

УДК 551.242.2(261/264+267)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ЗЕЛЕНОМЫССКОГО ПОДНЯТИЯ И КОТЛОВИНЫ ЗЕЛЕНОГО МЫСА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2006 г. С. Г. Сколотнев, А. А. Пейве, Н. Н. Турко, Н. В. Цуканов, Л. А. Головина, В. Н. Ефимов, А. Е. Ескин, В. Ю. Лаврушин, В. В. Петрова, Н. Л. Чаплыгина

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 25.08.2005 г.

Поступило 01.09.2005 г.

Области сочленения континентального подножия с абиссальными котловинами океана на окраинах атлантического типа, представляющие собой зоны перехода континентальной литосферы в океаническую, с геологической точки зрения исследованы слабо. Особенности строения этой зоны исследовались на примере подножия континентального склона Африки южнее островов Зеленого Мыса в ходе экспедиций, проведенных Геологическим институтом РАН. В данном районе континентальное подножие резко расширяется, образуя выступ субширотного простирания, разделяющий абиссальные котловины Зеленого Мыса (на юге) и Канарскую (на севере). Район исследований располагается в области выклинивания системы трансформных разломов, находящихся к югу от разлома Зеленого Мыса [1, 2]. На дне котловины Зеленого Мыса протягиваются линейные хребты и трогги субширотного простирания, являющиеся восточными флангами трансформных разломов САХ (Вима, Долдрам, Архангельского и Вернадского). Разломы вблизи континентального склона Африки срезаются уступом запад-северо-западного простирания (рис. 1). В 22-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” (2000 г.) была проведена батиметрическая съемка участка глубоководной котловины Зеленого Мыса, примыкающего к южному окончанию Зеленомысского поднятия (рис. 1, 3). В результате ее было выявлено азимутальное несогласие между субширотными депрессиями и разделяющими их хребтами, протягивающимися со стороны Срединно-Атлантического хребта, и срезающим их уступом Кабо-Верде запад-северо-западного простирания [3]. Строение дна на изученном полигоне осложняется вулканическими структурами, а также аномально глубокой (свыше 6000 м) впадиной Страхова, расположенной дискордантно по

отношению к другим структурам и имеющей северо-западное простирание. Был также обнаружен ранее неизвестный глубоководный канал Нева (рис. 3).

Данная работа подготовлена по материалам 16-го рейса нис “Академик Иоффе”, проходившего в этом районе в 2004 г. В ходе рейса проведено изучение строения осадочного чехла методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и структуры верхней части осадочного покрова и рельефа дна с помощью акустического профилографа “Парасаунд” на профиле, заключенном между координатами 11.52°N × 22.67°W–10.13°N × 24.07° W (рис. 1). С помощью профилографа “Парасаунд” изучено также строение верхней части осадочного покрова в канале Нева и

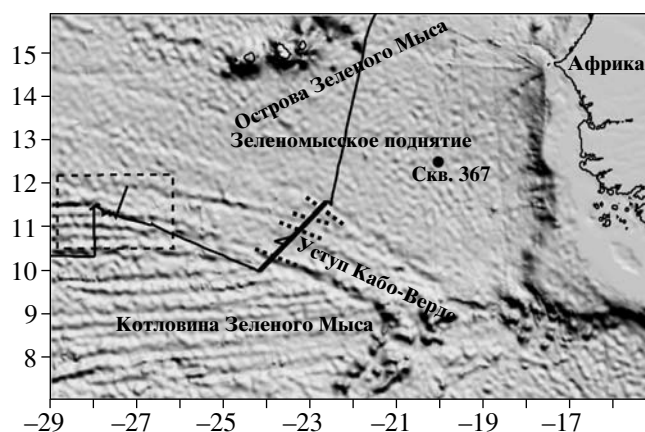


Рис. 1. Схема работ в районе сочленения южного окончания Зеленомысского поднятия с абиссальной котловиной. Карта построена по данным спутниковой альтиметрии [9]. Сплошной линией показаны съемочные маршруты 16-го рейса нис “Академик Иоффе”, прерывистой линией – границы полигона 22-го рейса нис “Академик Николай Страхов”, толстой линией – положение сейсмического профиля, пунктиром – оси поднятий, обнаруженные методом НСП, кружком – местоположение скв. 367 DSDP по данным [4].

