ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, 2020, № 5, с. 400–407

УДК 552.5+551.24

ОСТАТОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗЛОМНОЙ ЗОНЫ ВИМА, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

© 2020 г. Н. П. Чамов[a], *, С. Ю. Соколов[a], С. И. Меренкова[b]

[a]*Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия*

[b]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия*

**e-mail: nchamov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 20.03.2020 г.
После доработки 23.03.2020 г.
Принята к публикации 29.04.2020 г.

Разломная зона Вима, субширотно секущая Срединно-Атлантический хребет вдоль 11° с.ш., является сложной тектоно-седиментационной системой, в которой происходит перенос донных вод из западной в восточную часть Атлантики. Южным обрамлением разломной долины служит протяженный (около 320 км) поперечный хребет (transverse ridge). На ранних этапах развития системы Вима хребет находился на небольших глубинах в зоне фотосинтеза, что привело к образованию на его поверхности построек биогенных карбонатов. По мере развития спрединга, общего погружения системы и сопутствующих движений по разломам происходила дезинтеграция ультрамафитовых пород основания и биогермов с последующим фракционированием коллювиальных и пелагических отложений и их переносом донными течениями в восточном направлении. Формирование грубозернистых остаточных отложений, полностью лишенных материала пелитовой размерности, связано с высокими скоростями потока антарктических донных вод. Наличие окатанных галек органогенных известняков и ультрамафитов со следами нахождения в зоне биопродуктивности позволяют оценить протяженность транспортировки кластики в первые сотни км.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, биогенные карбонаты, течения, коллювиальные отложения.

DOI: 10.31857/S0024497X2005002X

РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ВИМА

Характерной чертой строения Центральной Атлантики является наличие трансформных разломов [Шипард, 1951; Хейзен и др., 1962; Кленова, Лавров, 1975; Emery, Uchupi, 1984], встречающихся как в виде одиночных поперечных структур, так и в виде полиразломных систем. Последние иногда обозначаются в геологической литературе как мегатрансформы [Пущаровский и др., 1988], под которыми понимаются разломы или системы с активной частью, смещающие Срединно-Атлантический хребет (САХ) на расстояния более 100 км. К ним относятся такие разломы, как 15°20′ N [Пущаровский и др., 1988; Kelemen et al., 2004], Романш [Gorini, Bryan, 1976; Пущаровский и др., 1994; Bonatti et al., 1994; Ligi et al., 2002], Сан-Паулу [Hekinian et al., 2000] и Долдрамс [Skolotnev et al., 2020]. К их числу относится и разломная зона Вима [Van Andel et al., 1971; Bonatti et al., 1994], субширотно секущая Срединно-Атлантический хребет вдоль 11° с.ш. (рис. 1).

В силу специфики структуры и особенностей гидрологического режима разломной системе Вима посвящено значительное количество публикаций [Bonatti et al., 1983, 1994, 2005; Kastens et al., 1998; Lagabrielle et al., 1992; Peyve et al., 2000; Ligi et al., 2002; Skolotnev, 2003 и др.; Morozov et al., 2010].

При ширине до 20 км разломная долина Вима протягивается на расстояние свыше 500 км, достигая глубин свыше 5400 м. Ее южным обрамлением служит протяженный (около 320 км) поперечный хребет, наименее глубокая часть которого расположена в настоящее время на глубине 1033 м. В пределах хребта вскрываются породы третьего слоя океанической литосферы [Peyve et al., 2000], что характерно для крупных систем, секущих Срединно-Атлантический хребет.

Вдоль гребня поперечный хребет эродирован, и его плоскую поверхность венчает мощная (около 500 м) карбонатная постройка, сложенная мелководными лагунными и/или рифогенными известняками. Подобно гайотам, хребет испытывал высокоамплитудные вертикальные переме-

