

УДК 551.462.6+551.248.2

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ, НЕОТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТО ОСБОРН (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)

© 2020 г. Ю. Г. Маринова^{1, *}, О. В. Левченко¹, М. В. Портнягин^{2, 3}, Р. Вернер²¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²Центр морских исследований им. Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, ФРГ³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: marinova.ocean@gmail.com

Поступила в редакцию 25.10.2019 г.

После доработки 23.12.2019 г.

Принята к публикации 08.04.2020 г.

Плато Осборн – крупное внутриплитное поднятие в восточной части Индийского океана, слабо изученное геолого-геофизическими методами. В рейсе НИС “Зонне” SO258/1 здесь впервые было выполнено драгирование и высокоразрешающее сейсмоакустическое профилирование одновременно с батиметрической съемкой многолучевым эхолотом. Обнаруженные разломы в осадочной толще, выходящие в поверхность дна, свидетельствуют о высокой неотектонической активности в районе плато Осборн. Две отражающие границы А и С в верхней части осадочного чехла маркируют регрессивные изменения уровня Мирового океана на рубеже плиоцена–плейстоцена и миоцена–плиоцена и связаны с фациальными изменениями пород. Рефлектор В на рубеже нижнего и верхнего плиоцена, вероятно, связан с изменением локального гидродинамического режима в районе плато и вызван нескомпенсированным осадконакоплением. В результате драгирования были получены сильно измененные витрокластические туфы, состоящие из палагонитизированных пепловых частиц и лапиллей. Анализ геохимических данных по составу палагонита позволил реконструировать основные геохимические особенности первичного состава стекла в туфах, в частности, высокую обогащенность несовместимыми элементами (Nb, Zr, Ti, La и др.). Результаты исследования драгированных пород позволяют предположить, что туфы, драгированные на плато Осборн, были образованы в результате эксплозивных вулканических извержений щелочных базальтов в субаэральных или относительно мелководных условиях и представляют наиболее поздние продукты извержений в регионе.

Ключевые слова: плато Осборн, Индийский океан, сейсмопрофилирование, многолучевая батиметрия, рефлектор, разлом, драгирование, палагонит

DOI: 10.31857/S0030157420040140

ВВЕДЕНИЕ

Восточная часть Индийского океана в отличие от большинства внутренних абиссальных океанских бассейнов с момента своего образования имела непростую геологическую историю. Ее сложная тектоническая эволюция проявилась, в частности, в существовании большого количества различных внутриплитных поднятий [1, 14, 30]. Степень их геолого-геофизической изученности также отличается. Более детально изучена центральная структура этого региона – Восточно-Индийский хребет [7, 26, 35, 39 и др.], равномерно покрытый скважинами глубоководного бурения [43] (рис. 1а). Также изучен, включая несколько скважин, примыкающий к нему на юге хребет Брокен [43]. Большой объем данных собран по

поднятию Афанасия Никитина и расположенному севернее него в Бенгальском заливе хребте 85° в.д. [1, 25, 27, 30]. Несмотря на относительно хорошую изученность этих структур, их природа до сих пор остается во многом непонятной и дискуссионной. Однако из всего множества внутриплитных поднятий восточной части Индийского океана выпадает соизмеримое с ними по размерам плато Осборн, о строении и природе которого практически нет публикаций.

В 1900 г. кабельное судно “Шепард Осборн” проводило работы в восточной части Индийского океана, где обнаружило и оконтурило обширную возвышенность, впоследствии названную плато Осборн [39]. Оно имеет изометричную округлую форму диаметром ~200 км по изобате 4000 м. Минимальная глубина в районе плато ~1500 м. Его

