быть отнесены к типичным океаническим камерам и, возможно, отражают реактивизацию структуры в период, переходный между континентальной и океанической стадиями.

Собственно океанический этап (океаническая камера) представлен умеренно-титанистой серией, породы которой отсутствуют в конгломератобрекчиях горы Пейве и широко развиты в составе ассоциации коровых ксенолитов в толлитах разломной зоны Долдрамс. Выведение фрагментов океанической камеры на поверхность связано с относительным опусканием части неспредингового блока,

представляющим последнюю стадию тектонической активности в районе разлома Долдрамс.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН РАЗЛОМОВ АРХАНГЕЛЬСКОГО И ДОЛДРАМС

Глубинное строение зон разломов Архангельского и Долдрамс изучалось на трех профилях многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ.

Профиль 068702 проходит в меридиональном направлении по $39^{\circ}55'$ з. д. от $9^{\circ}03,6'$ до $8^{\circ}07,4'$ с. ш. Длина профиля 56 миль. В северной части профиль пересекает межрифтовый отрезок разлома Архангельского, а в южной — часть разлома Долдрамс к западу от его сочленения с сегментом рифтовой долины. Основными элементами морфоструктуры района, где располагается профиль, являются два трога — северный и южный (соответственно долины разломов Архангельского и Долдрамс) и разделяющий их хребет, а также хребты, обрамляющие трого с севера и юга.

По результатам скоростного анализа на временном разрезе в составе консолидированной коры выделяются четыре толщи (сверху вниз), средние пластовые скорости в которых по данным перебора составляют соответственно 2,5; 3,5; 5,0; 6,8 км/с. Ниже подошвы четвертой толщи значение сейсмических скоростей соответствует 8,3 км/с.

Наиболее протяженные отражающие площадки (до 3—3,5 км) являются принадлежностью первой толщи. В нижележащих толщах длина их составляет 0,2—0,5 км. Конформность отражающих площадок с рельефом дна наиболее отчетливо выражена в первой толще. Существенным элементом волновой картины на временном разрезе являются протяженные наклонные и субгоризонтальные отражающие горизонты, располагающиеся, как правило, несогласно по отношению к границам выделенных толщ. Основная их масса концентрируется в верхней части разреза. Имеются также горизонты, расслаивающие почти весь разрез.