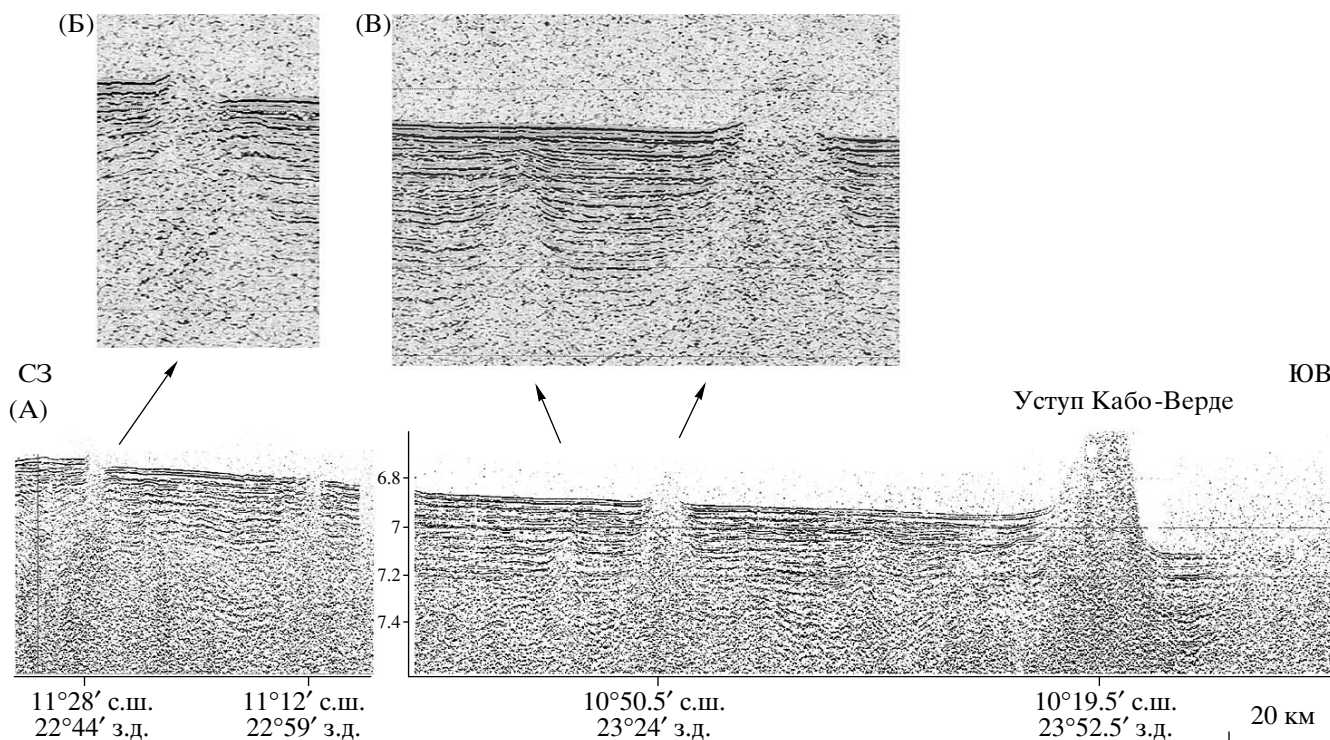


Рис. 2. Строение осадочного чехла в зоне сочленения южного окончания Зеленомысского поднятия с котловиной Зеленого Мыса, по сейсмическому профилю, показанному на рис. 1. А – сейсмоакустический временной разрез. Получен отрядом НСП в составе В.Г. Петренко, О.А. Кузьмина, А.Б. Хвороща (представители ЮОИО РАН, Геленджик), В.Н. Ефимова (ГИН РАН, Москва), С.А. Ерофеева (Нижегородский политехнический университет). При сборе материала использовались пневмоисточники типа Пульс-6, одноканальная пьезокоса с длиной рабочей части 25 м. Предварительная сигнальная обработка выполнена С.Ю. Соколовым (ГИН РАН) с использованием программного пакета RadExPro v.3.01 ДЕКО ГЕОФИЗИКА МГУ им. М.В. Ломоносова. Б, В – фрагменты сейсмоакустической записи в районе поднятий (Б, В) и захороненного выступа акустического фундамента (В).

впадине Страхова. Здесь же были подняты коренные породы и получены керны донных осадков.