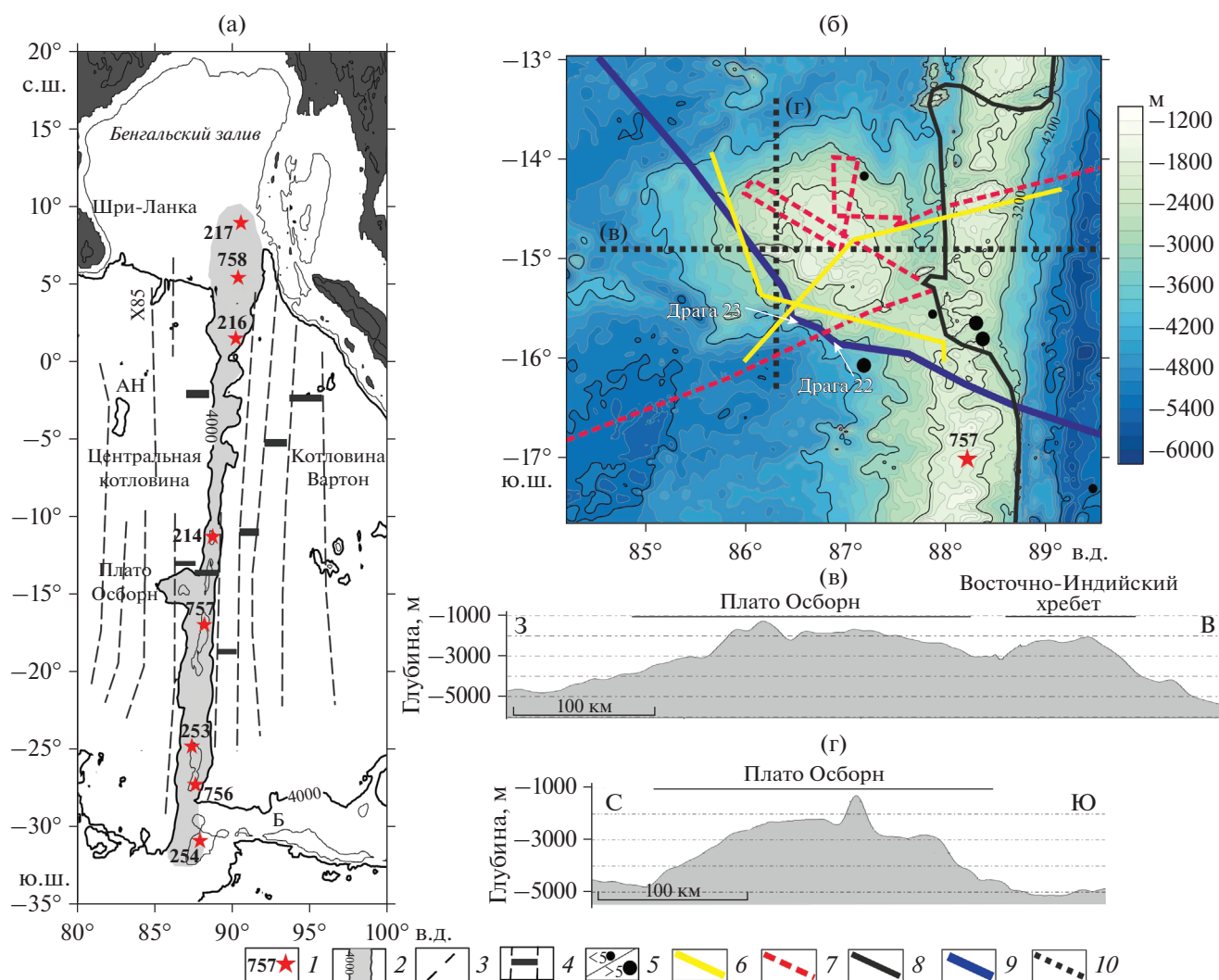


Рис. 1. Геолого-геофизическая изученность и морфологические особенности плато Осборн. (а) – Тектоническая схема восточной части Индийского океана по [7] с дополнениями; (б) – батиметрическая карта плато Осборн с маршрутами основных экспедиций; морфологические профили: (в) – широтный через плато Осборн и ВИХ и (г) – меридиональный – через плато Осборн. X85 – хребт 85 градуса; АН – поднятие Афанасия Никитина; Б – хребт Брокен. 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – область ВИХ, ограниченная изобатой 4000 м; 3 – трансформные разломы; 4 – палеоспрединовые зоны по [28]; 5 – магнитуды зарегистрированных землетрясений больше и меньше 5 баллов по [15]; 6 – 25-й рейс НИС “Дмитрий Менделеев”; 7 – рейс НИС “Мелвилл”; 8 – рейс KNOX07RR НИС “Роджер Ревелл”; 9 – рейс SO258/1 НИС “Зонне”; 10 – положение морфологических профилей на карте (б).

вершина находится примерно на одном уровне с вершиной Восточно-Индийского хребта (ВИХ), к западному борту которого плато примыкает в районе $\sim 15^\circ$ ю.ш. (рис. 1а). От хребта плато отделено седловиной, раскрывающейся в сторону Центральной котловины. Впервые непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в этом районе было проведено в 1980 г. в 25-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” на двух галсах, пересекающих плато, а также Восточно-Индийский хребт (рис. 1б) [9]. В 1986–1995 гг. регулярная геофизическая съемка, включавшая эхолотирование и непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), выполнялась объединением “Юж-

моргеология” (Россия) вдоль Маскаренско-Австралийского геотраверса ($10\text{--}18^\circ$ ю.ш.) [11], в полосе которого находится плато Осборн. В 2003 г. в рейсе VANC10MV НИС “Мелвилл” Scrippsовского института океанографии (США) были получены несколько профилей многолучевого эхолота в северной части плато [16].

Из-за отсутствия необходимых фактических данных происхождение плато Осборн пока мало обсуждалось и остается неясным. Долгое время плато относили к вулканическим поднятиям неустановленного возраста [12]. Затем его происхождение, как и прилегающего Восточно-Индийского хребта, связывали с магматизмом плюма Керге-

лен, то есть с гипотезой горячей точки [35]. При работах на Маскаренско-Австралийском геотраверсе было высказано предположение, что акустический фундамент плато Осборн имеет некоторые признаки океанической спрединговой коры [2]. При этом на плато были выявлены магнитные аномалии, вероятно, спрединговой природы, которые связывались со спрединговым центром палеохребта Вартон [10, 11]. Это указывало на образование плато Осборн в процессе спрединга, предположительно в районе сочленения спредингового хребта и трансформного разлома [27]. Как альтернатива рассматривалась идея его формирования вместе с прилегающим отрезком ВИХ в результате магматической активности в зоне гигантского (трансформного?) разлома [1].