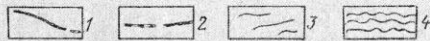
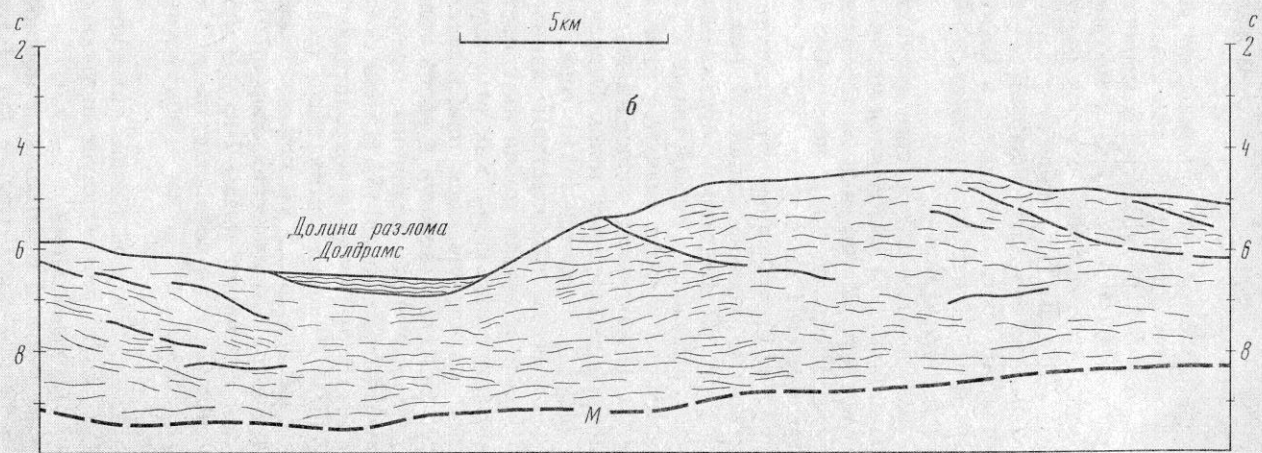
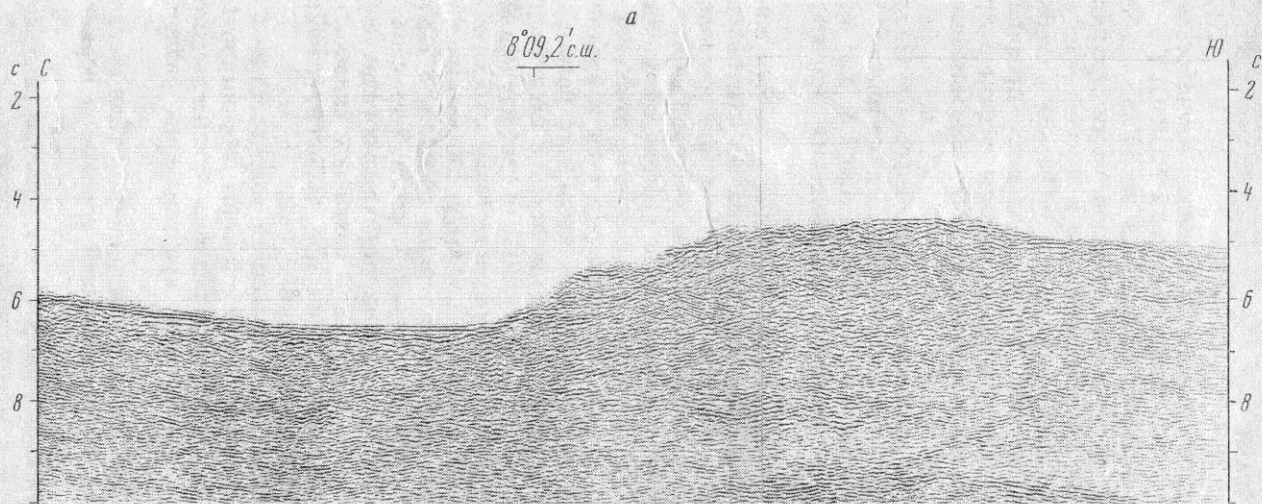
Геологическая интерпретация данного профиля представляется в следующем виде. Первая и вторая толщи интерпретируются в качестве 2-го геофизического слоя океанической коры. Как отмечалось выше, средние пластовые скорости в этих толщах оцениваются приблизительно в 2,5 и 3,5 км/с соответственно. Среднее значение скорости в обеих толщах составляет, таким образом, 3 км/с, что несколько ниже величины, принимаемой для верхней части 2-го слоя в районах с молодой корой [5]. Низкие скорости в верхней части разреза обусловлены скорее всего интенсивной тектонизацией пород и широким развитием склоновых отложений. Мощность этих толщ составляет от 1,7 км под долиной разлома Архангельского до 3,5 км под межразломными хребтами.

Интервалы сейсмических скоростей в третьей и четвертой толщах (5,0—6,8 км/с) соответствуют низам 2-го и 3-му слою океанической коры. Минимальная мощность этих толщ составляет около 3,5 км под долиной разлома Архангельского, а максимальная — 7,5 км — под южным поперечным хребтом зоны разлома Долдрамс.

Подошва четвертой толщи, ниже которой скорости сейсмических волн составляют 8,3 км/с, соответствует поверхности М, разделяющей коровые и верхне-мантийные образования.

Таким образом, минимальные мощности коры приурочены к долинам разломов (до 5,5 км), а максимальные (до 11 км) — к межразломным хребтам.