Строение осадочного чехла по данным НСП. Профиль НСП через зону сочленения континентальных и океанических структур пересекает южное окончание Зеленомысского поднятия, уступ Кабо-Верде и прилегающие структуры котловины Зеленого Мыса. К северу от уступа Кабо-Верде дно выровнено и имеет слабый наклон на юго-запад с глубинами от 5040 до 5180 м в районе уступа Кабо-Верде. На временном сейсмическом разрезе (рис. 2А) можно выделить четыре пачки слоев (более подробно это будет освещено в специальной статье), отличающихся степенью стратифицированности, амплитудой отраженного сигнала и пр., наблюдается несколько выступов акустического фундамента, часть из них погребена под осадками, другие выступают над дном в виде небольших поднятий (рис. 2А, Б, В) высотой 40–100 м и шириной на уровне дна 2–6 км. Одни выступы фундамента имеют блоковое строение, другие сходны со срезом симметричного конуса и, возможно, являются палеовулканическими постройками. Уступ Кабо-Верде имеет высоту 500 м, ширину около 20 км и асимметричный профиль.

Максимальная мощность осадочных отложений достигает 1 км (все оценки мощности осадочного чехла подсчитаны при предположении, что средняя скорость сейсмических волн в осадочных толщах составляет 2 км/с).

Три верхние пачки по многим параметрам близки друг к другу и характеризуются в основном спокойным горизонтальным залеганием слоев. Деформации осадков наблюдаются вблизи поднятий: слои либо флексурно изгибаются, либо сминаются в мелкие складки (рис. 2Б, В). Одно из таких поднятий (рис. 2Б) разделяет участки дна с разной глубиной, что позволяет предположить, что здесь имели место современные взбросовые или сбросовые движения с амплитудой около 30 м.

Над погребенными выступами фундамента, один из которых показан в правой части рис. 2В, наблюдаются более крупные складчатые формы, облекающие выступы фундамента. Надвершинные деформации слоев над выступами и характер деформаций осадков вблизи поднятий свидетельствуют о вертикальном положительном движении выступов фундамента.

