

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.242.2(261/264+267)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЗЕЛЕНОМЫССКОГО ПОДНЯТИЯ, КОТЛОВИНЫ ЗЕЛЕНОГО МЫСА И ПОДВОДНЫХ ГОР БАТИМЕТРИСТОВ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2007 г. С. Г. Сколотнев, Н. Н. Турко, С. Ю. Соколов, А. А. Пейве, Н. В. Цуканов, С. Ю. Колодяжный, Н. П. Чамов, Ю. Е. Барамыков, А. С. Пономарев, В. Н. Ефимов, А. Е. Ескин, В. В. Петрова, Л. А. Головина, В. Ю. Лаврушин, Е. А. Летягина, Е. П. Шевченко, К. В. Кривошея, Л. В. Зотов

Представлено академиком Ю.М. Пушаровским 21.09.2006 г.

Поступило 26.09.2006 г.

В соответствии с представлениями тектоники литосферных плит океанические окраины атлантического типа относятся к тектонически пассивным. Однако многие наблюдения свидетельствуют о том, что некоторые сегменты этих окраин характеризуются интенсивной тектоно-магматической активностью [1]. В одном из таких районов в зоне сочленения подножия континентального склона со структурами Атлантического океана южнее островов Зеленого Мыса (рис. 1) проходил 23-й рейс нис "Академик Николай Страхов". Научные руководители работ академики Ю.М. Пушаровский и Ю.Г. Леонов. В рейсе изучался рельеф дна с помощью многолучевого эхолота RESON SeaBat 8150; проводились непрерывное сейсмическое профилирование (НСП); акустическое профилирование; измерения магнитного и гравитационного полей; драгирование и отбор донных илов.

В пределах рабочего полигона были выделены четыре морфоструктурные провинции: южное окончание Зеленомысского поднятия [2], хребет Кабо-Верде, абиссальная котловина Зеленого Мыса [2], поднятие горы Картер. Хребет Кабо-Верде это протяженный горный хребет, название которого предлагается впервые. Он находится на продолжении уступа Кабо-Верде, обнаруженного западнее и обследованного в предыдущих экспедициях [3]. Этот уступ северо-западного простирания срезает южнее островов Зеленого Мыса фланго-

вые части трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта [4]. Гора Картер относится к цепи подводных гор Батиметристов [2].

Южное окончание Зеленомысского поднятия занимает северную часть полигона (см. рис. 1), где дно полого погружается к югу от 4700 до 5130 м. Над ровным дном, бронирующимся осадочным чехлом, возвышаются гряды и поднятия высотой 15-300 м и шириной 1-15 км, иногда объединяющиеся в цепочки северо-западного простирания. По данным НСП видимая мощность осадочного чехла составляет около 450 м и незначительно увеличивается в прогибах между грядами и цепочками поднятий. В глубинном разрезе самой северной гряды на одном из профилей НСП дешифрируется надвиг (рис. 2). Его поверхность погружается в северных румбах. По данным акустического профилирования поднятия и гряды в сечении представляют собой антиклинали, горсты и диапироподобные структуры, осложненные складками более высокого порядка и сбросами (рис. 3). Вблизи погруженных крыльев этих структур происходит деформация осадочных слоев. В гравитационном поле при средних значениях 10-20 мГал над северной грядой наблюдается положительная аномалия около 20 мГал.

Хребет Кабо-Верде (см. рис. 1) шириной около 50 км протягивается между структурами Зеленомысского поднятия и абиссальной котловины. Вершинная поверхность хребта лежит на глубинах 4200-4300 м и имеет уклон к северу, относительная высота хребта около 800 м с севера и 300-400 м с юга. Хребет перекрыт осадочным чехлом, сходным по строению с чехлом южного окончания Зеленомысского поднятия (рис. 4). Таким образом, хребет Кабо-Верде образовался при подъеме окраинной части Зеленомысского поднятия и как тектоническая структура представляет собой горст. В работе [5] делается вывод, что