Непосредственно по линии профиля была выполнена серия ступенчатых драгировок. В верхней части южного борта разлома Архангельского были подняты типичные океанические толлиты, представляющие различные уровни базальтового разреза, известняки и обломочные породы. При опробовании средней части склона были драгированы базальты, долериты и габбро. Именно здесь впервые обнаружен редкий тип океанических базальтов с мантийными ксенолитами, о которых шла речь выше. Говоря в целом о районе работ, необходимо отметить, что здесь



присутствуют практически все разновидности пород океанической коры и верхов мантии, причем глубинные породы — ультрабазиты и габбро — нередко встречаются в верхних и средних частях бортов разломных долин, тогда как в низах вскрытых разрезов присутствуют только базальты.

Результаты геологических работ свидетельствуют о сложных тектонических взаимоотношениях всей гаммы пород, слагающих межразломный хребет и борта разломных долин. Наличие следов твердопластического течения в ультрабазитах, признаки деформационных изменений и катаклаза в плагиоклазах габброидов, широкая амфиболизация последних являются свидетельством того, что выведение глубинных пород на высокий гипсометрический уровень их современного положения реализовалось в обстановке сжатия, сопровождавшегося стрессовыми напряжениями. В то же время частичная перекристаллизация габброидов в твердом состоянии не достигала равновесных условий, что указывает на относительную кратковременность стрессовых напряжений. Примечательно, что интенсивному сжатию подвергались и базальты: матрикс этих пород, драгированных в районе профиля с южного борта долины разлома Долдрамс, смят в изоклинальные микроскладки двух генераций. Таким образом, различный стиль деформаций и метаморфизма ультрабазитов, габброидов и базальтов свидетельствует также и о неодновременности стрессовых напряжений.

Как уже отмечалось, на временном разрезе профиля 068702 проявлены протяженные (10—15 км) пологонаклонные (5—15°) отражающие горизонты. Особенно отчетливо они выражены под бортами долин разломов Архангельского и Долдрамс. В первом случае они расположены преимущественно веерообразно, с наклонами в сторону осевой части разломной долины. На фрагменте временного разреза южной части профиля, отображающего глубинное строение в районе разлома Долдрамс, устанавливаются подобные же горизонты, однако под обоими бортами они наклонены на юг (рис. 4). Надо полагать, что именно эти горизонты и представляют собой пологие тектонические нарушения — надвиги, по которым глубинные породы оказались выведенными в верхние части корового разреза с формированием чешуйчато-надвиговой структуры приразломных и межразломных хребтов. Кроме того, под южным бортом долины разлома Архангельского устанавливаются элементы поддвига структур северного борта под южный, а также имеются признаки расчлененности верхнемантийных образований.

Волновая картина на временном разрезе по профилю 068702, проходящему по «тальвегу» разломной долины Долдрамс, характеризуется исключительно субгоризонтальным положением отражающих площадок по всему разрезу. Наклонные горизонты, подобные тем, что выделяются на предыдущем профиле, здесь отсутствуют. Это указание на реальную вергентность последних в меридиональном направлении.

В составе консолидированной коры, так же как на профиле 068702, здесь выделяются 2-й геофизический слой со скоростями 3—5 км/с и 3-й, соответствующий скоростям 6,8 км/с. Мощность коры по простиранию изученного отрезка разломной долины меняется от 5 до 8 км.

ВЫВОДЫ

Изучение морфологии, вещественного состава пород и глубинного строения поперечных разломных зон, расположенных в Приэкваториальной Атлантике в районе между 7°30' и 9°00' с. ш., позволяет констатировать следующее.

