

УДК 551.217

ВУЛКАНОКЛАСТИКА КИТОВОГО ХРЕБТА

© 2018 г. Д. В. Ерошенко, Г. С. Харин

Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Калининград, Россия
e-mail: eroshenko@atlas.baltnet.ru

Поступила в редакцию 01.04.2016 г., после доработки 05.07.2016 г.

На основе данных глубоководного бурения (проекты DSDP, ODP) проведено обобщение по распределению вулканокластического материала в кайнозойском чехле Китового хребта, выделены циклы его накопления. Доказано, что распределение данного материала в палеогене отражает, в первую очередь, динамику вулканизма самого хребта. Определены источники вулканокластики, показана возможность наличия в центральной его части подводных вулканов раннего эоцена. Приведенное сравнение динамики вулканизма хребта с изменениями основных климатических маркеров в осадках указывает на единство вулканических процессов в регионе с процессами, которые привели к увеличению показателей содержания ^{13}C в осадках и содержания CO_2 в атмосфере.

DOI: 10.7868/S0030157418020156

ВВЕДЕНИЕ

Китовый хребет представляет собой одну из крупнейших морфологических форм Южной Атлантики, простирающуюся от подножия африканского континента к Срединно-Атлантическому хребту (САХ) на 2450 км. Он является граничной структурой, разделяющей Ангольскую и Капскую котловины, относительной высотой около 3000 м и с точки зрения тектоники представляет собой результат спрединговых и внутриплитных процессов. На западной стороне САХ находится поднятие Риу–Гранде, заключенное, как и Китовый хребет, между двумя магистральными зонами трансформных разломов (ЗТР) – Риу–Гранде и Тристан. Сам хребет обладает осадочным чехлом различной мощности (до 4,5 км) и большим количеством вулканических структур, которые находят свое отражение в морфологии хребта в виде подводных гор–вулканов. Крупные вулканические массивы верхнемелового возраста в северо-восточной части хребта (хребет Фрио и банка Вальдивия) (рис. 1) протяженностью 1500 км западнее сменяются узкой центральной частью, которая переходит в отдельно стоящие подводные горы (гайоты), поднятия с палеогеновыми (эоцен-олигоцен) вулканическими основаниями. Западная ветвь этой морфоструктуры венчается системой неоген-современных вулканических островов Тристан да Кунья.

Геологическая история Китового хребта до сих пор является предметом научных дискуссий. Вопрос о происхождении пород фундамента хребта рассматривается с разных позиций: плюмо-вых моделей, развития спрединговых и других

тектонических процессов. Большинство исследователей во главу угла ставит изучение генезиса вулканических пород хребта, а динамика вулканической деятельности хребта практически не освещена в литературе. Можно отметить слабую изученность пирокластических отложений в скважинах хребта: данные по вещественному и гранулометрическому составу вулканических пеплов в осадках единичны, а химический анализ стекол в пеплах до сих пор изучен только в двух скважинах. В этой работе дана попытка восполнить пробелы в оценке динамики вулканизма Китового хребта и рассмотреть вопрос о возможных источниках пирокластики в этом регионе.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

На Китовом хребте пробурено 23 скважины DSDP и ODP, вскрывшие неоген-четвертичные и мел-палеогеновые осадочные толщи. Девять скважин вскрыли фундамент хребта, сложенный базальтами позднеюрского – верхнемелового (кампан, маастрихт) и палеоценового возраста. В скважинах 525, 529 фундамент представлен сложным комплексом меловых и нижнепалеоценовых вулканогенных и терригенных осадков, переслаивающихся с лавами базальтов [27, 30].

Вулканокластические отложения на Китовом хребте были вскрыты в 13-ти скважинах. Они представлены прослоями пеплов, вулканических глин, песков, конгломератов и брекчий. Вещественный их состав изучен в 44 смер-слайдах. На основе этого мы выделили 2 группы: 1 – прослой “первичной” вулканокластики, куда входят вулканические

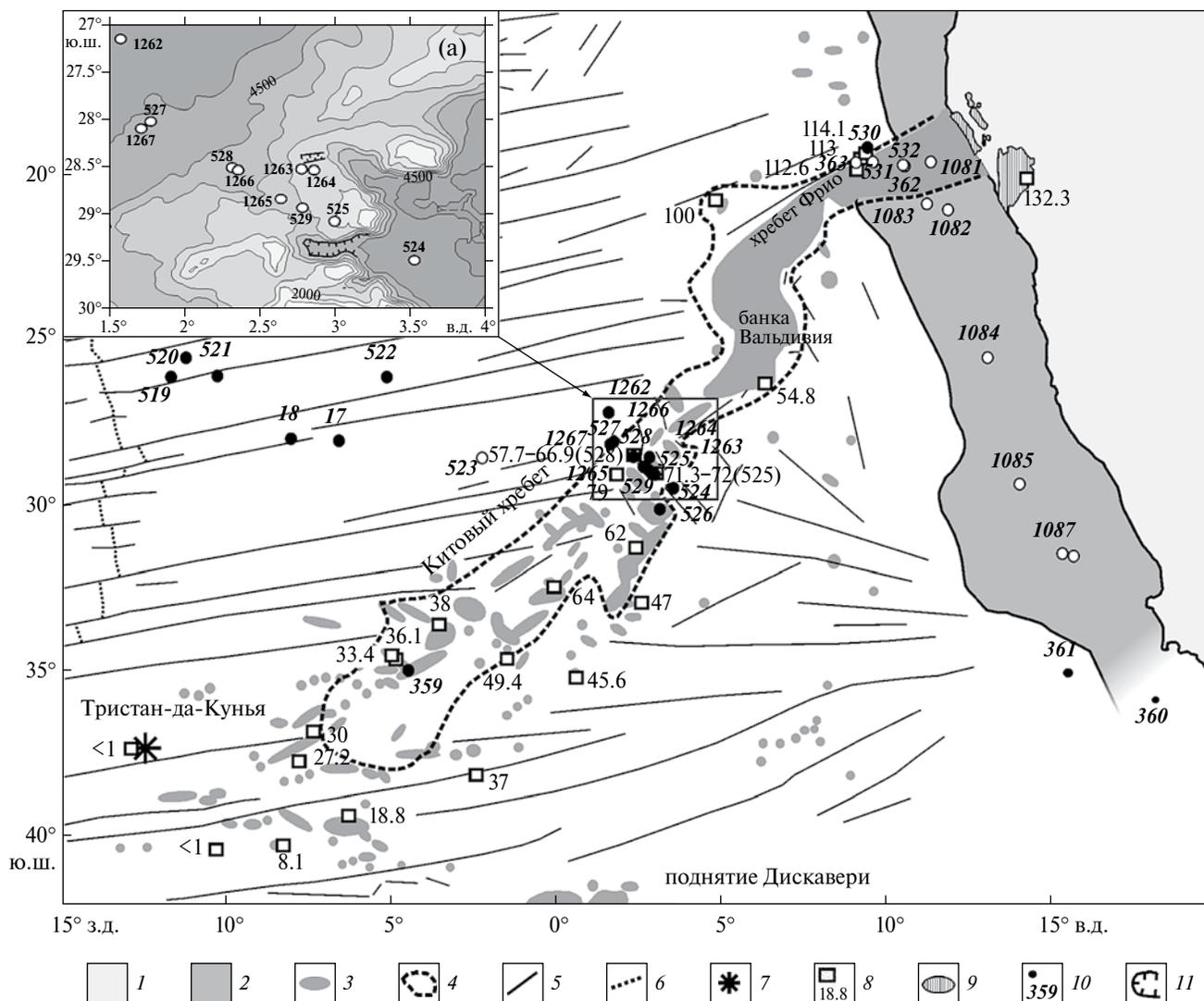


Рис. 1. Геологическая карта-схема Китового хребта по [1, 5, 32, 34] с дополнениями. 1 – Африканский континент; 2 – область шельфа и континентального склона; 3 – вулканотектонические поднятия, хребты и отдельные вулканические постройки; 4 – граница подножия Китового хребта; 5 – линейменты (преимущественно трансформные разломы); 6 – ось САХ; 7 – острова; 8 – точки с известным абсолютным возрастом вулканических пород (млн лет), показаны цифрами [32, 34]; 9 – вулканы провинция Этендека; 10 – скважины глубоководного бурения DSDP и ODP, 11 – упомянутые в тексте подводные каньоны и каналы (внемасштабное отображение) по [10]. Врезка – центральная часть Китового хребта.