В целом к настоящему моменту плато Осборн остается в некоторой степени “белым пятном”. Представления о его геологическом строении, тектонике, эволюции и природе во многом поверхностные и спекулятивные из-за слабой геолого-геофизической изученности. В полной мере это относится и к геологической истории развития плато в кайнозое, которая задокументирована в верхней части осадочного разреза. Рефлекторы внутри этой толщи могут маркировать важные события, повлиявшие на ее формирование. Однако расшифровать строение осадочной толщи с однозначной литолого-стратиграфической интерпретацией внутренних рефлекторов не позволяли отсутствие прямого пробоотбора и низкое разрешение имеющихся профилей НСП [9, 11]. Частично заполнить этот пробел и дополнить представления о природе этого внутриплитного поднятия позволяют новые геолого-геофизические данные, полученные на плато Осборн летом 2017 г. в рейсе SO258/1 НИС “Зонне” [6]. В этой работе представлены предварительные результаты этих исследований, которые включали высоко-разрешающее сейсмоакустическое профилирование, детальную батиметрию и впервые выполненное драгирование вулканического фундамента.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

НИС “Зонне” выполняло геолого-геофизические исследования в восточной части Индийского океана летом 2017 г. [6]. В них участвовали ученые из 11 стран, в том числе из России, представляющие Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Этот рейс являлся частью исследовательского проекта INGON (The Indian–Antarctic Break-up Enigma), работы по которому проводились Центром исследований океана им. Гельмгольца ГЕОМАР (Киль, Германия) и Институтом полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Бремерхафен, Германия). Главной целью рейса SO258/1 была проверка гипотезы суще-

ствования единого протяженного хребта 85° в.д., включающего и поднятие Афанасия Никитина [44]. По предложению российских участников маршрут рейса SO258/1 НИС “Зонне” был подкорректирован так, чтобы пересечь южную часть плато Осборн и Восточно-Индийский хребет в районе их сочленения (14–15° ю.ш., 86° в.д.) (рис. 16). Дополнительно для морфоструктурного и сейсмо-стратиграфического анализа в статье были использованы данные, полученные в рейсе KNOX06RR НИС “Роджер Ревелл” в 2007 г. с участием О.В. Левченко в прилегающем участке Восточно-Индийского хребта [4, 8, 36].

Основным геологическим методом в рейсе SO258/1 было драгирование. Для этого предварительно была выполнена гидроакустическая съемка на скорости судна порядка 12 узлов с использованием штатного судового оборудования – многолучевого эхолота Kongsberg Simrad EM 122 и узколучевого параметрического эхолота-профилографа Teledyne-ATLAS Parasound P70, излучающие антенны которых установлены в днище судна. Рабочая частота многолучевого эхолота составляла 12 кГц, угол покрытия 150°, количество лучей – 288. Многолучевая батиметрия позволяет строить детальные карты рельефа дна по маршруту судна в полосе шириной до 6 глубин при благоприятных погодных условиях, которая сужается при волнении моря. Первичная обработка эхолотных данных проводилась в программном пакете QPS Qimera V.1.4, а 3D-визуализация – в программах Fledermaus и Global Mapper V.16. В качестве батиметрической основы был взят грид GEBCO_2019 с 15-секундным разрешением [18].

Профилограф Parasound является двухканальной акустической системой мощностью 70 кВт, высокочастотный канал которой работает как одноканальный эхолот. В соответствии с законами нелинейной акустики при излучении двух высокочастотных сигналов близкой частоты (20 и 24 кГц, первичная частота) в толще воды формировался сигнал разностной частоты 4 кГц (вторичная частота). Этот низкочастотный канал используется как сейсмопрофилограф для зондирования осадочной толщи с глубиной проникновения до 200 м и разрешением десятки сантиметров в зависимости от типа осадков. Сейсмические данные обрабатывались в специальных программных пакетах ATLAS Parastore и RadExPro Professional 2018.1. Интерпретация сейсмических профилей проводилась в программе Kingdom Suite 8.8. При переводе временных сейсмических разрезов в глубинные использовались значения скоростей звука в осадках, измеренные в скв. 757 ODP (Ocean Drilling Program) [42].

Драгирование плато Осборн проводилось на двух станциях в пределах южного склона (рис. 16).