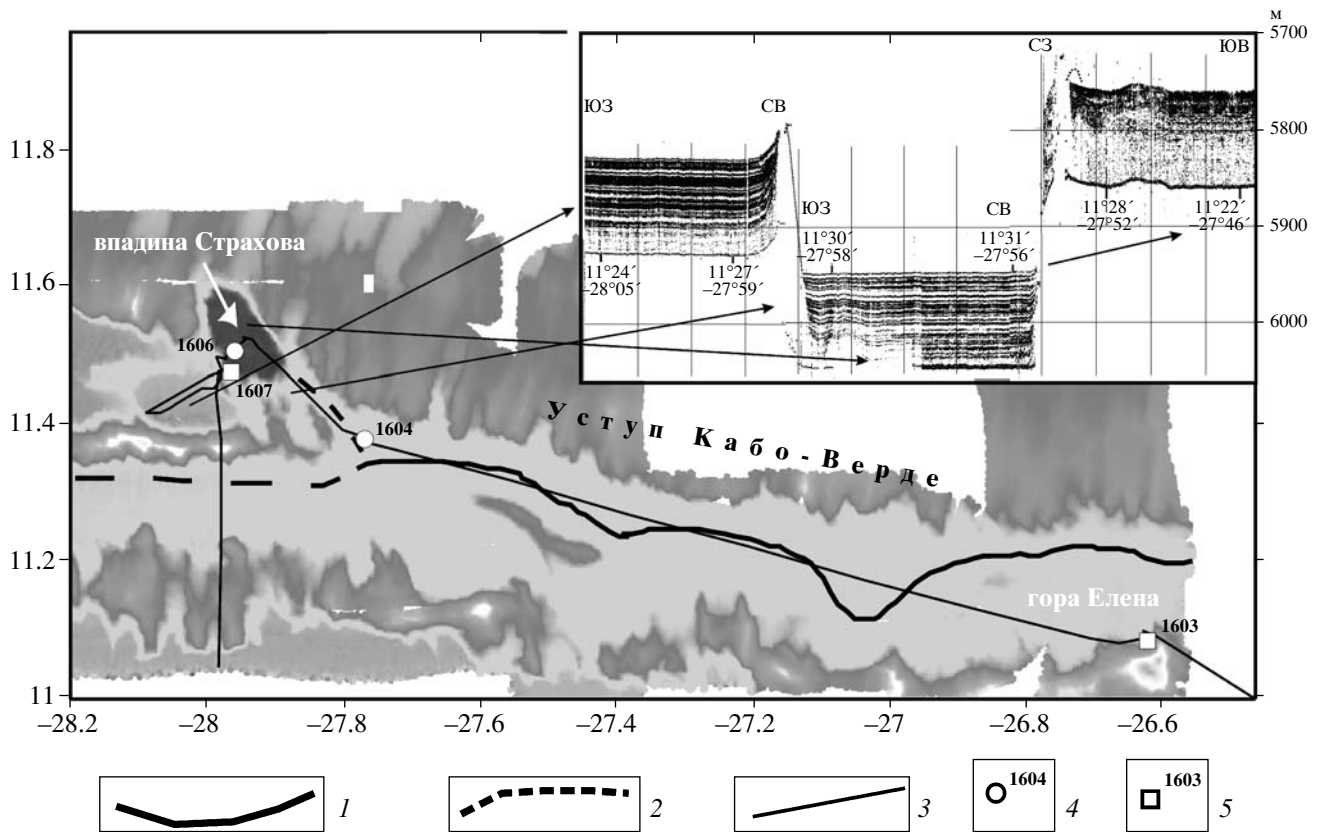


Рис. 3. Рельеф северной части полигона 22-го рейса нис «Академик Николай Страхов» (по данным [3]). 1 – канал Невы; 2 – предполагаемое продолжение канала; 3 – галсы нис «Академик Иоффе»; 4 – станции отбора донных осадков и их номера; 5 – станции драгирования и их номера. На врезке показано строение верхней части осадочного чехла в районе впадины Страхова (синтетический профиль профилографа «Парасанд»): справа – ложбина между впадиной Страхова и каналом Невы; в центре – впадина Страхова; слева – впадина к юго-западу от впадины Страхова.

Мощность самой верхней пачки в среднем уменьшается к юго-западу от 100 до 50 м, аналогично мощность 2-й пачки – от 130 до 50 м. Средняя мощность 3-й пачки около 90 м, но в депрессиях она может достигать 230 м.

Четвертая пачка заполняет депрессии, образуя синформы, и характеризуется плохой стратификацией. Внутренние границы наблюдаются фрагментарно, по ним можно определить, что слои смяты в пологие складки. Имеет место угловое несогласие между этой пачкой и более верхней. Сочленение горизонтов с выступами фундамента имеет характер прислонения.

К югу от уступа Кабо-Верде располагается трог, который является продолжением одного из трансформных разломов. Уровень его дна примерно на 130 м ниже, чем уровень дна к северу от уступа. Мощность осадочного чехла в трого (около 550–600 м) заметно меньше, чем мощность осадочного покрова к северу от уступа Кабо-Верде. В трого также можно выделить 4 пачки слоев, характеризующихся хорошей стратификацией осадков.

Мы провели корреляцию выделенных на сейсмоакустическом временном разрезе четырех толщ с отложениями, описанными в ближайшей скважине глубоководного бурения 367 DSDP [4] (рис. 1). Три верхние пачки осадков, имеющие сходное строение, сопоставляются нами с мергелями, глинами и песками турбидитного происхождения постранимиоценового возраста. Самая верхняя из трех пачек коррелируется с отложениями четвертичного возраста. Их общая мощность около 320 м (в депрессиях около 430 м), а в скважине она достигает 290 м. В скв. 367 DSDP [4] самые древние вскрытые отложения, которые залегают на базальтах, датируются верхней юрой, а олигоценые и нижнемиоценовые образования не определены, что возможно, связано с перерывом в осадконакоплении. Следовательно, можно предположить, что самая нижняя 4-я пачка включает в себя отложения от верхней юры до эоцена включительно, но выделить в ней отдельные стратиграфические горизонты не представляется возможным.

Осадочный чехол впадины Страхова и канала Невы. Глубоководный канал Невы имеет ширину 10–15 км и прослеживается у

подножия уступа Кабо-Верде (рис. 3). Глубина вреза долины канала составляет 5–25 м, местами на ее склонах отмечаются террасы. Профиль русла в восточной части преимущественно V-образный, западнее 27.5° W он становится корытообразным.