пеплы (пирокластика), лавокласты, лапилли, вулканические брекчии (содержание вулканического стекла в группе более 50%); 2 – вулканокластоосадочные образования (вулканические глины и пески с содержанием вулканического стекла менее 50%) (таблица). Отмечены редкие прослои, содержащие цеолитизированные и палагонизированные вулканические стекла (так, грубообломочный конгломерат в верхнемеловых осадках скв. 525 содержит 90% палагонита).

Возраст слоев вулканокластического материала рассчитывался по скорости накопления осадков с использованием биостратиграфических данных и геомагнитных маркеров, опубликованных в отчетах. Оттуда же брались данные по относительному

возрасту вулканических хребта (аппроксимация по данным магнитных аномалий). Использовались также выборки данных из работ [9, 32, 34], где приводятся датировки образцов вулканических пород, полученных при анализе зерен полевых шпатов и биотита аргон-аргоновым методом. Химический состав вулканокластического материала брался из опубликованных источников.

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНОКЛАСТИКИ

Наибольшее количество вулканокластических прослоев было вскрыто в осадочном чехле центральной части хребта в скважинах 524–527,

Мощности и состав вулканокластических отложений с учетом данных smear-слайдов [16, 17, 27–30, 37–42]

Статистические характеристики	Пирокластика (группа 1)	Вулканокласто-осадочные прослои (группа 2)
Признаки выделения:		
1. Литологические описания	пеплы, вулканические глины, пески, илы, лаво-класты, брекчии	вулканические глины, пески, илы, алевриты и т.д.
2. Содержание вулканического стекла (%)	> 50	< 50
Средняя мощность, м	0.19	3.6
Дисперсия по мощности	0.5	18.9
Максимальная мощность, м	3.5	19
Минимальная мощность, м	0,01	0.01
Количество прослоев	30	61
Встречаемость минералов в прослоях (%) от их общего количества		
Вулканическое стекло	100	100
Глинистые минералы	74	74
Нанопосидии	63	63
Кварц	47	47
Fe/Mn оксид	32	32
Полевой шпат	32	32
цеолиты, палагониты	37	21
опока	16	16
глауконит		16
Акцессорные минералы	10	11

1262–1267, в прикорневой северо-восточной (скв. 530) и западной частях (скв. 359) данный материал встречается реже (рис. 2). Основная часть пирокластики сосредоточена в палеоцен-эоценовых толщах. Вулканические брекчии и лапилли вскрыты вблизи границ фундамента и по стратиграфическому разделению имеют близкий к нему возраст (мел–палеоцен) (скважины 528, 525, 529). В неоген–четвертичных горизонтах пирокластика встречается редко, там доминируют вулканокласто-осадочные образования (преимущественно глины с содержанием стекла от 20 до 50%).

Мощности вулканокластических прослоев сильно различаются: повышенные мощности характерны для вулканокласто-осадочных отложений, включая вулканические турбидиты и брекчии, в то время как для пирокластической группы этот показатель низок (таблица). Небольшая дисперсия мощностей пирокластических прослоев по сравнению с вулканокласто-осадочной группой указывает на генетическую однородность пирокластики с точки зрения времени формирования слоев. Пачки миоценовых вулканических глин в скв. 530 в северо-восточной части Китового хребта с мощностью 10 м и содержанием стекла 68–70%

и залегающая ниже по разрезу керна толща осадков мощностью 88 м с содержанием стекла 30–78% [16], не учитывались при определении усредненных характеристик (мощность, дисперсия мощности) по причине своей исключительной мощности, но они учитывались при общем подсчете слоев как два прослоя.

Текстуры прослоев вулканокластики практически не отмечаются в первичных литологических описаниях. Фотографии кернов скважин не позволяют ее точно выделить не только из-за качества фото, но и из-за наличия многочисленных следов биотурбации. В ряде случаев отмечена четкая обратная сортировка зерен. В осадках скважин, пробуренных у подножия склона хребта и африканского континента (скважины 524, 530), пирокластические прослои вскрыты в вулканических брекчиях и турбидитных отложениях и обладают схожими с ними оползневыми, косослоистыми текстурами [16]. В олигоцен-неогеновых горизонтах вулканический материал часто представлен линзами, комками неправильной формы с размытыми границами и следами биотурбации.

Главным маркером вулканокластических образований является вулканическое стекло, содержание

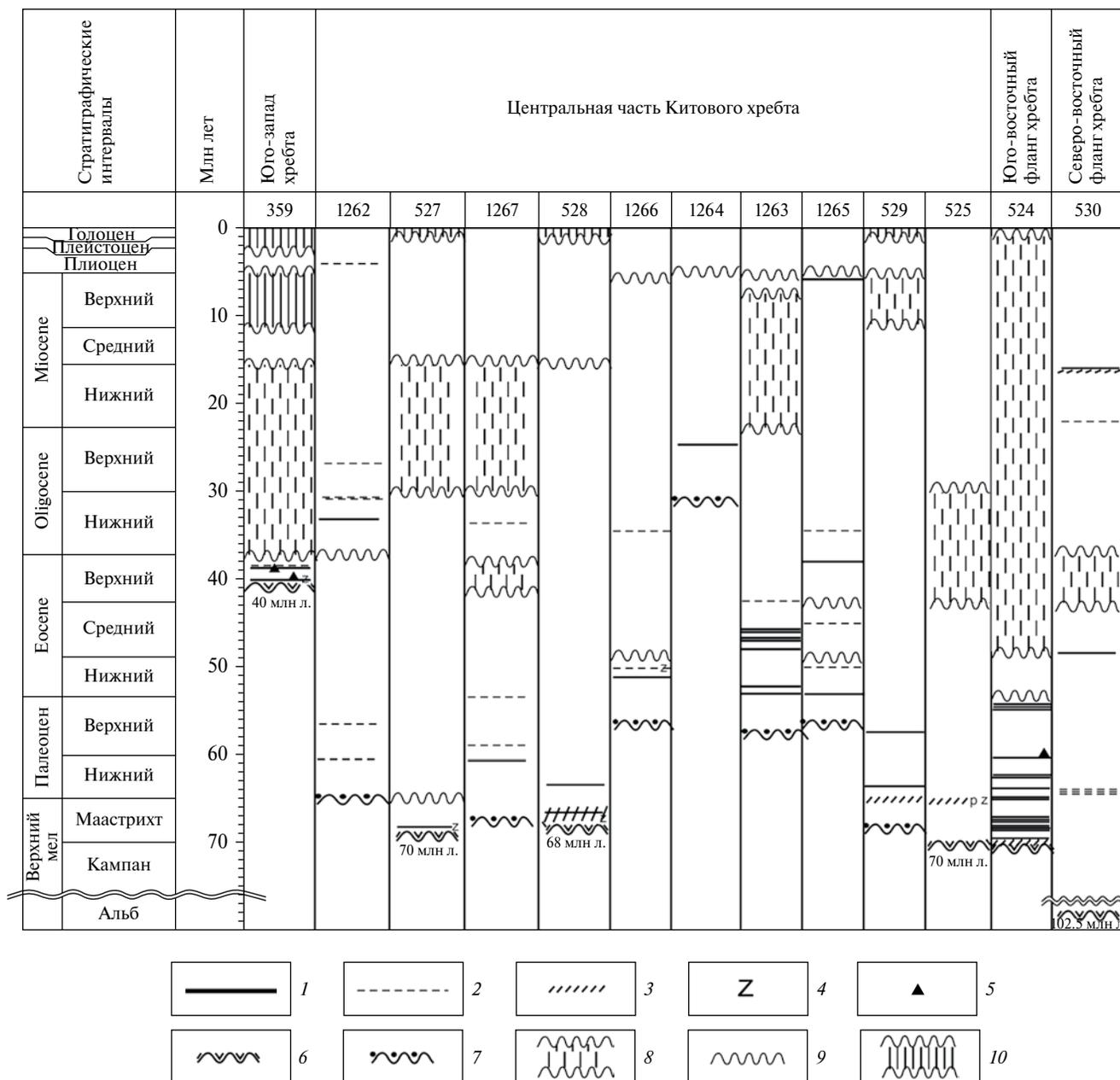


Рис. 2. Распределение вулканокластических прослоев в осадочной толще Китового хребта по данным глубоководного бурения DSDP и ODP. 1 – прослои с содержанием вулканического стекла свыше 50% (пирокластика), 2 – прослои с содержанием вулканического стекла ниже 50%, 3 – лавокласты, обломочные вулканокластические образования, 4 – цеолиты, 5 – обломки пемзы, 6 – скважина остановлена в вулканическом фундаменте, 7 – скважина остановлена в осадках, 8 – интервалы перерывов в осадконакоплении, 9 – неровные границы размыва, 10 – интервалы, перебуренные без отбора керна