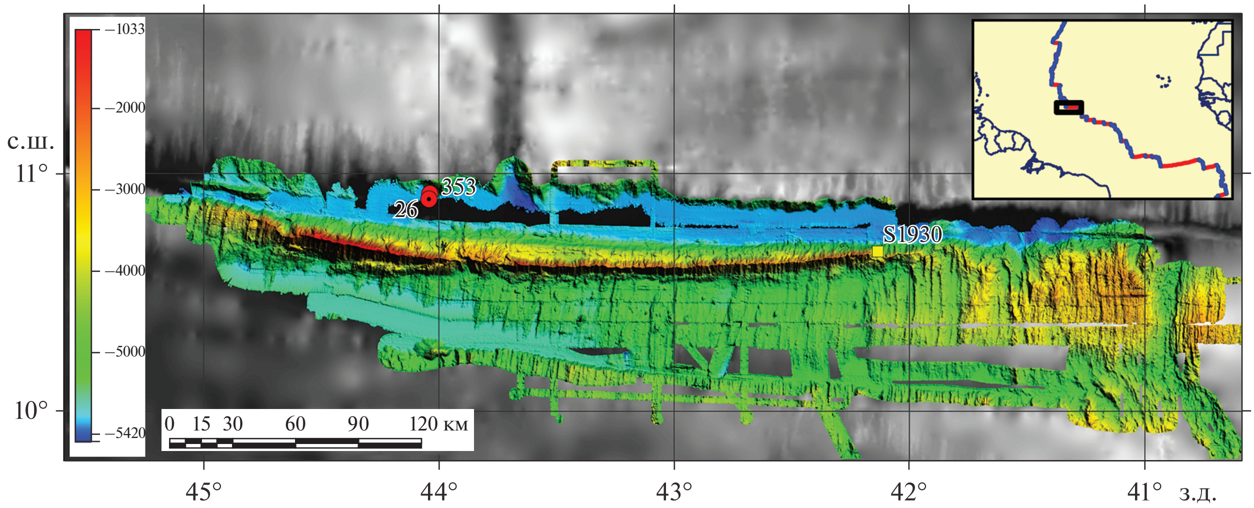

Рис. 1. Разломная долина Вима и поперечный хребет.
По данным Lamont Doherty Earth Observatory (https://www.gmrt.org/, рейс EW9305, Kastens K.) и ГИН РАН – 19-й (1998 г.) и 22-й (2000 г.) рейсы НИС “Академик Николай Страхов”. Кружки – скважины DSDP, квадрат – станция драгирования. На врезке показано положение планшета в пределах Центральной Атлантики.

щения, с которыми связаны несколько этапов его вывода выше уровня моря, последующих погружений и эрозии [Bonatti et al., 1983]. Первоначальное воздымание хребта над уровнем моря (10–5 млн лет назад) сменилось погружением, что привело к образованию плоской эрозионной поверхности и заложению на ней карбонатной постройки (около 4 млн лет назад). В дальнейшем, биогенные карбонаты дважды оказывалась на поверхности (3 и 2.5 млн лет назад), а их быстрое погружение произошло в интервале 2.5–2.0 млн лет назад [Bonatti et al., 1994].

В силу своего строения и пространственного положения разломная система Вима является главным путем переноса донных вод из западной в северо-восточную часть Атлантического океана [Mantyla, Reid, 1983; McCartney et al., 1991; Morozov et al., 2010]. Этот перенос сопровождается отложением в разломном троге четвертичных осадков мощностью до 485 м (скважины DSDP 26 и 353), что является очень большим значением при средних скоростях осадконакопления в пелагиали 5–7 мм/тыс. лет.

В статье приводятся новые результаты обработки первичных материалов, полученных в 19 рейсе НИС “Академик Николай Страхов”.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В 19 рейсе НИС “Академик Николай Страхов” на станции S1930 (см. рис. 1) было выполнено драгирование склона поперечного хребта с глубины 3950 м (10°40.3′ с.ш., 42°08.1′ з.д.) до 3480 м (10°39.3′ с.ш., 42°08.2′ з.д.). На борт поднято около 150 кг пород третьего слоя океанической коры и свыше 10 кг фораминиферового песка [Fabretti et al., 1998].

Обломки пород (около 10 см в поперечнике) угловатые, не несут признаков окатанности и покрыты Fe–Mn корками толщиной 2–3 см. В их составе установлены серпентинизированные ультрамафиты (98%), габбро (1%), базальт (1 образец), брекчии и известняки (1%).

Ультрамафиты представлены лерцолитами, гарцбургитами, аподунитовыми серпентинитами и серпентинизированными перидотитами. Лерцолиты массивные, крупнозернистые с неотчетливой минеральной уплощенностью и линейностью, и, возможно, порфирокластической структурой (обр. S1930/11). Гарцбургиты (с редкими зернами диопсида) массивные, крупнозернистые, со слабой минеральной уплощенностью и зеркалами скольжения (обр. S1930/7-10). Аподунитовые серпентиниты массивные с нечеткими хромитовыми полосами, крупные (3–5 мм). Хромшпинелиды сконцентрированы в обособлениях сложной формы (обр. S1930/30-35). В серпентинизированных перидотитах присутствуют жилы зеленоватого и голубовато-зеленого серпофита и хризотил-асбеста, иногда имеющие зональное строение (обр. S1930/72-76).

Габбро лейкократовое и мезократовое, крупнозернистое со следами низкотемпературных изменений: присутствуют соссюрит, развитый по амфиболу хлорит и розовый Mn-содержащий (?) цоизит (обр. S1930/2-6).

Базальт тонкозернистый, массивный, афировый, слабоизмененный (обр. S1930/1).