*Геологический институт
Российской Академии наук, Москва
Институт океанологии им. П.П. Ширшова
Российской Академии наук, Москва
Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова*

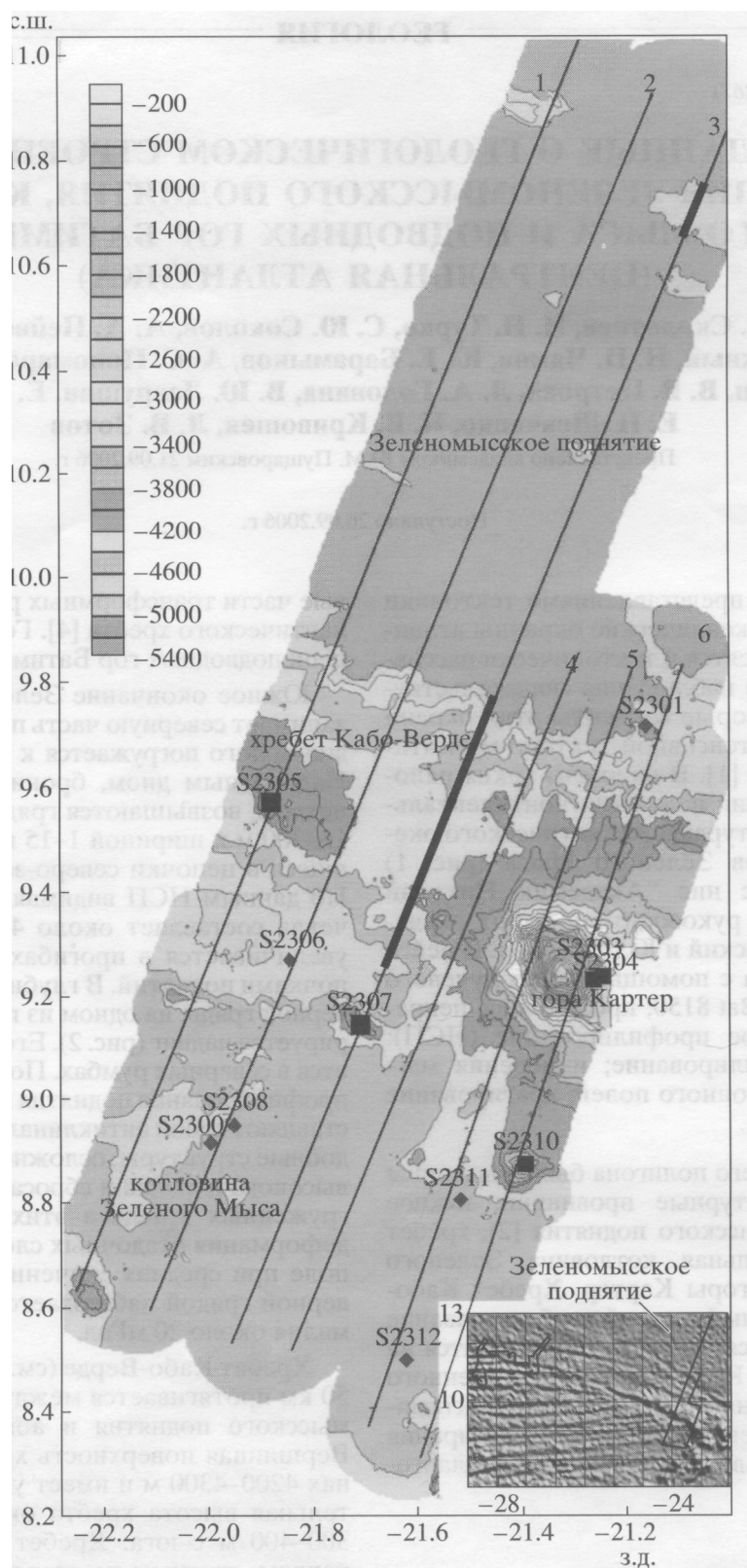


Рис. 1. Батиметрическая карта района работ. Составлена Н.Н. Турко, Ю.Е. Барамыковым и А.С. Пономаревым. Квадраты - места драгирования, ромбы - места отбора донных осадков, возле них номера станций. Прямые линии - профили батиметрической съемки и геофизического профилирования, цифры