которого в прослоях колеблется от 10 до 90%. Кроме него в состав вулканокластического материала входят также глинистые минералы, биогенные элементы (нанофоссилии, фораминиферы и др.), минералы терригенной группы (кварц, полевой шпат). Кварц, один из маркеров эолового разноса, встречается почти в половине вулканокластических проб. Реже встречены полевые шпаты; их распределение по скважинам региона отличается своими особенностями, о чем будет сказано ниже. Большую долю

в вещественном составе вулканокластики составляют глинистые минералы, которые являются, как правило, маркером терригенного разноса. Маркеры преобразования стекла (цеолиты и палагониты) чаще фиксируются в незначительных количествах в первой (пирокластической) группе, (37% от общего количества прослоев), нежели во второй (21%) (см. таблицу). Среди глинистых минералов в качестве продукта изменения стекла часто фиксируются смектиты [16, 17, 24]. В качестве аутигенных минералов в

составе пеплов фигурируют кальцит, доломит, микрит, опока. Они содержатся в незначительных количествах проб и могут отражать процесс изменения осадков. В пеплах центральной части хребта встречены нодулы железо-марганцевых включений, часто являющимися маркерами гемипелагических условий осадконакопления. В состав ряда прослоев пепла входит также глауконит – показатель граничных условий между окислительными и восстановительными зонами в осадках. Он отмечен в древних переотложенных пеплах (эоцен, палеоцен) скв. 524 [17].

Размерность обломков пироклаستيку в основном меняется от алевритовой до пелитовой¹ (рис. 3а). Единичные пирокластические псаммитовые прослои мел-палеоценового возраста в скважинах 524 и 530 представлены вулканическими пеплами и вулканическими турбидитами с характерной косослоистой текстурой переотложения течениями.

Анализ вещественного состава вулканокластик хребта указывает на возможность участия в формировании пирокластических прослоев материала эолового разноса (кварц, глинистые минералы и т.п.), что очень важно для последующей оценки ее объема в осадках хребта. Наличие в прослоях пепла Fe/Mn оксидов показывает, что значительная часть пирокластики образовалась в гемипелагических условиях при низких скоростях осадконакопления.

Данные о химическом составе вулканических стекол из туфов скв. 359, вулканических турбидитов скв. 530 (см. рис. 3б) и вулканических пород фундамента хребта представлены на рис. 3б, где также нанесены поля вулканитов древней провинции Этендека, современной “горячей точки” Тристан (о. Тристан-да-Кунья и о. Гофф, как вероятных источников пеплов хребта. На диаграмме видно, что нижнемеловые континентальные породы африканской провинции Этендека по степени щелочности соответствуют нормальному и субщелочному ряду и имеют признаки дифференциации химического состава вплоть до кислых разностей. Миоцен-современные вулканиты островов Тристан-да-Кунья и о. Гофф, представленные базальтами, базанитами, тефритами, отражают эволюцию пород щелочного ряда с высоким содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (от 4 до 6%). Вулканические породы Китового хребта сильно дифференцированы, что отражается в большой дисперсии содержания MgO , Cr , Ni [14, 33, 35, 40]. Они занимают на диаграмме промежуточное положение от базальтов к трахибазальтам и базанитам. Используя

¹ Здесь и далее русское название гранулометрических фракций условное, т.к. при определении гранулометрического состава вулканокластик в отчетах DSDP и ODP использовалась шкала Вентсворта.

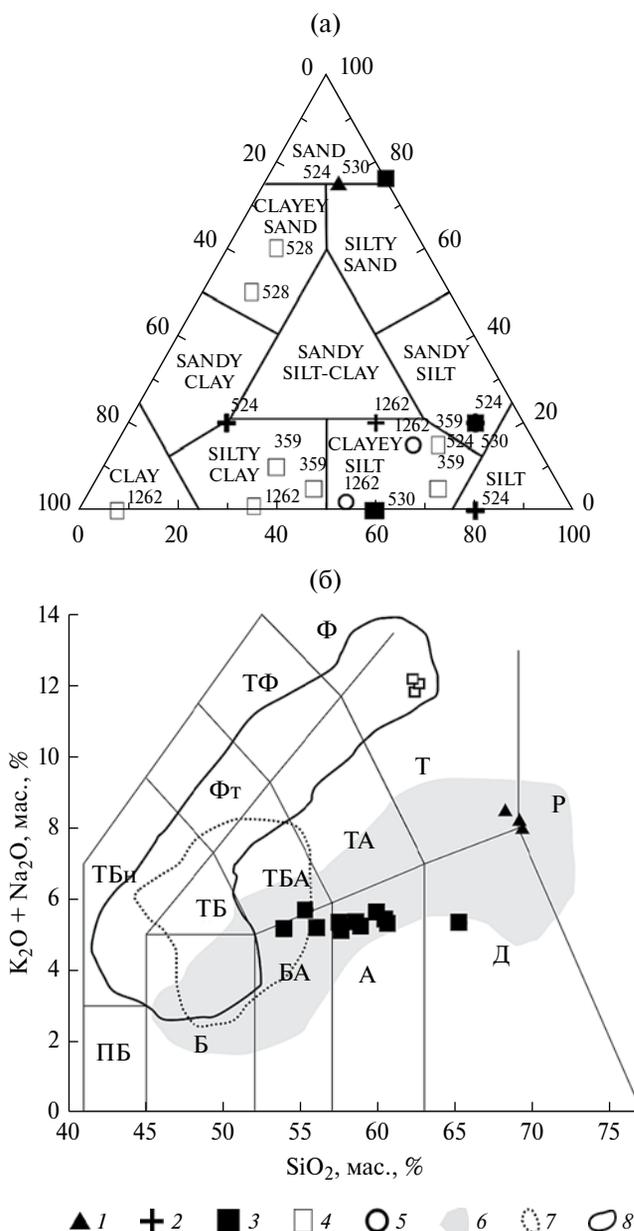


Рис. 3. Состав вулканокластик Китового хребта по данным глубоководного бурения [14, 16, 26 – 30, 43 – 47, 48]. (а) – гранулометрическая триангуляционная диаграмма Шеппарда, (б) – классификационная диаграмма SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) по [20]. Состав вулканокластик скважин 530 и 359 по [13, 39]. 1 – пемза; 2 – пирокластика (> 50% вулканического стекла); 3 – вулканические брекчии; 4–5 – вулканокласто-осадочные прослои (< 50% вулканического стекла): 4 – вулканические глины, 5 – вулканические глины с содержанием кварца > 30%; 6–8 – поля вулканических пород: 6 – вулканиты провинции Этендека по [25], 7 – вулканические породы Китового хребта (скв. 524, 530, 525, 527, 528) по [13, 14, 23, 33, 35, 40], 8 – вулканиты о. Тристан-да-Кунья и Гофф по [21, 23, 34].

ряд известных отношений микроэлементов, приведенных в работе Виевера [41], мы сравним ряд особенностей выплавления базальтов центральной части Китового хребта, вулканитов “горячей

точки” Тристан (о. Тристан-да-Кунья) на западе хребта и континентальных базальтов провинции Этендека, генетически связанных с раскрытием Гондваны. По содержанию Ce/Pb (15–20) дифференцированные базальты хребта занимают пограничное положение между базальтоидами островов Тристаном-да-Кунья и Гофф ($\text{Ce/Pb} > 18$) – с одной стороны и континентальными платобазальтами провинции Этендеки ($\text{Ce/Pb} < 18$) – с другой. Близкие к примитивным базальты скважинами 527 и 528 ($\text{MgO} > 6\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 5\%$), где содержание Ce/Pb меньше 20, близки к полю аналогичных базальтов Этендеки. По степени обогащения микроэлементами, степени и глубине плавления вулканы центральной части Китового хребта отличаются от океанических базальтов типа MORB (базальты срединно-океанических хребтов) и от базанитов о. Тристан-да-Кунья: по величине отношений Ce/Y глубина выплавления базальтов Китового хр. и траппов Этендеки несколько меньше ($\text{Ce/Y} < 2.5$), чем у базальтов о-ва Тристан-да-Кунья (Ce/Y от 1.08 и < до 4.73).

В скв. 359 в осадках верхнего эоцена вскрыт прослой щелочного (трахитового) туфа, сходного с неогеновыми вулканидами о. Тристан-да-Кунья и о. Гофф [14]. В разновозрастных осадках эоцена присутствует также кислая риолитовая пемза. Наличие туфов в скв. 359 отражает активность эксплозий в верхнем эоцене щелочных глубинных расплавов, связанных с горячей точкой Тристан. Вулканический материал базальт-андезитового состава представлен миоценовыми вулканическими турбидитами скв. 530. По содержанию кремнезема и суммы щелочей он близок к полю вулканидов провинции Этендека (рис. 3б). Это согласуется с палеогеографическими реконструкциями Фюттерера [14, 43], где поступление терригенных осадков в этом месте в мел-палеоценовое время контролировалось как склоновыми потоками и размывом вулканических пород хребта, так и выносом палеореками материала из удаленных районов континента, включая провинцию Этендека.