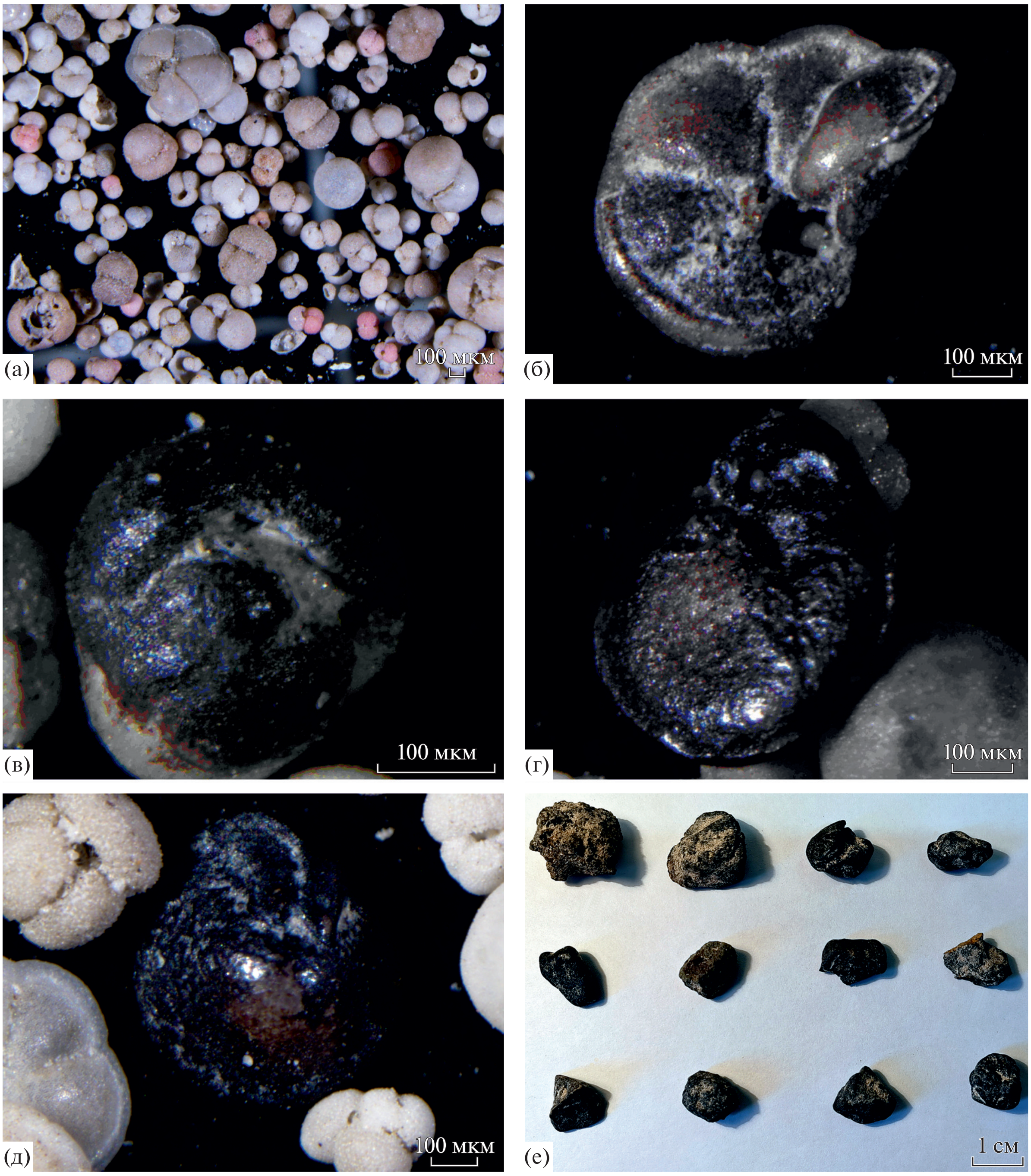

Рис. 2. Фораминиферовые пески и гальки, драгированные на станции S1930.
а – фораминиферовые пески; б–д – раковины фораминифер, покрытые Fe–Mn рубашками: б – *Globorotalia tumida*, в – *Pulleniatina obliquiloculata*, г – *Cibicidoides wuellerstorfi*, д – *Cibicidoides kullenbergi*; е – гальки из фораминиферовых песков.

Брекчии из остроугольных обломков серпентинизированных ультрамафитов (?) в карбонатном цементе (обр. S1930/80).

Известняки мелкозернистые, биомикритовые с обломками ультраосновных минералов, с частично раскристаллизованным биомикритовым материалом (обр. S1930/85-91).