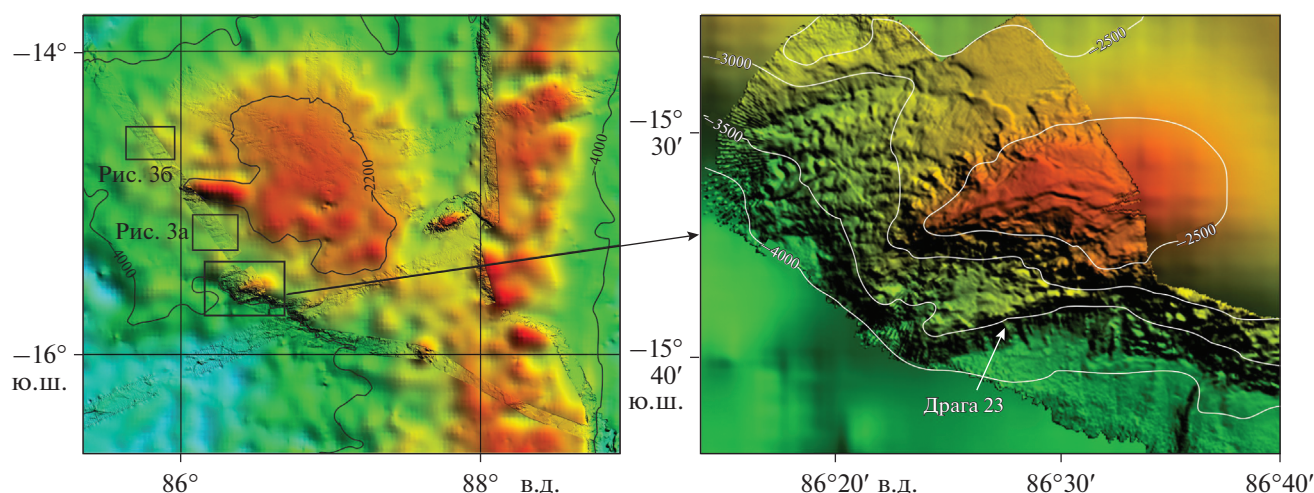


Рис. 2. Рельеф дна плато Осборн, за основу взят GRID GEBCO_2019; во врезке — объемная модель южного склона плато Осборн в районе драгирования, построенная по данным рейса SO258/1.

Первая станция драгирования была отработана между точками с координатами $15^{\circ}43.99'$ ю.ш., $86^{\circ}45.58'$ в.д. на глубине 3971 м и $15^{\circ}43.81'$ ю.ш., $86^{\circ}46.10'$ в.д. на глубине 3088 м; вторая станция драгирования — между точками с координатами $15^{\circ}37.96'$ ю.ш., $86^{\circ}31.19'$ в.д. на глубине 3523 м и $15^{\circ}37.49'$ ю.ш., $86^{\circ}31.22'$ в.д. на глубине 3071 м. Драгам присвоены номера 22, 23 согласно общей нумерации рабочих станций в рейсе. Отбор коренных пород выполнялся прямоугольной драгой с мешком из металлических цепей. Она укладывалась на дно в заданной точке, и затем, постоянно вытравливая с лебедки трос диаметром 16 мм, судно переходило в конечную точку профиля драгирования, выбранную с учетом волнения, направления и скорости ветра. Удерживая судно неподвижно в этой точке с помощью системы динамического позиционирования, драгу с помощью лебедки медленно тянули по дну. Точки драгирования выбирались с учетом морфологии изучаемой структуры и покрывающих ее осадков: на крутых склонах, уступах плато.

Общее описание пород проводилось на борту судна. Химический анализ палагонита — продукта вторичного изменения драгированных пород — проводился методом масс-спектрометрии индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в Институте наук о Земле при Университете г. Киль (ФРГ). Перед анализом плотные фрагменты палагонита были отделены от тонкозернистой матрицы, смонтированы в препараты из эпоксидной смолы и отполированы, используя алмазные пасты. Для анализа использовался масс-спектрометр Agilent 7900 и эксимерный 193 нм Ar—F лазер GEOLAS (Lambda Physik, ФРГ). Диаметр лазерного пучка составлял 60 микрон, частота импульсов — 10 Гц, плотность энер-

гии лазера — 10 Дж/см^2 . Для стандартизации использовалось базальтовое стекло KL2-G [22]. Концентрации элементов рассчитывались методом нормализации суммы оксидов главных элементов (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) к 100 мас. % [22]. Условия анализа подробно описаны в работах [22, 23].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Батиметрия и сейсмопрофилирование. Выполненные одновременно многолучевая батиметрическая съемка и высокоразрешающее сейсмопрофилирование показали особенности рельефа дна и верхней части осадочного чехла южного и западного склонов плато Осборн.

За батиметрическую основу была взята карта GEBCO_2019 с 15-секундным разрешением [18]. Относительно выровненная вершинная поверхность плато оконтуривается изобатой ~ 2200 м, подножие — ~ 4000 м (рис. 2). Как видно из морфологических профилей, построенных по данным GEBCO, плато имеет асимметричную форму и в меридиональном (северный склон более пологий) (рис. 1в) и широтном (западный склон пологий) (рис. 1г) сечениях. Восточный и южный склоны имеют ступенчатую морфологию. Наиболее расчлененный рельеф дна юго-западной окраины плато создают структуры СЗ-ЮВ простирания (азимут $\sim 100^{\circ}$). Несколько изометричных возвышенностей вдоль этого края образуют близкую по простиранию гряду (рис. 2). Самая большая в этой цепи гора высотой около 700 м с относительно пологими до 10° склонами имеет субширотный цоколь.