возле них - номера галсов. Жирными линиями выделены участки профилей, приведенных на рис. 2-Л. Слева сверху - шкала глубин, справа внизу - положение района работ в структуре Центральной Атлантики: на карте спутниковой альтиметрии [4] черными линиями обведены контуры полигонов: на западе 22-го рейса [3], на востоке 23-го рейса нис "Академик Николай Страхов".

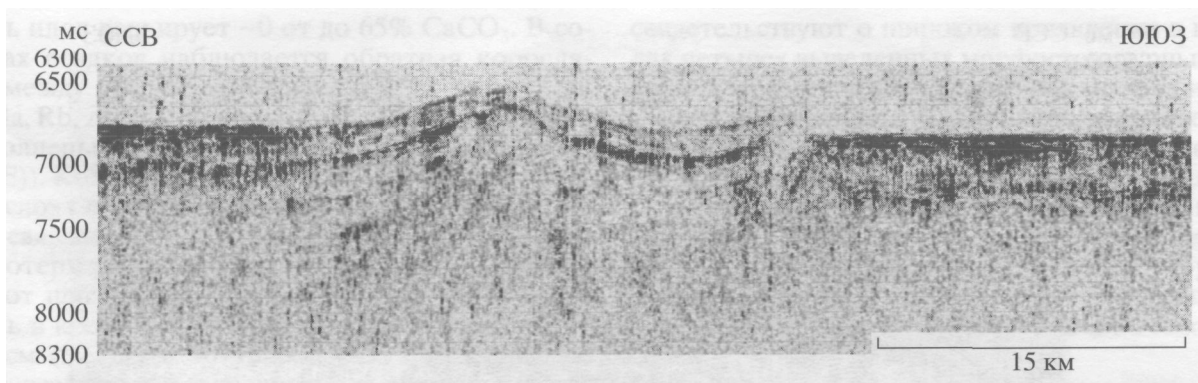


Рис. 2. Поперечное сечение северной гряды на галсе 3 по данным НСП. Линия внизу - горизонтальный масштаб.