Фораминиферовые пески светло-серые, грубо- и среднезернистые (>100 мкм), без примеси пелитового материала (рис. 2а). Планктонные фораминиферы составляют большую часть комплекса (более 90%), но присутствуют и бентосные виды. В обоих случаях присутствуют как чистые раковины, так и покрытые Fe–Mn рубашками (см. рис. 2б–д).

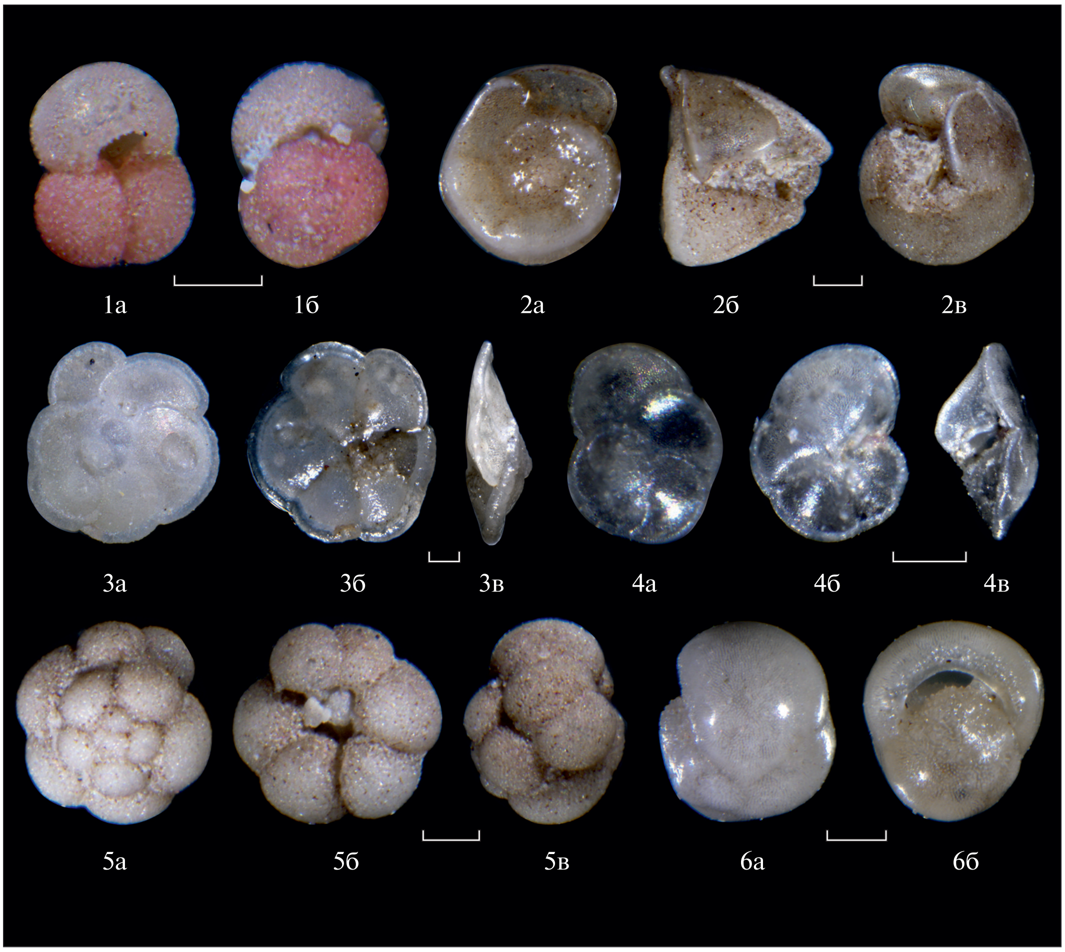

Рис. 3. Основные виды планктонных фораминифер (станция S1930).
1 – *Globigerinoides ruber pink*, 2 – *Globorotalia truncatulinoides*, 3 – *G. menardii*, 4 – *G. scitula*, 5 – *Neogloboquadrina dutertrei*, 6 – *Pulleniatina obliquiloculata*. Длина масштабных линеек – 100 микрон.

Пески содержат многочисленные обломки пород размером от первых мм до 1–2 см (см. рис. 2е). В гальках представлены все разновидности ультрамафитов и карбонатов, драгированных со склонов поперечного хребта в 19 рейсе НИС "Академик Николай Страхов". Степень окатанности обломков преимущественно средняя, однако встречаются хорошо окатанные уплощенные гальки.

Основные виды планктонных фораминифер представлены на рис. 3. На основании находок фораминифер вида *Globorotalia truncatulinoides* можно заключить, что осадки, поднятые на станции S1930, имеют четвертичный возраст. Представленный в осадках комплекс содержит такие характерные плейстоценовые субтропические-тропические виды, как *Globigerinoides ruber* pink, *Globorotalia hirsuta*, *G. truncatulinoides*, *G. scitula*, *G. tumida*, *G. menardii*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Orbulina universa*. Присутствие вида *Globigerinoides ruber* pink также указывает на то, что возраст осадка не превышает 0.28 млн лет [Бараш и др., 1986].