Впадина Страхова характеризуется выровненной поверхностью дна и мощным осадочным чехлом (более 100 м, максимальное проникновение акустического сигнала с помощью “Парасаунда”), имеющим тонкослоистое циклическое строение (рис. 3, врезка). Со склонов хребта, ограничивающего впадину Страхова с запада, при драгировании (станция П1607, координаты 11°28.50' N × 27°59.20' W, интервал глубин 5640–5470 м) (рис. 3) была получена пластичная глина кремового цвета, в которой находились многочисленные обломки Fe–Mn-корок. Полученная глина является коренной породой для данного склона, поскольку данный борт впадины Страхова на эхограмме “Парасаунда” акустически прозрачен (рис. 3, врезка). Рентгенофазовое изучение показало, что глина состоит преимущественно из палыгорскита (d : 10.47, 6.39, 5.41, 4.48 Å), а также нонтронита и каолинита.

Палыгорскиты в пределах Зеленомысского поднятия были обнаружены в 1-м рейсе нис “Академик Николай Страхов” на склонах горы Крылова, где они метасоматически замещают гиалокластиты и щелочные базальты, что, по мнению Б.П. Золотарева с соавторами [5], однозначно указывает на их гидротермальную природу.

Верхняя часть осадочного покрова во впадине Страхова была опробована прямоточной трубкой (ст. П1606, координаты 11°30.15' N × 27°57.95' W, глубина 5998 м) (рис. 3). Вскрыт разрез пелагических илов преимущественно зеленовато-серого цвета общей мощностью 350 см, характеризующихся слабой карбонатностью (0.41–13.81%) и очень тонким гранулометрическим составом. Карбонатный материал представлен нанопланктоном хорошей сохранности, среди которого определены *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Gephyrocapsa*, *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptorogus*, свидетельствующие о плейстоценовом возрасте отложений. Среди осадков часто встречаются выделения марказита.

В канале Нева опробование верхней части осадочного разреза было проведено на участке, расположенном вблизи впадины Страхова (ст. П1604, координаты 11°22.5' N × 27°46.3' W, глубина 5770 м) (рис. 3). Вскрыт разрез мощностью 450 см, представленный слоистой толщей илов и пелагических глин. Всего в толще выделено 35 слоев, различающихся цветом, уровнем карбонатности, количеством алевритовой составляющей и ее составом, степенью обводненности. В основании колонки при-

сутствует комплекс нанопланктона, близкий к таковому на ст. П1606.

Определение величин Eh показало, что в осадках доминируют слабо окислительные–слабо восстановительные обстановки литогенеза (Eh изменяется от +5 до +275 мВ). Наиболее высокие значения Eh (> +150 мВ) характерны для самого верхнего окисленного слоя осадка. Величины Eh в осадках впадины Страхова практически на всех горизонтах оказываются несколько ниже, чем в осадках канала Нева. Это отражается и на составе газов в поровых водах осадков. Газ был выделен из осадков по стандартной методике. Его состав определен с помощью хроматографа “Кристалл 2000м”. В составе газов доминирует азот, концентрация которого в отдельных пробах достигает почти 98%. Концентрация метана в осадках варьирует в пределах 0.056–0.086% и возрастает с глубиной. Однако в колонке 1604 концентрация CH_4 почти на порядок ниже, чем на сопоставимых горизонтах ст. П1606 (во впадине Страхова).

Таким образом, исследования верхнего слоя осадков показали резкое различие условий седиментации и активности постседиментационных процессов в близкорасположенных структурах. Однообразные застойные условия изолированной глубоководной впадины Страхова приводят к формированию однородной толщи слабо карбонатных глин. В проточной обстановке канала Нева при активном переносе вещества придонными течениями формируется многослойный разрез в разной степени карбонатизированных глинистых илов. При этом по сравнению с каналом Нева постседиментационные процессы в осадках впадины Страхова отличаются большей интенсивностью, о чем свидетельствуют более низкие значения Eh и повышенные концентрации метана. Такие различия могут отражать различные объемы органического вещества, захороненного в осадках или указывать на неоднократное переотложение осадков в канале.

Состав коренных пород. Коренные породы были подняты на станции П1603, расположенной на северном склоне горы Елена, надстраивающей один из субширотных хребтов полигона. Координаты станции 11°03.5' N × 26°37.1' W, интервал глубин 4800–4200 м (рис. 3). При драгировании получены Fe–Mn-корки и конкреции, габброиды, базальты, осадочные брекчии.