Съемка с многолучевым эхолотом рейса SO258/1 выявила значительную расчлененность рельефа

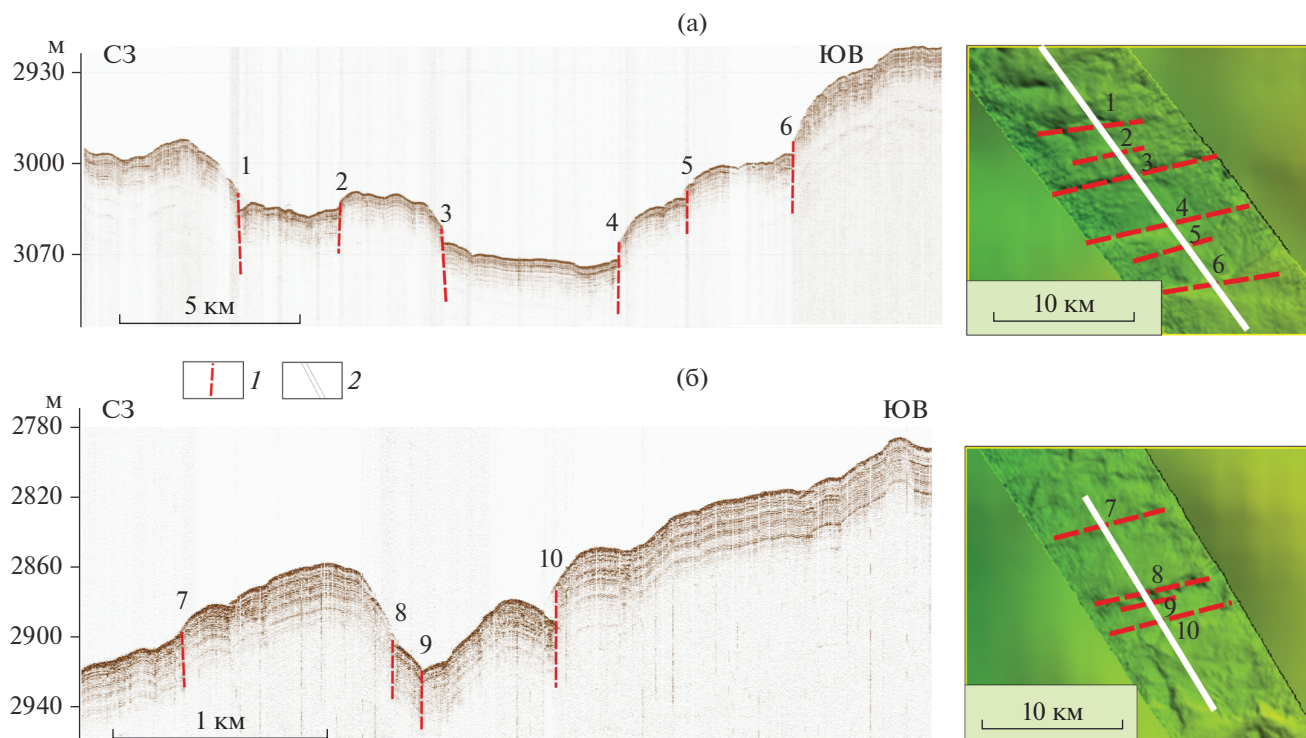


Рис. 3. Молодые разломы на сейсмических профилях и их проявления в рельефе дна. Положение фрагментов (а) и (б) см. на рис. 2. 1 – разломы; 2 – маршрут рейса SO258/1.

дна южного и юго-западного склонов плато Осборн. Они интенсивно разбиты отрогами субширотного простирания. На рис. 2 (врезка) приведен фрагмент профиля мультимета в районе возвышенности субширотного простирания с выровненной вершинной поверхностью на глубине ~2100 м. Ее характеризует достаточно неоднородная и сложная морфология склонов. Западный, северо-западный склон полого переходит в котловину. На более крутом южном после перегиба на 3000 м выделяется широкая пологая ступень до глубин 3200–3300 м. Глубже склон снова резко погружается и переходит в котловину. В этой крутой нижней части склона было проведено драгирование (Драга 23).

В полосе детальной съемки рейса SO258/1 на западном склоне плато Осборн выделяется система субширотных линейных структур, по-видимому, разломного генезиса. На рис. 3а, 3б приведены фрагменты детальных батиметрических карт, где отмечается наибольшая концентрация таких разломов. В рельефе дна они образуют протяженные уступы высотой до 10 м и углами наклона до 10° . Выделенные по данным многолучевой батиметрии разломные уступы хорошо коррелируются с разломами, отчетливо выраженными в структуре верхней осадочной толщи на сейсмопрофилях (рис. 3а, б). Видно, что эти разломы выходят в поверхность дна, что свидетельствует об их молодом

вплоть до современного возрасте. По характеру смещения осадочных слоев они являются сбросами, образующими мелкомасштабную горсто-грабненную тектоническую структуру дна в западной части плато Осборн. Молодые субширотные разломы пока выявлены только в западной части плато Осборн, где в рейсе SO258/1 получены новые детальные данные высокого разрешения. По карте GEBCO проследить их дальше в восточную часть невозможно из-за ее низкой детальности. Для создания структурной карты и окончательных выводов о существовании молодых разломных структур на всем плато необходима равномерная детальная батиметрическая съемка.