Среди бентосных форм преобладают секреционно-известковые виды *Cibicidoides wuellerstorfi*, *C. kullenbergi*, *Oridorsalis umbonatus*, *Globocassidulina subglobosa*, также встречаются *Nuttallides umbonifera*, *Fursenkoina complanata*, *Pyrgo* spp., *Uvigerina peregrina* и агглютинированный *Hyperammina elongata*.

Петрографическое изучение галек в прозрачных шлифах показало, что в них представлены разновидности пород третьего слоя океанической литосферы. Наиболее интересным оказалось обнаружение следов роста биогермных построек на ультрамафитах, а также проникновения морской биоты в породы (рис. 4).

На контактах магматических пород и органогенных илов, как правило, развиты черные в проходящем и поляризованном свете каймы (см. рис. 4а–г). Часто наблюдается тонкая слоистость в илистых отложениях, выполняющих трещины и

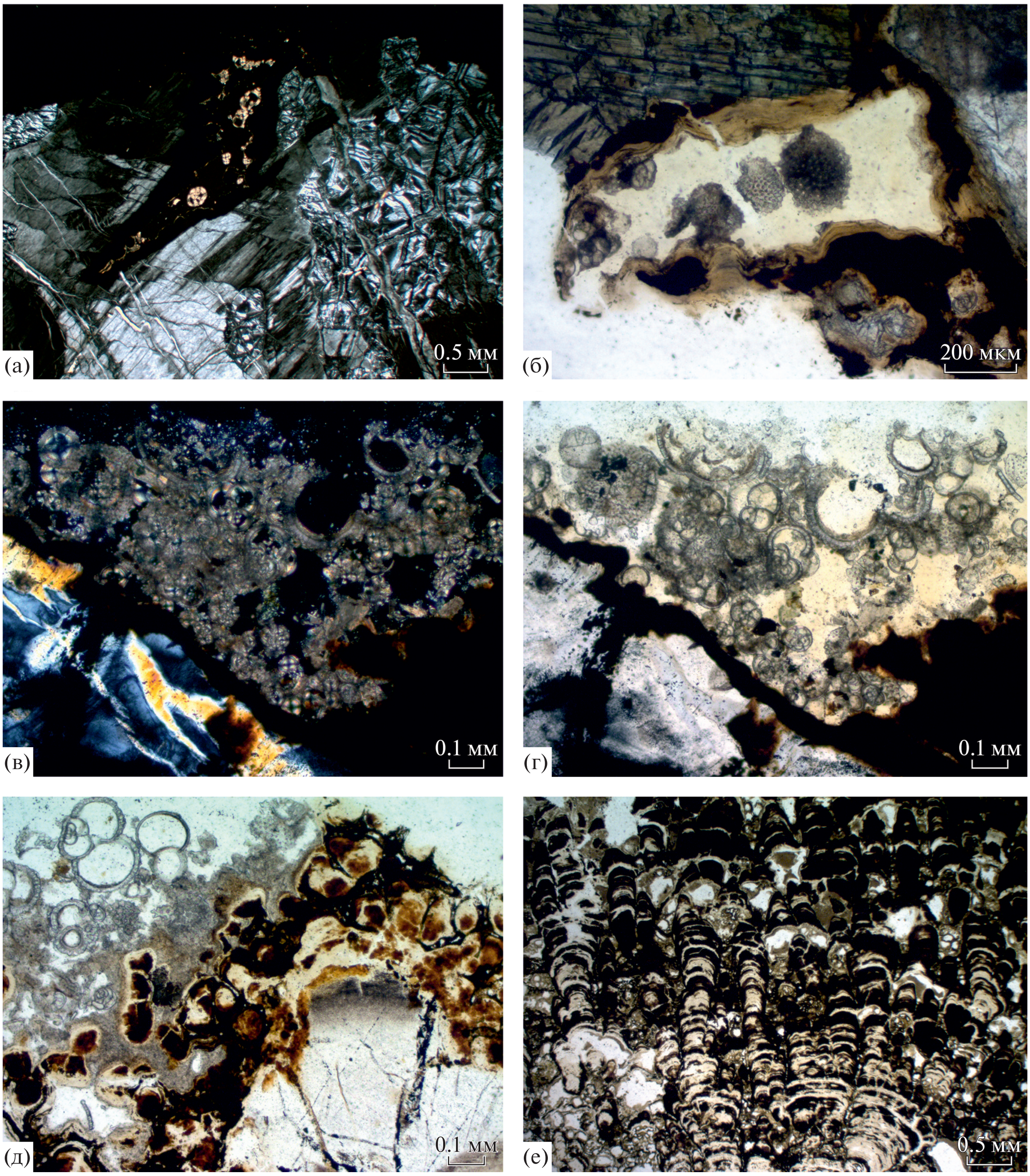

Рис. 4. Фотографии шлифов галек из фораминиферовых песков станции S1930.
а – микрофоссилии в трещине, секущей серпентинизированные перидотиты (николи +); б – зональное выполнение каверны (николи ||); в (николи +), г (николи ||) – облекание породы биогенным илом; д – обрастание перидотита органогенным карбонатом с переходом в биогенный ил (николи ||); е – биогерм (николи ||).