ИСТОЧНИКИ ВУЛКАНОКЛАСТИКИ

Выделение локальных (местных) и дистальных пеплов необходимо в работе для оценки роли хребта в качестве их источника, т.к. наличие тонкой пирокластике в осадках хребта не обязательно может быть свидетельством его вулканической активности. Это связано с тем, что тонкие (пелитовые) пеплы могут быть привнесены издалека с дистальных источников: с континента, с удаленного источника вулканизма заметную роль должен играть эоловый разнос, который может формировать масштабные ареалы пеплопадов большой площади. При

транспортировке вулканического материала течениями и подводными склоновыми потоками ареал распространения более сужен и имеет свою специфику. Анализ распределения прослоев вулканоластике в совокупности с анализом геофизических данных позволяют определить доминирующее влияние одного из типов источника на примере ряда прослоев пепла в центральной части хребта. Для этого необходимо изучить условия осадконакопления в изучаемом регионе.

Имеется ряд профилей непрерывного сейсмического зондирования центральной части хребта [11, 37] с указанием основных границ, которые позволяют сделать стратиграфическую привязку пирокластических горизонтов. Это дает представление об истории и условиях формирования вулканоластических толщ и возможных источниках вулканического материала. Изучение нескольких ключевых профилей показывает ряд расположенных над фундаментом рефлекторных горизонтов, датированных границами основных стратиграфических отделов: мел-палеоцен, палеоцен-эоцен, эоцен-олигоцен; отдельно выделяется толща осадков возраста среднего миоцена [10, 37]. Эти горизонты отражают основные смены условий осадконакопления в регионе, связанные с повышением уровня моря, изменением гидродинамической обстановки. Часть вулканоластических прослоев сосредоточена именно в них, что указывает на большую вероятность их происхождения в результате размыва местных вулканических пород. Осадочный чехол в центральной части хребта (рис. 4) характеризуется горизонтальным субпараллельным залеганием толщ осадков и осложнен структурами сжатия и деформации, которые можно объяснить результатом спрединга и оползневыми процессами. Спрединговое сжатие особенно заметно на гребне хребта (рис. 4а). На склоне хребта (рис. 4б) отмечены структуры протыкания – диапиры, состоящие по данным сейсмопрофилирования и бурения из уплотненных биогенных илов палеоцен-эоценового возраста, секущие неогеновые отложения. К северу от скважин 1263 и 1264 наблюдается глубокий каньон, осадочная толща которого осложнена вертикальными разрывами и складками. Под осадочным чехлом северного склона этого каньона располагается локальное поднятие фундамента. Южнее скв. 525 также присутствует выход фундамента, к которому примыкает ряд наклонных рефлекторов (рис. 4а). Он может быть источником вулканогенного конгломерата и вулканоластике, вскрытой в верхнемеловых отложениях скв. 525. Надо отметить, что подобная ситуация наблюдается и в западной части хребта [14], где источником пеплов в эоцене была подводная гора, рядом с которой пробурена скв. 359.

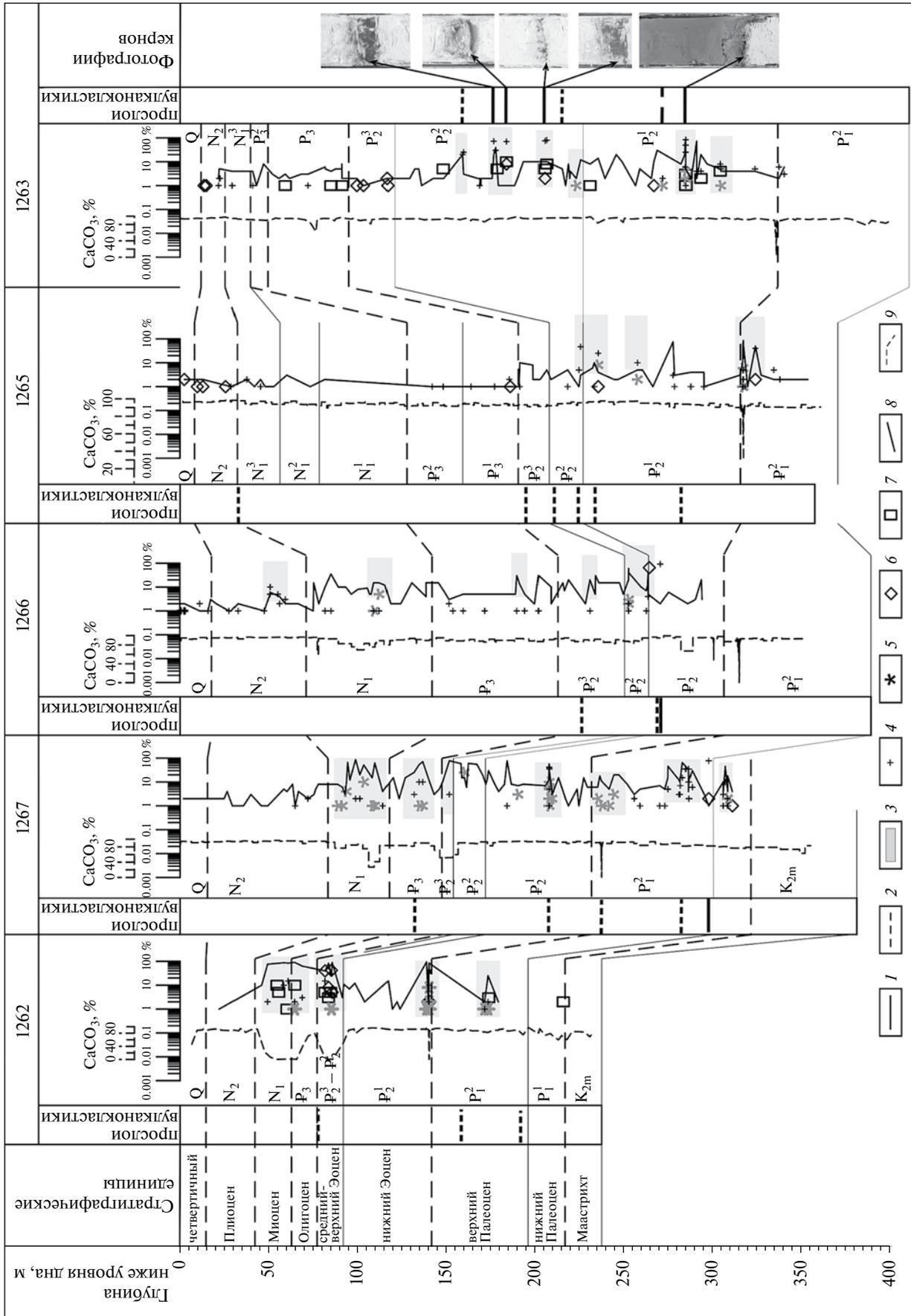


Рис. 5. Состав осадков центральной части хребта по данным смер-слайдов по [43–48]. 1 – пирокластические прослой (> 50% вулканического стекла); 2 – вулканокласто-осадочные прослой (< 50% вулканического стекла); 3 – интервалы, упомянутые в статье; 4–8 – минералы в осадках по данным смер-слайдов (%): 4 – вулканические стекла, 5 – цеолиты, 6 – кварц, 7 – полевые шпаты, 8 – содержание глинистых минералов; 9 – содержание CaCO₃. Стратиграфические горизонты обозначены буквенными символами. Фотографии кернов по [44].