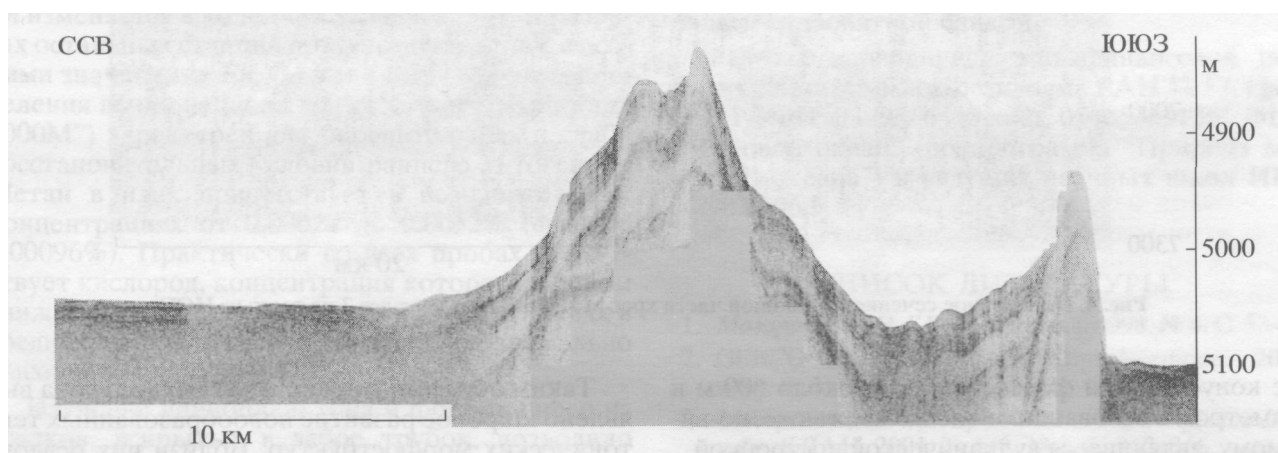


Рис. 3. Поперечное сечение северной гряды на галсе 3 по данным акустического профилирования, проведенного с помощью профилографа EdgeTech 3300 (США). Видно двухвершинное поднятие, северная вершина представляет собой асимметричную антиклиналь, осложненную складками более высокого порядка, южная - моноклиналь, прорванная диапироподобной структурой.

он уже существовал как горный хребет в олигоцене-раннем миоцене. На вершине хребта верхняя горизонтально слоистая толща мощностью 50-80 м четвертичного возраста [6] залегает с угловым несогласием на более нижних деформированных отложениях мощностью около 400 м. Очевидно, что на изученном участке подъем хребта состоялся в предчетвертичное время. Вероятно, можно считать, что это произошло в раннем плиоцене, учитывая аналогичный возраст брекчий (см. ниже) на склонах горы Картер и структурное единство хребта Кабо-Верде и поднятия горы Картер. На отдельных участках верхняя толща разбита мелкими горстами и диапироподобными структурами, с которыми сопряжены сбросы, деформирующие бронирующие осадки. Хребет выражен в гравитационном поле положительной аномалией до 60 мГал.

Хребет Кабо-Верде на востоке переходит в обширное поднятие горы Картер, которое венчается конусовидной горой Картер (см. рис. 1). Это поднятие имеет относительную высоту около 5000 м с северной стороны; высота самой горы

около 3500 м. Форма горы конусовидная, диаметр ее выровненной вершины около 500 м. На склонах горы имеются крутые уступы, образованные сбросами. По результатам драгирования (S2303, S2304 (см. рис. 1)) в строении горы Картер участвуют: а) биогермные известняки, б) граувакковые песчаники, в) базальты и андезиты, г) карбонатно-базальтовые брекчии. В биогермных известняках присутствует ассоциация наннофлоры среднего эоценового возраста, а в карбонатном цементе некоторых брекчий присутствует представительный комплекс наннопланктона, позволяющий соотнести его с нижним плиоценом (определения Л.А. Головиной). Таким образом, гора Картер представляет собой вулкан, сформировавшийся в среднеэоценовое время, на потухшей вершине которого образовалась карбонатная банка. Присутствие большого количества брекчий на его склонах, вероятно, указывает на активные тектонические движения, имевшие место в раннем плиоцене. Над горой имеет место положительная аномалия гравитационного поля с амплитудой до 200 мГал. К югу от горы Картер находится подня-