каверны (см. рис. 4б). В отдельных шлифах наблюдалась отчетливая зональность в смене сред: магматический субстрат—биогерм—органогенный ил (см. рис. 4д). В отдельных шлифах представлены фрагменты хорошо развитых биогермных построек (см. рис. 4е). Рост биогермных известняков на ультрамафитах свидетельствует о нахождении субстрата в области фотосинтеза.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопрос об источнике кластического материала, перенесенного в разломную зону Вима, всегда являлся предметом острых дискуссий, начиная с бурения первых скважин DSDP. С одной стороны, это связано со значительной мощностью осадков в районе срединно-океанического хребта — области наименьшего погружения, с другой — с признаками континентального происхождения кластики [Heezen et al., 1964; van Andel et al., 1967 и др.].

Позднеплейстоценовая (нижняя из известных) часть разреза вскрыта скважинами 26 и 353 DSDP на склоне северного борта долины (см. рис. 1). В керне установлено переслаивание градационно сортированных песков с карбонатными илами [Thiede, 1977]. В скважине 26 DSDP отмечено обилие растительных остатков при полном отсутствии признаков поставки кластики с бортов разломной зоны [Bader, 1970].

Осадки, поднятые драгированием на станции S1930, относятся к наиболее верхней (современной) части осадочного чехла разломной зоны Вима. Изначально они формировались как совокупность коллювиальных и пелагических осадков в основании поперечного хребта. Результирующий (наблюдаемый в настоящее время) гранулометрический состав этих осадков представляется следствием переработки первичного состава в условиях высокодинамичного гидрологического режима.

Отсутствие пелитовой фракции в фораминиферовых песках можно объяснить с позиций формирования остаточных отложений, в которых разделение фракций происходит в результате механического выветривания. На суше таким образом формируются гравийные отложения пустынных долин, где мелкие частицы осадка удаляются под воздействием ветра. В подводной обстановке роль сепаратора частиц могут выполнять придонные течения.

Существование интенсивных придонных течений в разломной зоне Вима обусловлено ее положением в области взаимодействия холодных антарктических и более теплых атлантических вод. Гидрофизическими исследованиями вдоль разлома выявлен сильный поток донных вод в восточном направлении со скоростями до 30 см/с [Демидов и др., 2007]. С этими данными согласуется и присутствие в составе бентосных форм фораминифер вида *Cibicidoides wuellerstorfi* (см. рис. 2г), характерного для областей с интенсивными донными течениями.

Согласно гидрофизическим замерам [Демидов и др., 2007], в восточном направлении придонный поток смещается к южному склону основного канала, т.е. станция S1930 находится непосредственно в области его влияния и, вероятно, разгрузки. На снижение влияния донных антарктических вод в районе станции S1930 указывает состав комплекса бентосных фораминифер, который характерен для североатлантических глубинных вод. Вид *Nuttallides umbonifera*, ассоциированный с антарктической донной водой, среди установленных нами форм присутствует в незначительном количестве.

Наличие Fe–Mn рубашек на раковинах некоторых фораминифер свидетельствует о неодноактности процессов перемыва и переноса обломочного материала, что может быть связано как с климатическими вариациями, так и с миграцией осевой линии потока придонных вод. Железистые пленки на части обломков и раковинах фораминифер можно связать с перемывом отложений пограничного слоя, который отделяет терригенные гемипелагические лютиты и турбидиты от вышележащих пелагических фораминиферных илов и лютитов [McGeary, Damth, 1973].

Существование высокодинамичных режимов придонных течений объясняет разнозернистость отложений, в частности присутствие в фораминиферовых песках многочисленных галек полимиктного состава.

Наличие в гальках различных ультрамафитов, слагающих поперечный хребет, отражает протяженную область мобилизации и транспортировки обломочного материала. Предполагаемая вертикальная зональность в распределении ультрамафитов в структуре хребта [Bonatti et al., 1983 и др.] и очевидные признаки изначального нахождения части из них в области фотосинтеза указывают на вертикальный диапазон поступления кластики в интервале от 0 до первых км.