Максимальная глубина проникновения сигнала на сейсмическом профиле рейса SO258/1 не превышает 80 м, и в этом интервале глубин волновая картина на сейсмоакустическом разрезе достаточно однородная по латерали. Самый верхний осадочный слой мощностью ~40 м разреза характеризуется четкой акустической стратификацией с протяженными параллельными отражающими границами, конформно повторяющими рельеф поверхности дна. Местами на более крутых уступах и склонах небольших локальных морфоуступов видимая мощность этого слоя сокращается. Обработка сейсмических данных не включала процедуры восстановления амплитуды отраженных сигналов, которые в действительности

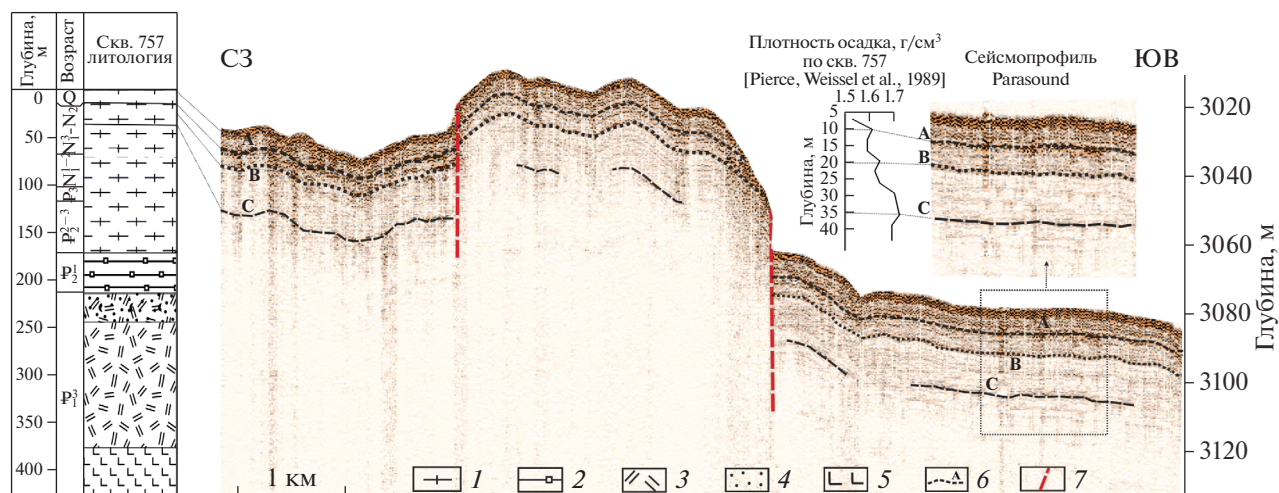


Рис. 4. Корреляция сейсмического разреза рейса SO258/1 с разрезом скв. 757. Во врезке — корреляция рефлекторов с кривой плотности осадка. 1 — фораминиферо-кокколитовый ил; 2 — карбонатные породы; 3 — туф; 4 — вулканический пепел; 5 — базальт; 6 — отражающие границы; 7 — разломы.

сти с глубиной закономерно уменьшаются. Поэтому динамическая выразительность рефлекторов также закономерно уменьшается с глубиной, постепенно они становятся прерывистыми и исчезают. На записях стандартного низкочастотного НСП мощность слоистой осадочной толщи на плато Осборн намного больше [11].

Скважин глубоководного бурения, необходимых для литолого-стратиграфической интерпретации рефлекторов при сейсмостратиграфическом анализе, на плато Осборн нет. Ближайшая скв. 757, которая дает информацию о позднечетвертичной истории региона, пробурена южнее на ВИХ ($17^{\circ}01.46'$ ю.ш., $88^{\circ}10.89'$ в.д.) (рис. 16) [33]. В ней вскрыты базальты возраста 58 млн лет [31] на глубине 365 м, на которых залегает верхнепалеоценовая толща туфов мощностью 150 м, постепенно переходящая в пепловую толщу с лапиллями. Выше залегает нижнеэоценовая пачка микритового мела мощностью 40 м, далее следует кокколитовый ил среднего эоцена—плиоцена. Мощность илового слоя 150 м. Завершает разрез 10-метровая пачка плейстоценовых кокколитофораминиферовых илов. Общая мощность осадочного разреза 365 м.

В верхней части осадочного чехла плато Осборн выделяются три рефлектора: А, В, С (рис. 4). Геологическая интерпретация сейсмических данных строилась на сопоставлении значений амплитуды отраженного сигнала со сводным геологическим разрезом скв. 757 и данными о плотности осадка. При сопоставлении с литологическими данными глубина выделенных рефлекторов была определена с учетом результатов измерения скорости звука в осадках скв. 757.

Отражающая граница А на глубине 10 м внутри карбонатной толщи разделяет разные по плотности выше- и нижележащие отложения со средними значениями от 1.55 до 1.60 г/см³ соответственно [33]. Таким образом, граница А, по-видимому, связана с фациальным переходом от глинисто-известковых осадков к более карбонатным. Именно присутствие в биогенных известковых толщах разного содержания глинистой составляющей вызывает плотностную неоднородность, которая выражается на сейсмических разрезах в виде акустически стратифицированных толщ или отдельных отражающих границ. На это указывает небольшое увеличение карбонатности вниз по разрезу от 92 до 96% [33]. С учетом скорости осадконакопления 1.1 см/1000 лет, определенной в скважине, возраст этого рефлектора соответствует границе верхнего плиоцена—плейстоцена.