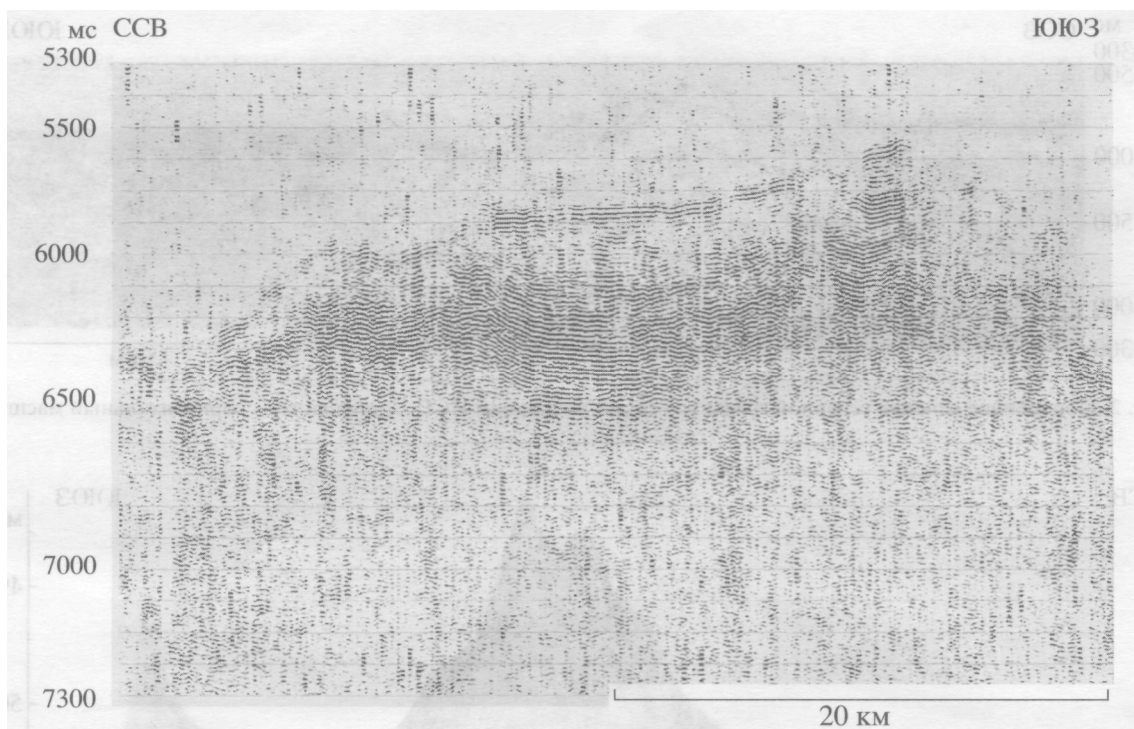


Рис. 4. Поперечное сечение вершинной части хребта Кабо-Верде на галсе 3 по данным НСП.

тие конусовидной формы высотой около 600 м и диаметром в основании около 2.5 км, также, по-видимому, являющиеся вулканической постройкой.

Южная часть полигона захватывает северо-восточный фланг абиссальной котловины Зеленого Мыса (см. рис. 1). В рельефе дна здесь выделяются северная и южная депрессии, разделенные промежуточной грядой. Южная депрессия с юга ограничена прерывистой южной грядой. Гряды выделяются в гравитационном поле положительными аномалиями с амплитудой до 20 мГал. Все выделенные структуры, за исключением северной депрессии, имеют субширотное простирание. Северная депрессия, субпараллельная хребту Кабо-Верде, шириной 15 км на западе выклинивается к поднятию горы Картер, при этом глубина дна ее уменьшается от 4850 до 4400 м. Промежуточная гряда на западе образована двумя вершинами, которые сливаются в единое поднятие высотой около 800 м на восточном фланге. У этой гряды северный склон круче, чем южный. Крутой склон подрезан сбросами, а пологий склон сложен осадочными слоями, моноклинально падающими к югу. Южная депрессия имеет ширину около 25 км, ее глубина уменьшается с запада на восток от 4630 до 4350 м. Под осадками, бронирующими дно депрессии, осадочные слои нижележащих пачек (ниже 50-100 м) смяты в пологие мелкие складки. Поднятия южной гряды представляют собой пологие симметричные антиклинали, крылья которых осложнены сбросами.

Таким образом, в пределах всего полигона выявлено широкое развитие новообразованных тектонических морфоструктур. Вблизи них осадочные слои смяты в мелкие складки, образуют флексуры или разбиты разрывными нарушениями. Возраст верхних отложений в этом районе по данным бурения скважины 367 DSDP - четвертичный [6]. Однако на акустических профилограммах некоторых участков можно видеть линзовидный слой осадков мощностью первые метры, занимающий самое высокое положение в разрезе, который не подвергается тектоническому нарушению. Их возраст по данным изучения поднятых илов не древнее позднеплейстоценового. Таким образом, тектонические движения, приведшие к деформациям осадочного чехла и новообразованию морфоструктур на площади изученного полигона, завершились в предпозднеплейстоценовое время.