Выделяются несколько этапов формирования осадочных толщ Китового хребта, связанных с тектоническим развитием Южной Атлантики. Позднеюрский-меловой этап характеризуется формированием рифтовых прогибов и образованием глубоководных Ангольской и Капской котловин. В позднем мелу в регионе начали формироваться морские условия накопления осадков, близкие к современным. Палеогеографические реконструкции центральной части Китового хребта, выполненные в работе Мура и Рабиновича [26], показывают, что в это время Китовый хребет мог представлять собой мелководный архипелаг, большей частью скрытый под водой. Это подтверждается наличием на границе мел/палеоцен шельфовых отложений и шельфовой фауны в скважинах 362, 526, 529, 525, 530 [26]. В центральной части Китового хребта ряд участков поднимался практически к поверхности моря или выше (скв. 526). Для осадочных толщ данного возрастного интервала характерны терригенные осадки: конгломераты, брекчии, аргиллиты с высоким (более 50%) содержанием вулканического материала. Вулканокластический материал часто поступал в осадки как с эродированных склонов, так и в результате эрозии вулканических пород фундамента. У подножия центральной части хребта на юго-восточном склоне отмечено несколько подводных каньонов с характерными для них конусами выноса; на выходе одного из каньонов, имеющего южное – юго-восточное простирание и перепад высот склонов свыше 2 км, расположена скв. 524 [17]. Мел-палеоценовые пирокластические прослои, вскрытые данной скважиной, залегают в мощной пачке биогенного ила и аргиллита, которая содержит также многочисленные песчаные прослои с вулканическим стеклом (10–20%). А содержащая вулканокластику осадочная толща у северо-восточного склона корневой части хребта (скв. 530) характеризуется ярко выраженной слоистой текстурой [16] и представляет собой преимущественно прослои турбидитов. В центральной части хребта в палеоценовых осадках скважинами 525, 527 и 529 вскрыты перекрывающие базальтовый фундамент вулканические брекчии.

В палеоцене на фоне продолжающегося раскрытия Южной Атлантики происходит погруженные блоков земной коры Китового хребта. Соответственно изменяется состав осадков: с повышением уровня моря осадки хребта характеризуются более тонким составом обломочного материала. В центральной части хребта преобладают уже морские батинальные фации карбонатных осадков (кокколитовые и фораминиферо-кокколитовые илы) [26].

В раннем эоцене глубина океана в районе центральной части Китового хребта в районе скважин

527, 528 превышала 1400 м [15, 26]. Однако гребень хребта все еще отличался мелководными условиями: в районе скв. 525 расчетная палеоглубина составляет менее 500 м [15]. В скв. 1263 в эоценовых горизонтах вскрыты 6 слоев пепла возрастом 52–44 млн лет. Эти прослои подробно не изучались, и определить характер пеплов (дистальный или локальный) затруднительно. Но мы можем привести ряд косвенных доказательств в пользу локальных источников (не эолового разноса) для этих прослоев. Возможным источником, по данным сейсмического профилирования, может являться поднятие фундамента к северу от скв. 1263, примыкающее к склону каньона: на это указывают деформированные рефлекторы эоцен-олигоценых осадочных горизонтов, протягивающиеся к северу от скважин 1264 и 1263 и присутствующие в осадочном чехле канала (рис. 4а). Следующим доказательством в пользу местного источника являются данные по смер-слайдам кернов скважин и текстуре слоев, показанные на рис. 5. Условия накопления частично отражаются в текстуре пеплов скв. 1263: основная часть прослоев вулканокластике представлена линзами, комками с неровными границами (рис. 5). Вызывает интерес самый нижний прослой, который является базальной границей между биогенными илами и глинистыми (более темными) отложениями (рис. 5). Увеличение минералов терригенной группы в вещественном составе осадков может объясняться, в первую очередь, поступлением материала с суши (в нашем случае это эоловый разнос) или же в результате интенсивного размыва ближайших выходов пород фундамента. Это иллюстрирует проведенное сравнение распределения маркеров терригенного разноса: кварц, полевых шпатов и глинистых минералов. Они представляют собой терригенную группу и могут быть маркером, как эолового разноса, так и переноса течениями. На рис. 5 видно, что они в ряде случаев (выделено серым цветом) соседствуют с вулканическим стеклом, что может указывать на их общий генезис. Наличие полевых шпатов как в осадочной толще, так и в самих вулканокластических прослоях отмечено только для скважин 1262 и 1263, остальные скважины их практически не содержат. А при участии эолового разноса в формировании этих пеплов, его маркеры, включая и полевой шпат, в полной мере присутствовали бы и в осадках соседних скважин. Следовательно, это не дистальные эоловые пеплы, их источник является локальным, расположенным рядом со скв. 1263. Сейсмический профиль GeoB01-035 указывает на такой источник и для вулканокластике скв. 1262. Это соседнее со скважиной поднятие фундамента (рис. 4б). Предположение о размыве местных вулканических пород косвенно подтверждает факт наличия полевых шпатов в палеоценовых пеплах скважин 525,

524, 530, во вмещающих осадках которых как раз присутствуют признаки переотложения течениями [16, 17, 27].

Вызывает интерес природа эоцен-олигоценового пеплового прослоя в скв. 1262. Эта скважина расположена у подножия северного склона центральной части хребта. На сейсмопрофиле видно, что горизонт, содержащий пачку миоценовых глин с прослоем пепла, прилегает к склону гайота, расположенного западнее этой скважины (рис. 46). Судя по структуре его осадочной толщи, он испытал поднятие в олигоцен-миоценовое время, т.к. миоцен-четвертичный горизонт (выше маркера 2) характеризуется субгоризонтальным залеганием (рис. 46). Вмещающий прослой пепла рефлекторный горизонт фрагментарно прослеживается на более чем 20 км к востоку и осложнен рядом структур протыкания, которые образовались после формирования данного горизонта. Сам пепловый прослой имеет мощность меньше 5 см, характеризуется комковатой текстурой, достаточно четкими границами. Он мог быть как результатом эолового разноса, так и результатом переотложения склоновыми потоками. В пользу первой версии (эоловый разнос) говорит изменение со временем текстуры и состава осадков в этом керне. Так, в залегающих ниже горизонтах палеоцена (рис. 46, маркеры 4 и 5) скв. 1262 вскрыты глины и вулканокластоосадочные отложения, имеющие комковатую структуру — явный признак действия подводных течений (рис. 56). Кроме того, в этих слоях зафиксирован полевой шпат (2–10%) [43]. Рефлекторные горизонты, отражающие эти прослои, фрагментарно примыкают к склону гайота. Вмещающие же олигоценовый прослой пепла 10-м вулканические глины и вышелегающий миоцен-четвертичный горизонт (рис. 46, маркер 1) имеют уже гомогенное строение, свидетельствующее о более спокойной гидродинамической обстановке. Это подтверждают также и палеогеографические реконструкции: глубина в районе скв. 1262 в миоцене была уже больше 2000 м. Генезис этих глин сложен. С одной стороны увеличение в керне содержания глинистых минералов в этом случае является результатом резкого уменьшения доли биогенной карбонатной составляющей вследствие проникновения сюда холодных антарктических вод и увеличением растворимости карбонатного материала (рис. 5). С другой стороны, на этот процесс мог накладываться локальный терригенный снос, в этих глинах также присутствуют полевые шпаты (до 10%). Однако в самом прослое миоценового пепла их нет. Такое отличие от вмещающих осадков подводит к выводу, что эоловый перенос в качестве первопричины накопления здесь более уместен. Однако дальнейший поиск источника эолового разноса сталкивается с рядом трудностей. Известно, что главным

фактором ветрового переноса в Южной Атлантике является Южно-Атлантический барический максимум, который формирует систему пассатов в Южной Атлантике. Поэтому современная роза ветров над побережьем Южной Африки и прилегающей части Атлантики имеет, преимущественно, северное, северо-западное направления. Подобный разнос мог существовать в палеоцен-эоценовое время у берегов Южной Африки. По данным палеореконов Южно-Атлантический барический максимум уже в то время был сформирован и мог явиться причиной ветров северо-западного направления, несущих кварц, глинистые минералы и частицы вулканического стекла с африканского континента [22]. Подобный эоловый перенос участвовал в формировании песков пустыни Намиб более 40 млн лет назад [8]. Но мог ли он быть причиной накопления пирокластики в осадках Китового хребта и накопления полевых шпатов в осадках скважин 1262, 1263? Анализ мелких фракций осадков центральной части хребта в работе Николо и Дикенса [31] указывает на существенную долю эолового материала (до 37%) на гребне хребта (скв. 1263) по сравнению со склоном (скв. 1267), где доминирует гемипелагический материал. Доминирующее влияние эолового разноса в работе представлена резким увеличением мелкоалевритовой фракции осадков, что отражается на увеличенном пике кумулятивных кривых. При гемипелагических условиях пик более сглажен. К сожалению, данные по гранулометрическому составу пеплов скв. 1263 отсутствуют, и определить, к какому типу переноса относится вулканическое стекло в пеплах, не представляется возможным. Найти аналогичные разновозрастные прослои пеплов на шельфе Южной Африки затруднительно: скважины, расположенные к югу от хребта, не добурились до палеогеновых горизонтов. Кроме того, не были обнаружены разновозрастные пепловые прослои и на континенте. Хотя щелочной палеогеновый вулканизм в Южной Африке имел место [10, 18], данных о нем пока недостаточно.