Отражающая граница В выделена на глубине 20 м. Ее можно сопоставить с кровлей уплотненных осадков в разрезе скв. 757, где отмечается скачок плотности от 1.59 до 1.64 г/см³ при постоянных значениях карбоната кальция около 95% [33]. С учетом скорости осадконакопления, снизившейся до 1 см/1000 лет, эта граница соответствует рубежу нижнего и верхнего плиоцена.

Отражающая граница С, выделяемая на глубине 35 м, также, вероятно, связана с плотностными изменениями в породах. В разрезе скв. 757 в этом интервале отмечен скачок от 1.64 до 1.72 г/см³ [33]. Здесь также, как и на границе А, отмечено незначительное увеличение карбонатности от 93 до 96% [33]. Корреляция со скв. 757 с учетом скоростей осадконакопления позволяет предположить, что возраст границы С соответствует рубежу мио-

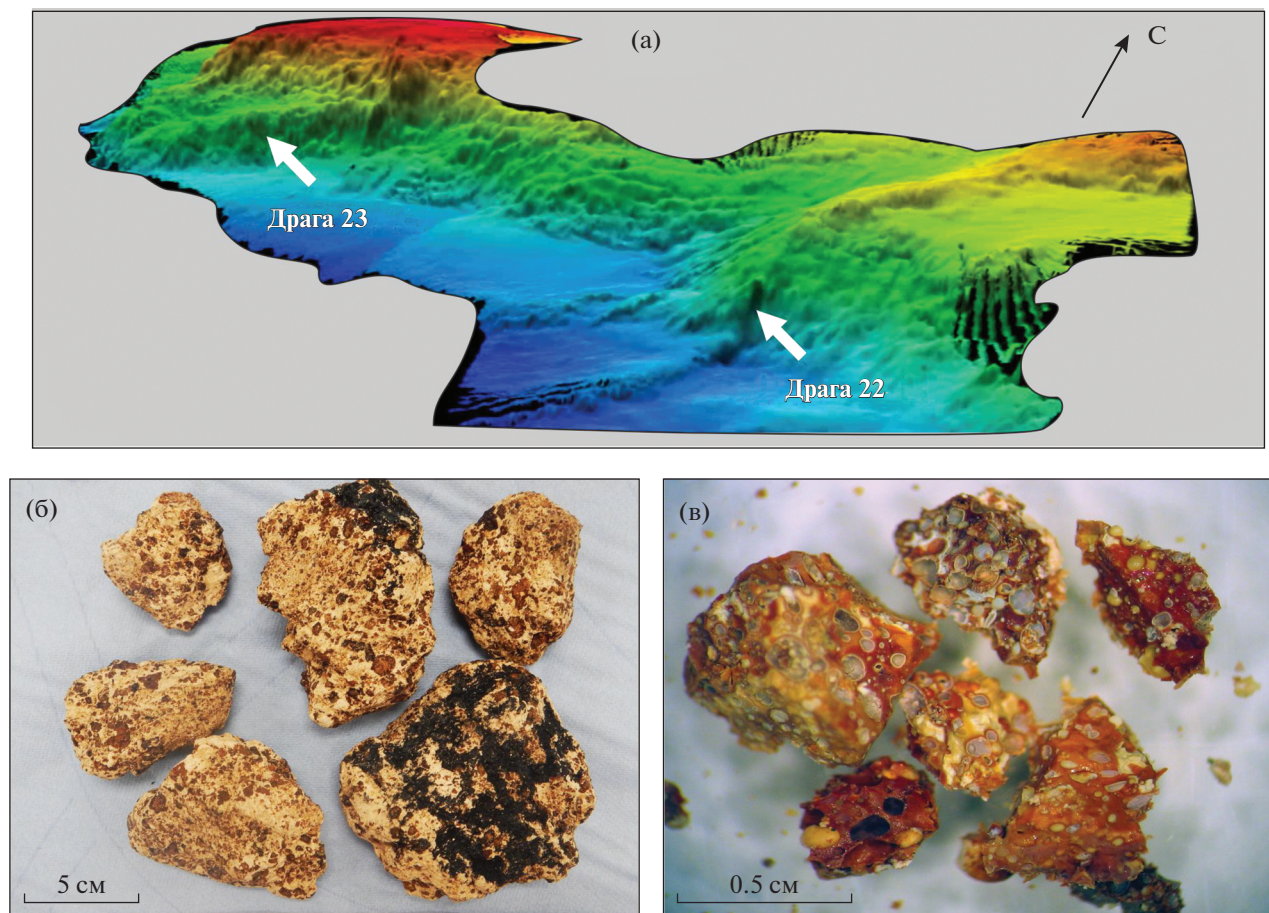


Рис. 5. Драгирование на плато Осборн: (а) – объемное изображение склона, где проводилось драгирование; (б) – палагонитизированные туфы Драги 22; (в) – туфовые лапилли, выделенные из матрикса породы (максимальный размер около 0.7 см).

цена–плиоцена и она связана с фациальными неоднородностями в разрезе.