1. В данном районе прослеживается целая серия почти широтных, тесно сближенных между собой разломных зон, расстояние между которыми редко превышает 50 км. В то же время разломы Долдрамс и Архангельского простираются

Рис. 4. Фрагмент временного разреза МОВ ОГТ 06872 (а) и его интерпретация (б)

1 — отражающие горизонты, соответствующие надвигам; 2 — поверхность М; 3 — отдельные отражающие площадки, подчеркивающие общую структуру твердой коры; 4 — осадки

не менее чем на 1800 км. Не имеется данных, чтобы оба указанных разлома, а равно разлом Вернадского считать разновозрастными. Поэтому их густая сеть не может быть каким-либо образом связана с меняющимися геодинамическими условиями, в том числе вращением литосферной плиты. Наоборот, практически параллельное расположение разломных структур позволяет полагать, что все они причинно связаны с единой геодинамической обстановкой.

2. Интереснейший факт — обнаружение тектонических деформаций на флангах разломных зон, далеко отстоящих от сегментов рифтовых долин, вне межрифтовых участков. Наиболее вероятно, что здесь происходят диапироподобные внедрения мантийного материала, отражающие сложнейшую картину геодинамических полей в литосфере в зонах поперечных разломов.

3. Эта картина в еще большей мере осложняется фактором тектонического скупивания литосферных пластин в грядках, разделяющих днища желобообразных морфоструктур, трассирующих разломные зоны. Такое скупивание обосновывается увеличением мощности коры в грядках почти в 2 раза по сравнению с нормальной океанической корой, прямыми фактами тектонически нарушенного залегания пород, существованием пологонаклонных сейсмических горизонтов в твердой коре. Оно иллюстрирует тектоническую расслоенность литосферы в регионе. В данном случае убедительна модель растяжения под разломными долинами и сжатия в их обрамлении; в бортах долин и в межразломных хребтах имеет место выжимание пластичного серпентинизированного ультраосновного материала, захватывающего отдельные глыбы и пластины различных пород 2-го и 3-го слоев океанической коры.

4. Открытием является установление ксенолитов мантийного материала, а также коровых включений в абиссальных толитах разломных зон Долдрамс и Архангельского. Обнаружен весьма широкий спектр подобных включений, позволивший выявить два типа мантийных источников базальтов MORB: деплецированный и метасоматически обогащенный.

5. Вблизи срединного рифта (открыта экспедицией крупная подводная гора Пейве) обнаружены магматиты, относящиеся к доокеаническим интрузивным комплексам, что подтверждается как вещественным составом пород, так и возрастными датировками. Тем самым выявляется новое доказательство существования в осевой зоне САХ неспрединговых блоков.

Анализ расположения всей группы разломов Атлантики в плане выявляет их разное отношение к осевой зоне срединного хребта, что должно непременно учитываться при геодинамических построениях. Крупнейшие из разломов полностью пересекают САХ и прослеживаются в сопредельных глубоководных котловинах, где и затухают. Некоторые разломы развиты лишь по одну сторону САХ. Существуют разломы, приуроченные только к сводовой части хребта. Имеются и другие категории соответствующих субширотных разрывных деформаций. На это явление уже было обращено внимание [9], но его новизна заставляет вновь сделать на этом акцент. Совокупность разломов разных категорий позволяет предполагать разновозрастность разломов, т. е. намечается путь к расшифровке геологической истории разломной тектоники в целом.

Геологическое изучение поперечных океанских разломных структур находится пока на достаточно ранней стадии. Но то, что сделано, как представляется, закладывает хорошую базу для дальнейших работ в этой области. Следует продолжить исследования разломных структур именно на всем их протяжении, как это осуществлялось в период 1986—1990 гг. тремя экспедициями на НИС «Академик Николай Страхов». Такой метод позволяет полнее и глубже охватить проблему.

Уже сейчас ясно, что для расшифровки геологической истории и геодинамических условий образования поперечных океанских разломных структур необходимо изучать их естественные группировки. Это потребует времени, но именно такой подход даст наиболее существенные результаты.