Логично предположить, что основная часть биогермных обломков поступала из карбонатной постройки, наименее погруженная часть которой отстоит от станции S1930 на расстояние около 260 км (см. рис. 1). Даже полагая поступление галек с периферии карбонатного массива, можно оценить дальность их переноса по крайне мере в 100 км.

Установленные нами виды фораминифер имеют молодой (не древнее плейстоцена) возраст. Если представления Э. Бонатти с коллегами верны, и окончательно погружение карбонатной постройки произошло около 2 млн лет назад [Bonatti et al., 1994], то можно предположить, что микрофоссилии, обнаруженные в шлифах галек, должны быть старше фораминифер из песка. К сожалению, выделить объемные формы на данном этапе не представляется возможным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поднятые на станции S1930 грубо- и среднезернистые фораминиферовые пески четвертичного возраста с окатанными обломками биогерм и ультрамафитов со следами нахождения в зоне биопродуктивности отражают некоторые закономерности формирования структуры и современного осадочного чехла разломной системы Вима.

Отсутствие пелитовой фракции в фораминиферовых песках вероятно связано с их механическим выветриванием (перемывом) интенсивными донными течениями в области взаимодействия холодных антарктических и более теплых атлантических вод. С этими данными согласуется присутствие в составе бентосных форм фораминифер вида *Cibicidoides wuellerstorfi*, характерного для областей с интенсивными донными течениями.

Наличие Fe–Mn рубашек на раковинах некоторых фораминифер свидетельствует о неодноактности процессов перемыва и переноса обломочного материала, что может быть связано как с климатическими вариациями, так и с миграцией осевой линии потока придонных вод.

Существование высокодинамичных режимов придонных течений объясняет присутствие в фораминиферовых песках многочисленных галек полимиктного состава. Наличие в гальках различных ультрамафитов, слагающих поперечный хребет, отражает протяженную область мобилизации и транспортировки потоком обломочного материала.

Основная часть биогермных обломков поступала из карбонатной постройки, наименее погруженная часть которой отстоит от станции S1930 на расстояние около 300 км. Допуская поступление галек с периферии карбонатного массива, можно оценить дальность их переноса в 100–300 км.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность всем членам экипажа НИС “Академик Николай Страхов” за содействие при проведении исследований. Также авторы признательны А.В. Тихоновой (Лаборатория палеоэкологии и биостратиграфии Института океанологии РАН) за консультации по вопросам микропалеонтологии. Авторы признательны Р.Р. Габдуллину (Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова) за ценные и конструктивные замечания, которые способствовали улучшению статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзаданий: ГИН РАН – № 0135-2019-0071 (тектоно-седиментационный анализ), № 0135-2019-0076 (связь рельефа дна с донными течениями) и ИО РАН – № 0149-2019-0007 (палеонтологический анализ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бараш М.С., Блюм Н.С., Оськина Н.С. Четвертичные палеотемпературы и некоторые черты осадконакопления в районе поднятия Риу-Гранди // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 4. С. 928–931.

Демидов А.Н., Добролюбов С.А., Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю. Перенос придонных вод через разлом Вима Срединно-Атлантического хребта // ДАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 395–399.

Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 460 с.

Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. №.6. С. 18–31.

Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Перфильев А.С. и др. Тектоника разломной зоны Романш (Экваториальная Атлантика). // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 1. С. 77–79.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М.: Изд-во ИЛ, 1962. 148 с.

Шипард Ф. Геология моря. М.: Изд-во ИЛ, 1951. 360 с.

Bader R.G., Gerard R.D., Benson W.E. et al. SITE 26 // Init. Rep. DSDP. V. 4. Washington: U.S. Government Printing Office, 1970. P. 77–91.

Bonatti E., Brunelli D., Buck W.R. et al. Flexural uplift of a lithospheric slab near the Vema transform (Central Atlantic): Timing and mechanism // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. P. 642–655.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Diffuse impact of the Mid-Atlantic ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № B4. P. 8043–8054.

Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al. Imaging crustal uplift, emersion and subsidence at the Vema Fracture Zone // EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1994. V. 75. № 32. P. 371–371.

Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G. et al. Geological studies of the eastern part of the Romanche Transform (Equatorial Atlantic): a first report // Giornale di Geologia. 1991. V. 53/2. P. 31–48.

Bonatti E., Sartori R., Boersma A. Vertical crustal movements at the Vema Fracture Zone in the Atlantic: evidence from dredged limestones // Tectonophysics. 1983. № 91. P. 213–232.

Emery K.O., Uchupi E. The Geology of the Atlantic Ocean. N. Y.: Springer-Verlag, 1984. 1050 p.