Но надо отметить, что вероятность восточного и северо-восточного направления эолового разноса в эоцене с западной части хребта также существует, вследствие того, что Южно-Атлантический барический максимум на тот момент еще не достиг своих современных значений из-за незначительных градиентов нагрева поверхности океана [4]. Поэтому направление ветров могло быть неустойчивым. Однако и в этом случае, эоловый разнос должен был отразиться на формировании пеплов не только в этих двух скважинах.

Подводя итог поиску возможных источников вулканокластики в центральной части хребта можно отметить, что природа большинства источников пирокластики в верхнем мелу и палеоцене

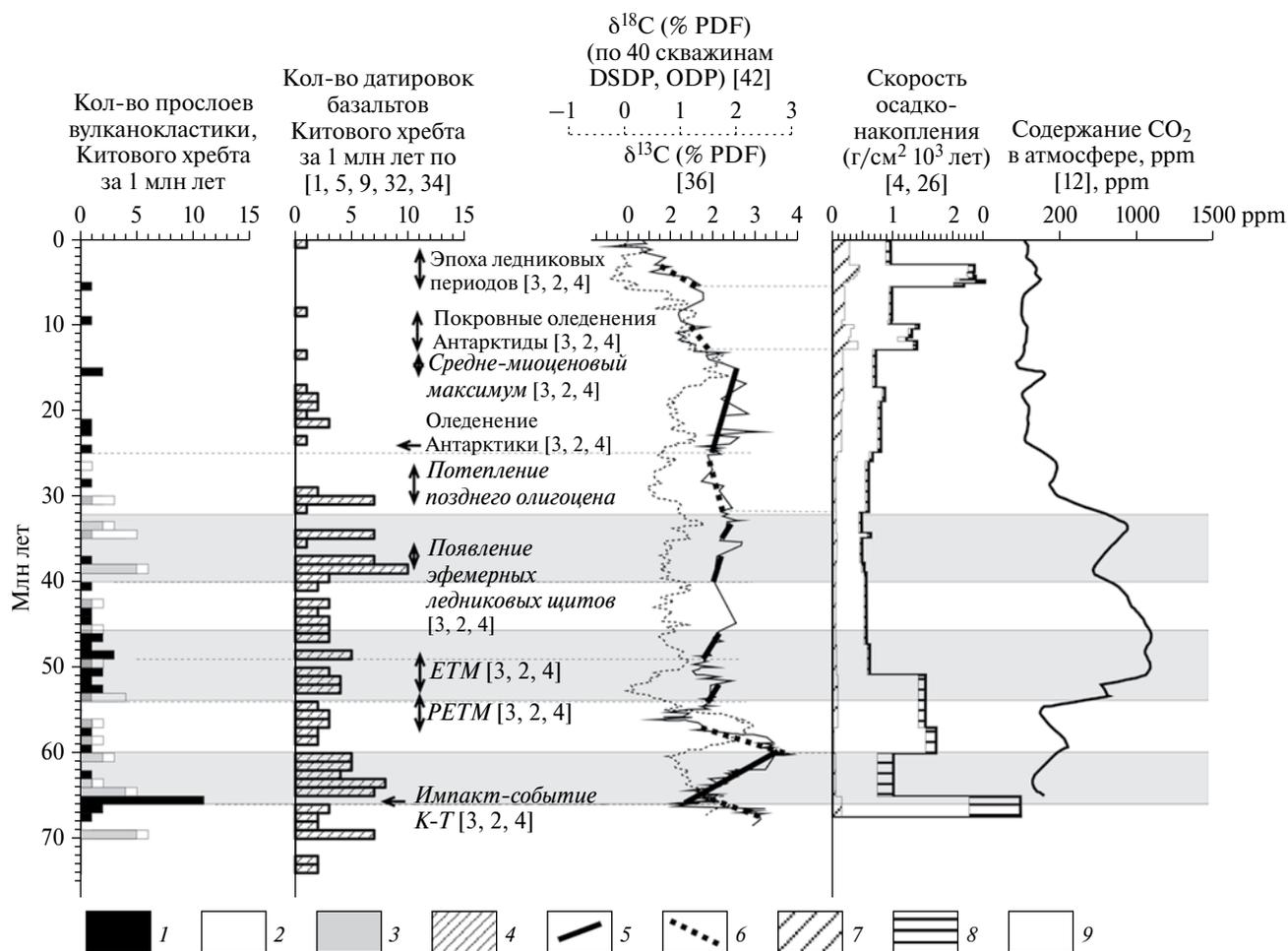


Рис. 6. Распределение вулканокластики Китового хребта и палеоусловия ее накопления. 1–3 – вулканокластические прослои: 1 – пирокластика (>50% вулканического стекла), 2 – вулканокласто-осадочные прослои (<50% вулканического стекла), 3 – горизонты вулканокластики без вещественного состава; 4 – датировки возраста вулканического фундамента [1, 5, 9, 32, 34], 5 – положительный тренд содержания изотопа ^{13}C в осадках, 6 – отрицательный тренд содержания изотопа ^{13}C в осадках [36, 42], 7 – грубозернистый (> 63µ) материал в осадках океана, содержащий фораминиферы [26], 8 – мелкозернистый (алевритовый и пелитовый) (< 63µ) материал, содержащий наннофоссилии [26], 9 – материал не разделенный по фракциям [26]. PETM – палеоцен-эоценовый термальский максимум, ETM – эоценовый термальский максимум.

сомнений не вызывает: это местные выходы фундамента и подводные горы-вулканы. В эоцене и олигоцене эта картина также могла иметь место. В центральной части хребта (скв. 1263) есть признаки тектонических подвижек и признаки вулканизма в виде прослоев пепла, возраста 52–44 млн лет.

ДИНАМИКА ВУЛКАНИЗМА КИТОВОГО ХРЕБТА

Нами было проведено сравнение стратиграфического распределения прослоев вулканокластики с известными датировками пород фундамента хребта (определение возраста аргон-аргоновым методом по кристаллам полевого шпата, биотита) [32, 34] и основными факторами, влияющими на седиментогенез в регионе (рис. 6). Временные интервалы

с максимальными концентрациями пеплов в принципе совпадают с таковыми по датировкам базальтов: наиболее крупные циклы (выделены на рис. 6 серыми прямоугольниками) 66–60, 54–45, 40–32 млн лет. Динамика накопления вулканокластики со временем становится менее интенсивной, что также соответствует уменьшению количества датировок базальтов. Это подтверждает идею о том, что в палеогене источником значительной части пирокластического материала могли быть вулканические породы Китового хребта. В первую очередь, это касается верхнемеловых и палеоценовых горизонтов, где вскрыта значительная часть пирокластического материала. Начиная с верхнего эоцена, в осадках хребта преобладают вулканические глины с содержанием стекла менее 50%. Скорее всего, они являются результатом размыва течениями выходов пород фундамента, но для более основательного вывода не хватает данных.

Дать предварительную оценку объема вулканокластического материала возможно, основываясь на данных литологического описания и сейсмопрофилирования. Данные по мощностям прослоев берутся из таблицы. Протяженность рефлекторов с прослоями вулканокластики, судя по сейсмическим профилям, достигает 5–10 км. Если считать в качестве источников пирокластики местные вулканы, взяв площадь вулканического фундамента Китового хребта (~ 300 тыс. км²) и среднюю суммарную мощность пирокластических прослоев 6 м (0.2 м \times 30 слоев), а остальной вулканокластики – 220 м, то средний объем эксплозивного вулканического материала Китового хребта в мелу и палеоцене должен быть выше 30 тыс. км³. Эта цифра явно занижена, т.к. при подсчете учитываются не все вулканокластические осадки, а только на изученных бурением участках. В остальных же районах хребта осадочные толщи не изучались, а это более сотни тысяч квадратных километров в западной части хребта с большим количеством гайотов и подводных гор. Наши подсчеты сопоставимы с объемами вулканических осадков у побережья Намибии, которые приведены в работе М. Кукулуса: по его оценкам только в районе, прилегающем к корню Китового хребта на склонах Капской котловины, объем вулканических осадков составляет около 44 тыс. км³ [19]. Поэтому можно предположить, что общий объем всей вулканокластики на всем Китовом хребте будет существенно выше. И если допустить, что в кернах скважин могут находиться и пеплы эолового разноса (как показано для скв. 1262), то вполне возможно увеличение ареалов и объемов пирокластики. При этом полученная нами цифра вполне сопоставима с объемом пирокластического материала, выброшенного вулканами Карибского бассейна в палеоцен-эоценовое время (около 27 тыс. км³) [13].