1. Буго А., Жорон Ж. Л., Тройль М. Гетерогенность мантии (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с. ш.)//МГК. 27-я сес. Геология Мирового океана. Докл. Т. 6. Ч. I. М.: Наука, 1984. С. 114—136.
2. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме//Петрология: изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242—258.
3. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм//Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132—228.
4. Кепежинкас П. К., Разницин Ю. Н., Мазарович А. О. и др. Состав мантии и магматические камеры в районе разлома Долдрамс//Тектоника и магматизм океанов. М.: Наука, 1990. С. 48—65.
5. Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Базовкина И. Г. Строение второго геофизического слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным//Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНТИ, 1981. Т. 12. 84 с.
6. Пушаровский Ю. М., Разницин Ю. Н., Мазарович А. О. и др. Геология разломов Марафон и Меркурий (Центральная Атлантика)//Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. № 2. С. 438—441.
7. Рябчиков И. Д. Генерация первичных магм в примитивной и измененной мантии//МГК. 27-я сес. Петрология. Докл. Т. 9. М.: Наука, 1984. С. 184—192.
8. Соболев А. В., Данюшевский Л. В., Дмитриев Л. В. и др. Высокоглиноземистый магнезиальный толеит — один из первичных расплавов базальтов срединно-океанических хребтов//Геология. 1988. № 10. С. 1522—1528.
9. Строение зоны разлома Долдрамс (Центральная Атлантика). Ред. Пушаровский Ю. М. М.: Наука, 1991. 224 с.
10. Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. Ред. Пушаровский Ю. М. М.: Наука, 1989. 193 с.
11. 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. 1981. V. 86. N B12. P. 11815—11836.
12. Ernst W. G. Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri group, Western Liguria. Italy//Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 1976. V. 56. N 3. P. 293—343.
13. Ernst W. G., Dal Piaz G. V. Mineral paragenesis of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piedmont ophiolite nappe; Breuil — St. Jacques area, Italian Western Alps//Amer. Mineralogist. 1978. V. 63. N 178. P. 621—640.
14. Gazetteer of geographical names of undersea features shown (or which might be added) on the GEBCO and on the IHO small-scale international chart series//Monaco: International Hydrographic Bureau, 1988. P. 23.
15. Grove T. L., Bryan W. B. Fractionation of pyroxenophyric MORB at low pressure: An experimental study//Contrib. Miner. and Petrol. 1983. V. 84. N 4. P. 293—309.
16. Jacobi R. D., Hayes D. E. Bathymetry, microphysiography of the west African margin between Sierra Leone and Mauritania //Geol. North-West African cont. margin. Springer Verlag, 1982. P. 182—221.
17. Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between «sub-continental» and «sub-oceanic» mantle //Earth. Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. N 2. P. 241—254.
18. Melson W. G., Hart S. R., Thompson G. St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea-floor spreading//Geol. Soc. Amer. 1972. V. 132. P. 241—272.
19. Michael P. J., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional tectonic variations and implications for partial melting//Earth and Planet Sci. Lett. 1985. V. 73. N 1. P. 91—104.
20. Smith D. C., Pinet M. Petrochemistry of opaque minerals in eclogites from the Western Gneiss region, Norway. 2. Chemistry of the ilmenite mineral group//Chem. Geol. 1985. V. 50. N 1—2. P. 251—266.
21. Smith S. E., Elthon D. Mineral compositions of plutonic rocks from the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite//J. Geophys. Res. 1988. V. 93. N 4. P. 3450—3468.
22. Stakes D. S., Shervais J. W., Hopson C. A. The volcanic-tectonic cycle of the FAMOUS and MAR Valleys, MAR (36°47'N): evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the Valley midsections, AMAR 3//J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N B8. P. 6995—7028.
23. Sun S. S., Nesbitt R. W., Sharaskin A. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts//Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. V. 44. N 1. P. 119—128.
24. Thompson R. N. Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts//Earth-Sci. Rev. 1987. V. 24. N 1. P. 161—210.

Геологический институт РАН,
Москва, 109017;
Институт литосферы РАН
Москва, 109180;
Институт геохимии и аналитической
химии им. В. И. Вернадского
Москва, 117975

Поступила в редакцию
30.III.1992