Базальты имеют афировую и редко плагиоклаз-порфиловую структуру. Встречены относительно свежие и сильно измененные разности. В последних плагиоклаз замещается агрегатом сосюрита, местами хлоритом и минералами группы эпидота. Клинопироксен практически нацело замещен актинолитом и хлоритом. Степень вторичных изменений отражается на химическом составе пород, происходит увеличение концент-

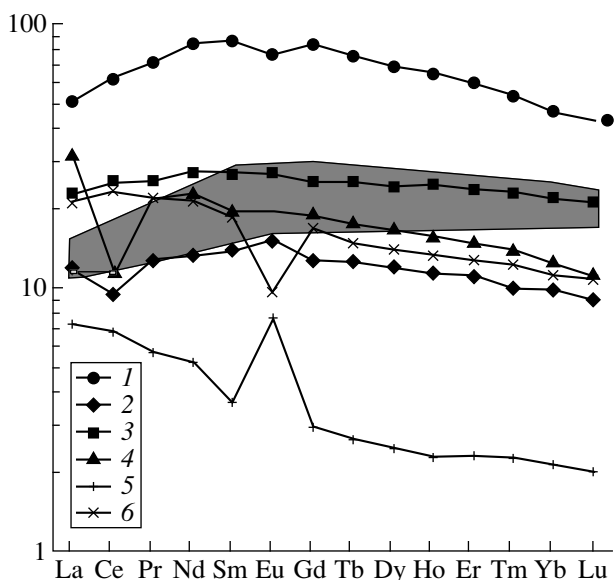


Рис. 4. Диаграммы распределения редкоземельных элементов в базальтах и габброидах. Заливкой показано поле толеитовых базальтов N-MORB осевой части САХ между 10.6° N и 12° N [6]. 1, 6 – рудное габбро; 2, 3, 4 – базальт; 5 – габбро-анортозит.

раций воды до 1.4–6.9%, наблюдается значительный привнос K_2O , Rb и U, содержания которых достигают 1.5%, 21.7 г/т и 0.6 г/т соответственно, и существенный вынос CaO до 4–8%. В сильно измененных породах Fe_2O_3 (6.3–6.5%) резко преобладает над FeO (1.7–2.9%).

Изученные базальты близки по составу к типичным деплетированным океаническим толеитам N-MORB-типа [6]. Для них характерны низкие содержания TiO_2 (1–1.1%), P_2O_5 (0.09–0.16%), Y (18–28 г/т), Zr (53–56 г/т), Nb (1.6 г/т), Hf (1.4–1.5 г/т), Ta (0.1 г/т), Th (0.09–0.1 г/т). Но в более дифференцированном образце наблюдаются повышенные содержания TiO_2 (1.8%), P_2O_5 (0.19%), Sr (160 г/т), Y (40 г/т), Zr (128 г/т), Nb (5.3 г/т), Hf (3.1 г/т), Ta (0.4 г/т), Th (0.3 г/т), Ni (360 г/т). Базальты ст. П1603 характеризуются пологими, практически горизонтальными кривыми распределения РЗЭ (рис. 4), характерными для N-MORB-типа.

Отношения малоподвижных некогерентных элементов, таких, как Nb/Zr (0.03–0.04), Nb/Ta (13.4–14.7), Ta/Th (1.1–1.3), в рассматриваемых базальтах очень низкие, что говорит о том, что их источником была деплетированная астеносферная мантия [6].

Среди габброидов встречены следующие разности: оливиновые габбро, габбро, рудные габбро, габбро-анортозит, сложенные главным образом клинопироксеном и плагиоклазом при участии оливина. Рудное микрогаббро состоит из плагиоклаза, амфибола и ильменита (до 10%), который образует ксеноморфные выделения. Все

габброиды изменены. Оливин замещен серпентином, клинопироксен – полностью и частично амфиболами, плагиоклаз частично сосюртитизирован, местами замещается минералами группы эпидота, местами хлоритом.