Трубками (см. рис. 1) было поднято по 4.5-5 м донных осадков. Они представлены илами глинисто-карбонатного и карбонатно-глинистого составов, окрашенными в серый и зеленовато-серый цвет. Выделяются однородные, комковатые и слоистые текстуры илов. Разнообразие текстурного облика изученных осадков определяется склоновыми перемещениями вещества, илы с комковатыми текстурами, содержащими глинистые окатыши размером от 1-2 мм до 3 см, получены с участков дна близких к горе Картер (S2301) и хребту Кабо-Верде (S2306). Карбонат-

ность илов варьирует ~0 от до 65% CaCO₃. В составах осадков наблюдается обратная корреляция между Ca и Si. Аналогично Si ведут себя Ti, Fe, Ba, Rb, Zr, а Sr коррелирует с Ca (определения выполнены методом РФ А (Спектроскан МАКС-GF2E)). Количество Si, Ni, Sr резко увеличивается в слоях и окатышах зеленого цвета. Вероятно, это связано с подводным размывом продуктов гидротермальной деятельности. В основном илы имеют нейтральные значения pH (около 7-7.5). Лишь в колонках S2311 и S2312 на уровнях 150-240 см (S2311) и 50-100 см (S2312) отмечается слой осадков с более кислыми значениями pH (6.2-6.8). Значения Eh в илах изменяются от -200 до +250 мВ. Наиболее консервативно по разрезу Eh изменяется в колонках S2308 и S2309. В разрезах остальных станций присутствуют слои с высокими значениями Eh. Состав газов осадков (определения выполнены на хроматографе "Кристалл 2000М") характерен для окислительных и слабо восстановительных условий раннего литогенеза. Метан в илах присутствует в незначительных концентрациях от 0.00028 до 0.0052% (среднее 0.00096%). Практически во всех пробах присутствует кислород, концентрация которого в целом снижается с глубиной. Однако на всех станциях в средних частях колонок отмечаются аномально высокие концентрации O₂.

Изучение наннопланктона и фораминифер из осадков, вскрытых в забое трубок, позволило установить, что возраст этих отложений соответствует переходным слоям между зонами *Pseudoeumiliana lacunosa* и *Gephyrocapsa oceanica* и подзоне *Globigerina calida calida* (0.6-4X8 млн. лет, верхний плейстоцен/голоцен).

Таким образом, проведенные исследования рельефа и внутреннего строения осадочных толщ

свидетельствуют о широком проявлении в пределах четырех выделенных морфоструктурных провинций тектонических движений, начавшихся в раннем плиоцене (?) и закончившихся в четвертичном периоде в предподнеплейстоценовое время. Эти движения привели к образованию новых морфоструктур, таких, как хребет Кабо-Верде и поднятие горы Картер и более мелкомасштабных антиклиналей, горстов, диапироподобных структур, в пределах которых и около них происходят пликативные и дизъюнктивные деформации осадочных слоев.

Установлена вулканическая природа горы Картер, сложенной базальтами и андезитами, потухшая вершина которой в среднем эоцене увенчалась карбонатной банкой.

Работы проводились при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 17, грантов РФФИ 03-05-64152а и 05-05-65125, ФЦП "Мировой океан" (подпрограмма "Природа Мирового океана") и ведущих научных школ НШ-9664. 2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазарович А.О. // Геотектоника. 1998. № 4. С. 53-65.
2. GEBCO // ИЮ-UNESCO Digital edition. 2003. www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco.
3. Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н. и др. // ДАН. 2001. Т. 379. № 3. С. 362-366.
4. Sandwell D.T., Smith W.H.F. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 10039-10054.
5. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Турка Н.Н. и др. // ДАН. 2006. Т. 407. № 2. С. 224-229.
6. Lancelot Y., Seibold E., Ceppek P. et al. // Ink. Repts. DSDP. Wash. (D.C.): US Govt. Print. Office, 1978. V. 41. P. 21-326.