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА КЛИМАТ

Известно, что вулканизм оказывает влияние на ряд основных климатообразующих процессов. С одной стороны, обильное и длительное поступление в атмосферу большого количества углекислого газа вулканического происхождения может быть катализатором процессов, приводящих к потеплению. С другой стороны, однократный выброс большого количества пирокластической пыли и аэрозолей приводило к запылению атмосферы и понижению средней температуры воздуха. Примерами таких воздействий являются пароксизмальные извержения вулканов Кракатау, Катмай, после которых температура воздуха снижалась на доли градуса. Мы провели сравнение динамики накопления вулканокластического материала с изменениями основных климатических маркеров

и скоростью осадконакопления в регионе (рис. 6). В кайнозойский период происходит смена теплого климата мезозоя на более холодный плейстоцен–современный. На фоне похолодания наблюдался ряд климатических событий, которые, как уже отмечалось выше, выражены протяженными рефлекторными горизонтами в осадочной толще хребта. Наиболее крупные из них: палеоцен-эоценовый термальный максимум (РЕТМ) на границе палеоцена-эоцена (55 млн лет), эоценовый термальный максимум (ЕТМ), средне-миоценовый оптимум. Эти периоды характеризуются резким повышением температуры, сменой биоты в океане и в ряде случаев скачком биопродуктивности, они находят свое отражение в динамике содержания изотопов кислорода и углерода в осадках скважин 525 и 528 [36]: характерные минимумы на кривой ¹³С на границе мел-палеоцен, в момент РЕТМ и нижнего эоцена (ЕТМ) (рис. 6). В качестве причин изменений палеогеографической обстановки, как правило, выделяют абиотические факторы, связанные с циклами прецессии земной оси (традиционно это рассматривается в качестве одного из спусковых механизмов плиоцен-четвертичной эпохи оледенений), с тектоникой и с изменением уровня океана. Факторы, связанные с повышенной биопродуктивностью океанских вод и формированием запасов газогидратов в осадках океана, также играют важную роль. Так, генезис пиков потеплений (РЕТМ, ЕТМ) до сих пор является предметом дискуссий: резкое увеличение выделения метана из океанских газогидратов в атмосферу способствовало потеплению и отрицательному экскурсу ¹³С в осадках. Ряд исследователей в качестве катализатора выделения метана из газогидратов предполагает считать вулканизм или импакт-события мел-палеоценового и эоцен-олигоценевого периодов [2, 42]. Сменяющиеся термальные максимумы эпохи похолодания обычно связывают с постепенным оледенением Антарктиды, которое привело к распространению на север холодных придонных антарктических вод, что в свою очередь повлияло на гидродинамический режим Атлантики и формированию современной системы течений. Эти процессы влияли и на формирование осадков. Так, причиной образования вулканической брекчии среднего миоцена, вскрытой в скв. 530, по мнению Т. К. Мура является результат усиления эрозии склонов континента вследствие смены гидродинамического режима и проникновения в бассейн придонной антарктической воды [26].

Сравнение наших данных с динамикой скорости осадконакопления для скважин 525–529 на рис. 6 позволяет выделить разные условия накопления вулканокластических прослоев: формирование прослоев пирокластики в мел-палеоценовое время проходило при высокой скорости

осадконакопления, что определялось относительно мелководными условиями и повышенной биопродуктивностью [26]. В более позднее время накопление вулканокластики в ряде случаев соответствует редким пикам скорости осадконакопления, но, в целом, это не отражается на общем процессе осадконакопления в регионе.

Приведенное на рис. 6 сравнение наших данных с динамикой содержания изотопов углерода в осадках скважин 525–527 показывает, что максимум интенсивности вулканизма хребта в интервалах 65–60, 55–45 и 40–30 млн лет совпадает с рядом положительных трендов в содержании ^{13}C и увеличением содержания CO_2 в атмосфере. Сразу можно также отметить локальный эффект влияния вулканизма хребта на содержание ^{13}C в местных осадках, так как при сравнении наших данных с $\delta^{13}\text{C}$ для всего Мирового Океана [42] такой картины почти не наблюдается. Наиболее полное совпадение приведенных маркеров отмечено для 65–60 и 54–45 млн лет. Причиной этого в мел-палеоценовое время может быть увеличением дегазации CO_2 как в результате вулканической деятельности, так и в результате импакт-события, которое имело место на границе мела и палеоцена. Но начиная с нижнего эоцена положительные тренды $\delta^{13}\text{C}$ становятся менее заметны, хотя общее совпадение с вулканическими циклами еще отмечается: эоценовый цикл 54–45 млн лет характеризуется двумя положительными трендами $\delta^{13}\text{C}$, при этом отмечено резкое увеличение выбросов CO_2 в атмосферу, с которым связан эоценовый термальный максимум (ETM) [2, 36]. Приведенное нами сравнение указывает на то, что выделенные в работе циклы эксплозивного вулканизма носят глобальный характер; по своим временным масштабам (10^7 лет) они отражают цикличность тектонических процессов [42]. Кроме того, эоценовый всплеск вулканизма был глобальным и зафиксирован в других регионах Атлантики [3, 6, 7, 12]. Это может указывать на существенный вклад вулканической деятельности в процессы планетарного масштаба, которые обуславливают смену климатических эпох.

ВЫВОДЫ

Изучение данных по вулканокластическому материалу в осадках Китового хребта показало, что основная его часть представлена вулканокласто-осадочными слоями с содержанием вулканического стекла менее 50%. Пирокластический материал, как и лавовых горизонте брекчии доминирует в мел-палеоценовых горизонтах и генетически может быть связан с вулканизмом Китового хребта. Поиск источников пеплов в более позднее время показал возможность активации в эоцене местных подводных гор-вулканов (на примере анализа слоев в скважинах 359, 1263),

хотя не исключен и эоловый разнос с удаленных источников (пепел в скв. 1262): африканский континент или о. Тристан-да-Кунья.

Имеющиеся данные по составу пеплов позволяют выделить в качестве их источников о. Тристан-да-Кунья для западной части хребта и вулканической провинции Этендека для восточной (вулканические турбидиты скв. 530). Химия базальтов центральной части хребта указывает на неоднородность магматического очага под хребтом и формирование приповерхностных очагов, не характерных для базальтов о. Тристан-да-Кунья. Более подробно осветить эту проблему не позволяют рамки работы.

Приведенное сравнение динамики вулканизма хребта с изменениями основных климатических маркеров в осадках указывает на единство вулканических процессов в регионе с процессами, которые привели к увеличению показателей содержания ^{13}C в осадках и содержания CO_2 в атмосфере.

Анализ и обобщение литературных данных по химическому и минералогическому составу пеплов выполнены в рамках выполнения госзадания (тема № 0149-2018-0012 “Морские природные системы Балтийского моря и Атлантического океана: формирование природных комплексов Балтийского моря и их изменение под влиянием Атлантического океана и антропогенного воздействия”).

Анализ тектонической обстановки и корреляции с данными по сейсмопрофилированию, палеорекострукция условий накопления вулканокластики выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артамонов А.В., Золотарев Б.П. Тектоника и магматизм внутриплитных океанических поднятий и гипотеза “горячих точек” // Геотектоника. 2008. № 1. С. 77–96.
2. Бараш М.С. Влияние абиотических событий палеоцена на развитие организмов океана // Океанология. 2009. Т. 49. № 3. С. 418–429.
3. Ерошенко Д.В. Распределение и состав вулканокластики в осадочном чехле Центральной Атлантики и Средиземном море. Автореф. канд. дисс. Калининград: РГУ, 2009. 25 с.
4. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 405 с.
5. Пейве А.А. Подводные горы востока южной Атлантики: происхождение и соотношение с мезозойско-кайнозойскими магматическими структурами Западной Африки // Геотектоника. 2011. № 3. С. 31–47.