Fabretti P., Bonatti E., Peyve A. et al. First results of cruise S19 (PRIMAR Project): petrological and structural investigations of the Vema Transverse Ridge (equatorial Atlantic) // Giornale di Geologia (Bologna). Ser. 3a. 1998. V. 60. P. 3–16.

Gorini M.A., Bryan G.M. The Tectonic Fabric of the Equatorial Atlantic and Adjoining Continental Margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil // An. Acad. Bras. Cienc. 1976. V. 48. P. 101–119.

Heezen B.C., Gerard R. Tharp M. The Vema Fracture Zone in the Equatorial Atlantic // Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 733–739.

Hekinian R., Juteau T., Gràcia E. et al. Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: The St. Paul Fracture Zone region // Mar. Geophys. Res. 2000. V. 21. P. 529–560.

Kastens K., Bonatti E., Caress D. et al. The Vema transverse ridge (Central Atlantic) // Mar. Geophys. Res. 1998. V. 20. P. 533–556.

Kelemen P.B., Kikawa E., Miller D.J. et al. ODP Leg 209 drills into mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° N to 16° N // JOIDES J. Proceed. ODP 209 Initial Rep. 2004. V. 30(1). P. 14–19.

Lagabrielle Y., Mamaloukas-Frangoulis V., Cannat M. et al. Vema Fracture Zone (Central Atlantic): Tectonic and magmatic evolution of the median ridge and the eastern ridge-transform intersection domain // J. Geophys. Res. Solid Earth. 1992. V. 97(B12). P. 17331–17351.

Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // Geology. 2002. V. 30. P. 11–14.

Mantyla A.W., Reid J.L. Abyssal characteristics of the World Ocean waters // Deep-Sea Res. 1983. V. 30. № 8A. P. 805–833.

McCartney M.S., Bennet S.L., Woodgate-Jones M.E. Eastward flow through the Mid Atlantic ridge at 110 N and its influence on the abyss of the Eastern basin // J. Phys. Oceanogr. 1991. V. 21. № 8. P. 1089–1121.

McGeary D.F.R., Damth J.E. Postglacial Iron-Rich Crusts in Hemipelagic Deep-Sea Sediment // Geol. Soc. Am. Bull. 1973. V. 84. P. 1201–1212.

Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Dordrecht, Heidelberg, London, N. Y.: Springer, 2010. 288 p.

Peyve A., Bonatti E., Brunelli D. et al. New data on some major MAR structures: Initial results of the R/V Akademik Nikolai Strakhov 19 Cruise // InterRidge News. 2000. V. 9. № 2. P. 28.

Skolotnev S.G. Gabbroids of the Vema Fracture zone: textures, composition, and tectonic setting // Petrology. 2003. V. 11. № 1. P. 31–47.

Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Large-scale structure of the Doldrums multi-fault transform system (7–8° N equatorial atlantic): preliminary results from the 45th expedition of the R/V A.N. Strakhov // Ofioliti. 2020. V. 45. № 1. P. 25–41.

Thiede J. Sedimentary structures in pelagic and hemipelagic sediments from the Central and Southern Atlantic Ocean (Deep Sea Drilling Project LEG 39) // Init. Rep. DSDP. V. 39. Washington: U.S. Government Printing Office, 1977. P. 407–421.

van Andel T.H., Corliss J.B., Bowen V.T. The intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Vema Fracture Zone in the North Atlantic // Marine Res. 1967. V. 25. P. 343–349.

van Andel T.H., Von Herzen R.P., Phillips J.D. The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // Mar. Geoph. Res. 1971. V. 1. № 3. P. 261–283.

Residual Deposits of the Vima Fracture Zone, Central Atlantic

N. P. Chamov[1,]*, S. Yu. Sokolov[1], S. I. Merenkova[2]

[1]Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, Moscow, 119017 Russia
[2]Institute of Oceanology Shirshova RAS, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia
**e-mail: nchamov@yandex.ru*

The Vima Fault Zone, which crosses the Mid-Atlantic Ridge sub-latitudinally along 11° N, is a complex tectonic-sedimentary system within which bottom water is transferred from the western to the eastern Atlantic. The southern frame of the fault valley is an extended (about 320 km) transverse ridge. In the early stages of the Vima system development, the ridge was located at shallow depths in the photosynthesis zone, which led to the formation of extensive biogenic carbonate structures on its surface. Development of spreading, general sinking of the system, and associated movements along the faults caused disintegration of ultramafic rocks and bioherms followed by fractionation of colluvial-pelagic sediments and their transfer by bottom currents eastward. The formation of coarse-grained residual sands, completely devoid of pelitic material, is associated with high flow rates of Antarctic bottom waters. The presence of rounded pebbles of organogenic limestones and ultramafic rocks make it possible to estimate the length of sediment transport in the first hundreds of kilometers.

Keywords: Mid-Atlantic ridge, megatransform, fault zone.