Рудные габбро характеризуются высоким содержанием титана и железа и низким – кремния, в них также повышенные концентрации натрия, калия и фосфора. Габбро-анортозит характеризуется очень высокими концентрациями глинозема и очень низкими железа и магния. Спектр РЗЭ у габбро-анортозита располагается существенно ниже таковых для базальтов (рис. 4). Для спектра характерна положительная аномалия Eu, что характерно для пород полосчатого комплекса. Спектр РЗЭ одного из рудных габбро находится на уровне таковых, характеризующих базальты. Рудное микрогаббро характеризуется очень высокими содержаниями редкоземельных элементов, и линия его спектра располагается существенно выше поля, характерного для океанических базальтов, хотя по своей форме этот спектр близок к таковому для деплетированных толеитов. На спектре отчетливо выделяется отрицательная аномалия Eu. Эти факты говорят о том, что данная порода кристаллизовалась из сильно дифференцированного расплава, первоначальный состав которого был близок к океаническим толеитам N-MORB-типа.

Изучены составы породообразующих минералов в габброидах. Плагиоклазы имеют в основном состав: An_{61-64} . Более основные разности встречаются в оливиновом габбро – An_{70-74} , наиболее кислые – в рудном габбро – An_{57} . Клинопироксены как по железистости (Fs_{44-45}), так и по концентрации TiO_2 (0.38–0.55%), Al_2O_3 (3.12–3.91%), Na_2O (0.35–0.63%), Cr_2O_3 (0.45–0.83%) близки друг другу во всех изученных разностях габброидов и близки к типичным океаническим габбро.

Изученные габброиды и базальты когенетичны друг другу и являются типичными представителями океанической литосферы, сходными с таковыми, распространенными в осевой части Срединно-Атлантического хребта. Они формировались в геодинамических условиях, характеризующих зоны спрединга. Базальты схожи с базальтами, вскрытыми в забое скважины 367 DSDP [7].

В поднятых брекчиях обломки представлены в основном габброидами, при этом они часто существенно глинизированы. Глинизация представляет собой относительно поздний гидротермальный процесс, поскольку цемент брекчий представлен тем же глинистым минералом, который образуется и при изменении габброидов.

З а к л ю ч е н и е. Результаты проведенных работ показывают, что уступ Кабо-Верде разделяет участки дна, имеющие различный рельеф и строение осадочного чехла. К юго-западу от него океаническое дно, судя по составу изученных базаль-

тов и габброидов, сформировалось в типичных обстановках спрединга. Совокупная мощность трех верхних осадочных пачек (постнижнемиоцен-четвертичные отложения) увеличивается в северо-восточном направлении от уступа Кабо-Верде. Это позволяет предположить, что уступ Кабо-Верде в качестве границы структурно-фациальных зон сформировался в олигоцене–раннем миоцене. В это время, согласно [4], происходило активное формирование Зеленомысского поднятия.

В ходе постнижнемиоценового развития южно-го окончания Зеленомысского поднятия имели место тектонические движения, приведшие к подъему выступов акустического фундамента, включая и уступ Кабо-Верде, с амплитудой до 200 м. Эти структуры пространственно совпадают с хребтами запад-северо-западного простирания [9], которые протягиваются на многие сотни километров. В позднечетвертичное время тектонические движения, по-видимому, являются одной из причин возникновения контрастных условий седиментации в изученном районе. Данный район, вероятно, в эоцене, когда во всем регионе фиксируется проявление активного вулканизма [8], являлся ареной активных гидротермальных процессов, приведших к образованию палыгорскита и глинизации габброидов.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН “Фунда-

ментальные проблемы океанологии: геология, физика, биология, экология” при поддержке РФФИ (гранты 03–05–64159, 05–05–65125) и ФЦП “Мировой океан” (подпрограмма “Природа Мирового океана”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О. // ДАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 70–73.
2. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994. 84 с.
3. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. // ДАН. 2001. Т. 379. № 3. С. 362–366.
4. Lancelot Y., Seibold E., Cepek P. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Office, 1978. V. 41. P. 21–326.
5. Золотарев Б.П., Ероцев-Шак В.А., Гуцаки В.А., Рухтер А.А. Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики. М.: Наука, 1989. С. 95–111.
6. Dosso L., Bougault H., Joron J.-L. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. P. 443–462.
7. Natland J. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Prin. Office, 1978. V. 41. P. 1107–1112.
8. Мазарович А.О. // Геотектоника. 1998. № 4. С. 53–65.
9. Sandwell D.T., Smith W.H.F. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 10039–10054.