6. Харин Г.С., Ерошенко Д.В. История эруптивного магматизма Карибского бассейна // Петрология. 2001. Т. 9. № 6. С. 623–638.
7. Харин Г.С., Ерошенко Д.В. Эволюция эксплозивного вулканизма Исландского плюма в кайнозое // Вулканология и сейсмология. 2010. № 5. С. 20–44.
8. Шмаков И.И., Божко Е.Н. Происхождение морских россыпей алмазов Намибии // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. 2008. № 1. С. 116–126.
9. Adam C., Vidal V., Escartín J. 80–Myr history of buoyancy and volcanic fluxes along the trails of the Walvis and St. Helena hotspots (South Atlantic) // Earth and Planetary Science Letters. 2007. № 261. P. 432–442.
10. Bailey K.D., Woolley A.R. Episodic Rift Magmatism: the Need for a New Paradigm in global Dynamics // GeoLines (Praha). 1999. V. 9. P. 15–20.
11. Bartels T., Krastel S., Spiess V. Correlation of high-resolution seismic data with ODP Leg 208 borehole measurements // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 2004. V. 208. 27 p.
12. http://www-odp.tamu.edu/publications/208_SR/VOLUME/CHAPTERS/204.PDF
13. Beerling D.J., Royer D.L. Convergent Cenozoic CO₂ history // Nature Geoscience, 2011. V. 4. P. 418–420. www.nature.com/naturegeoscience.
14. Dean W.E., Parduhn N.L. Inorganic geochemistry of sediments and rocks recovered from the Southern Angola basin and adjacent Walvis Ridge, Sites 530 and 532, Deep Sea Drilling Project Leg 75 // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 75. P. 923–958.
15. Fodor R.V., Keil K., Husler J.W., McKee E.H. Petrology and K–Ar age of volcanic tuff and ash from the Walvis Seamount Province, DSDP Site 359, Leg 39 // Init. Repts. DSDP. 1977. V. 39. P. 525–536.
16. Fütterer D.K. Bioturbation and trace fossils in deep sea sediments of the Walvis Ridge, Southeastern Atlantic, Leg 74 // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 74. P. 543–555.
17. Hay W. W., Sibuet, J.C. et al. Site 530 // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 75. P. 29–286.
18. Hsü K.J., LaBrecque, J.L. et al. Site 524 // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 73. P. 323–386.
19. Janney P.E., Le Roex A.P., Carlson R.W., Viljoen K.S. A chemical and Multi–Isotope Study of the Western Cape Olivine Melilitite Province, South Africa. Implications for the Sources of Kimberlites and the Origin of the HIMU Signature in Africa // J. of Petrology. 2002. V. 43. № 12. P. 2339–2370.
20. Kukkulus M. A quantitative approach to the evolution of the central Walvis Basin offshore NW–Namibia: structure, mass balancing, and hydrocarbon potential. Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades der Bayerischen Julius–Maximilians–Universität Würzburg. Würzburg. 2004. 186 p.
21. Le Bass M.J., Le Maintre R.W., Streckeisen A. et al. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram // J. Petrol. 1997. V. 27. P. 745–750.
22. Le Roex A.P., Cliff R.A., Adair B.J.I. Tristan da Cunha, South Atlantic: geochemistry and petrogenesis of a basanite–phonolite lava series // J. Petrol. 1990. V. 31. Is. 4. P. 779–812. doi:10.1093/petrology/31.4.779.
23. Leclaire L. Late cretaceous and cenozoic pelagic deposits – paleoenvironment and paleoceanography of the Central Western Indian ocean // Init. Repts. DSDP. 1974. V. 25. P. 481–513.
24. Liu Y.G., Schmitt R.A. Chemical profiles in sediment and basalt samples from Deep-Sea Drilling Project Leg 74, Hole 525a, Walvis Ridge // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 74. P. 713–730.
25. Maillot H., Robert C. Significance of clay mineralogical and geochemical data, Walvis Ridge, Southeast Atlantic, Leg 75, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 75. P. 845–856.
26. Marsh J.S., Eward A., Milner S.C. et al. The Etendeca igneous Province magma types and their stratigraphic distribution eighth implications for the evolution of the Parana–Etendeca flood basalt province // Bull. Volcanol. 2001. V. 62. P. 464–486. DOI 10.1007/s004450000115.
27. Moore T.C. Jr., Rabinowitz P.D., Borella P.E. et al. History of the Walvis Ridge // Init. Repts. DSDP. 1980. V. 74. P. 873–894.
28. Moore T.C. Jr., Rabinowitz P.D. et al. Site 525 // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 74. P. 41–160.
29. Moore T.C. Jr., Rabinowitz P.D. et al. Site 527 // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 74. P. 237–306.
30. Moore T.C. Jr., Rabinowitz P.D. et al. Site 528 // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 74. P. 307–406.
31. Moore T.C. Jr., Rabinowitz P.D. et al. Site 529 // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 74. P. 407–468.
32. Nicolo M.J., Dickens G.R. Data report: terrigenous grain–size distributions at Sites 1263 and 1267: testing the applicability of leg 208 sediments for eolian analysis // Proc. ODP, Sci. Results. 2004. V. 208. 13 p. http://www-odp.tamu.edu/publications/208_SR/205/205.htm
33. O’Connor J.M., Duncan R. Evolution of the Walvis Ridge–Rio Grande Rise Hot Spot System: Implications of African and South American Plate Motions Over Plumes // J. of Geophys. Res. 1990. V. 95. № B11. P. 17475–17502.
34. Richardson S.H., Erlank A.J., Reid D.L., Duncan A.R. Major and trace elements and Nd and Sr isotope geochemistry of basalts from the Deep Sea Drilling Project Leg 74 Walvis Ridge transect // Init. Repts. DSDP. 1984. V. 74. P. 739–754.
35. Rohde J.K., van den Bogaard P., Hoernle K. Evidence for an age progression along the Tristan–Gough

- volcanic track from new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on phenocryst phases // *Tectonophysics*. 2013. V. 604. P. 60–71.
36. *Salter V.J.M., Sachi-Kocher A.* An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts; *Chem. Geol.* 2010. V. 273. P. 151–167.
37. *Shackleton N.J., Hall M.A.* Carbon isotope data from leg 74 sediments // *Init. Repts. DSDP*. 1980. V. 74. P. 613–619.
38. *Spieß V., Beitle B., Böke W. et al.* METEOR–Berichte 02–1. ODP Südatlantik 2001. Part 1. Cruise № 49, Leg 1. <http://elib.suub.uni-bremen.de/edocs/00103154-1.pdf>.
39. *Stow D.A.V.* Turbidite Facies, Associations, and Sequences in the Southeastern Angola Basin // *Init. Repts. DSDP*. 1984. V. 75. P. 785–799.
40. *Supko P. R., Perch–Nielsen K. et al.* Site 359 // *Init. Repts. DSDP*. 1977. V. 39. P. 373–391.
41. *Thompson G., Humphris S.E.* Petrology and geochemistry of rocks from the Walvis Ridge: Deep Sea Drilling Project Leg 74, Sites 525, 527, and 528 // *Init. Repts. DSDP*. 1984. V. 74. P. 755–764.
42. *Weaver B.L.* The origin of ocean island basalt end-member compositions trace element and isotopic constraints // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 104. P. 381–397.
43. *Zachos J., Pagani M., Sloan L. et al.* Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // *Science*. 2001. V. 292. № 5517. P. 686–693.
44. *Zachos J.C., Kroon D., Blum P. et al.* Site 1262 // *Proc. ODP, Init. Repts.*, 2004. V. 208. P. 1–92. doi:10.2973/odp.proc.ir.208.103.2004.
45. *Zachos J.C., Kroon D., Blum P. et al.* Site 1263 // *Proc. ODP, Init. Repts.*, 2004. V. 208. P. 1–87. doi:10.2973/odp.proc.ir.208.104.2004.
46. *Zachos J.C., Kroon D., Blum P. et al.* Site 1264 // *Proc. ODP, Init. Repts.*, 2004. V. 208 P. 1–73. doi:10.2973/odp.proc.ir.208.105.2004.
47. *Zachos J.C., Kroon D., Blum P. et al.* Site 1265 // *Proc. ODP, Init. Repts.*, 2004. V. 208. P. 1–107. doi:10.2973/odp.proc.ir.208.106.2004.
48. *Zachos J.C., Kroon D., Blum P. et al.* Site 1266 // *Proc. ODP, Init. Repts.*, 2004. V. 208. P. 1–79. doi:10.2973/odp.proc.ir.208.107.2004.
49. *Zachos J.C., Kroon D., Blum P. et al.* Site 1267 // *Proc. ODP, Init. Repts.*, 2004. V. 208. P. 1–77. doi:10.2973/odp.proc.ir.208.108.2004.

Volcanoclastic of Walvis Ridge

D. V. Eroshenko, G. S. Kharin

The paper provides a summary of the distribution of the material in volcanoclastic Cenozoic sedimentary cover Walvis Ridge, made on the basis of deep-water drilling (projects DSDP, ODP). Obtained cycles of volcanoclastic accumulation. It is proved that the distribution of the material in the Paleogene reflect, first of all, the dynamics of the volcanic mountain range. The sources of volcanoclastic, the possibility of the presence in the central part of the Early Eocene submarine volcanoes. The comparison of the dynamics of volcanic ridge with major climatic changes of markers in the sediments indicates the unity of the volcanic processes in the region with the processes that have led to an increase in the index of ^{13}C content in the sediments and the CO_2 content in the atmosphere.