Драгирование. В пределах южного фланга плато Осборн было проведено драгирование на двух станциях (рис. 5а). В первой точке были подняты фрагменты сильно измененных витрокластических туфов размером до 10 см, во второй – неконсолидированные осадки (фораминиферовые илы) (рис. 5б). Фрагменты пород частично покрыты пленкой гидроксидов марганца толщиной ≤ 1 мкм и состоят из полностью палагонитизированных светло-коричневых, желтых до ярко-красных пепловых частиц и лапиллей размером до 1 см в тонкозернистом светло-розовом, вероятно, первично пепловом тонкозернистом матриксе (рис. 5в). Первичная форма вулканических частиц хорошо сохранена, пузыристость достигает 50%, первичная текстура афанитовая, минералов не обнаружено. Большое количество пузырей, высокая степень первичной дефрагментации пепловых частиц и их окисленность свидетельствуют о вероятном образовании туфа при субаэральных или мелководных эксплозивных извержениях.

Данные химического анализа аморфного палагонита, замещающего вулканическое стекло в лапиллях, представлены в табл. 1 и на рис. 6, 7. Полученные данные свидетельствуют об исключительно высокой степени аллохимической измененности стекла и большой локальной гетерогенности состава палагонита. Все полученные составы характеризуются высокой и относительно стабильной обогащенностью щелочными элементами ($K_2O = 4.8–5.5$ мас. %, $Rb = 130–143$ г/т, $Cs = 3.3–5.3$ г/т), бором (248–334 г/т) и литием (30–40 г/т). Содержания других элементов варьируют в 3–50 раз, что отражает различную степень выноса этих элементов из палагонита при увеличении отношения вода/порода и времени взаимодействия с морской водой [40]. Спектры всех составов палагонита, нормализованные к составу мантии (рис. 6), имеют нехарактерную для магматических пород форму с выраженными максимумами содержаний Ti , Zr , K , минимумами содержаний Se - и U -образной формой спектров редкоземельных элементов (РЗЭ). Наибольшим обеднением характеризуются средние и тяжелые

Таблица 1. Содержания главных (в мас. %) и рассеянных (г/т) элементов в палагоните пород Драги 22

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49.20	53.18	52.07	52.97	52.90	52.51	54.10	54.46	52.97	53.95	56.46	55.13
TiO ₂	3.37	2.81	2.66	2.38	2.31	2.20	1.85	1.63	1.56	1.25	1.24	1.21
Al ₂ O ₃	11.93	12.89	13.91	13.98	13.82	14.87	12.95	13.36	12.18	10.85	10.33	11.77
FeO	24.51	20.38	20.89	20.19	20.58	20.17	20.43	19.46	22.27	22.55	20.91	20.94
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	3.93	3.52	3.51	3.38	3.41	3.36	3.54	3.53	3.81	3.85	4.11	3.86
CaO	0.75	0.39	0.40	0.42	0.38	0.41	0.40	0.38	0.51	0.45	0.29	0.40
Na ₂ O	1.85	2.04	2.03	2.00	1.95	1.94	1.90	2.12	1.70	1.57	2.05	1.97
K ₂ O	4.36	4.76	4.48	4.65	4.60	4.50	4.80	5.03	4.99	5.52	4.59	4.69
P ₂ O ₅	0.10	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Li	38.8	35.3	37.9	38.7	40.3	36.2	34.3	34.9	30.7	30.3	32.4	33.6
Be	3.94	3.56	3.33	3.37	3.55	3.35	3.39	3.73	3.53	4.12	2.87	3.02
B	268	292	284	312	315	277	282	331	293	334	248	274
Sc	50	54	57	59	58	53	53	53	46	45	53	52
V	193	78	90	83	84	77	64	60	62	49	31	35
Cr	80	190	103	203	166	185	174	174	143	143	157	167
Mn	47.56	0.56	2.06	1.82	1.87	0.21	0.29	0.35	0.59	0.50	0.00	0.26
Co	3.07	0.02	0.06	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02
Ni	63.3	20.0	22.4	21.7	21.9	20.1	18.9	17.9	18.8	17.9	18.5	18.2
Cu	129.6	79.7	91.0	82.5	88.7	82.4	81.0	80.4	74.7	62.5	60.1	65.1
Zn	829	276	342	315	356	291	306	305	357	291	209	268
Ga	12.78	7.17	8.10	7.14	7.30	7.23	7.28	7.26	7.95	7.82	7.84	7.54
As	23.34	5.18	8.29	7.17	8.03	7.63	5.83	4.43	5.03	2.34	3.30	2.91
Rb	131	143	130	136	136	133	138	149	164	173	145	143
Sr	148.6	59.7	88.8	80.4	78.6	70.3	56.5	55.4	50.2	39.2	26.7	34.0
Y	6.05	1.94	4.07	3.89	3.65	2.46	1.70	1.53	1.24	0.58	0.42	0.67
Zr	316	230	246	246	239	215	198	205	182	166	184	201
Nb	24.1	12.4	17.5	15.7	15.1	12.0	8.6	8.0	6.3	3.8	3.3	4.0
Mo	0.53	0.20	0.18	0.21	0.21	0.15	0.12	0.13	0.09	0.05	0.00	0.06
Cd	0.15	0.10	0.12	0.12	0.12	0.08	0.09	0.12	0.05	0.09	0.08	0.11
In	0.31	0.21	0.22	0.21	0.22	0.20	0.21	0.25	0.26	0.26	0.24	0.24
Sn	3.28	2.75	3.05	2.98	3.05	2.96	3.00	3.07	3.47	3.28	3.83	3.33
Sb	4.20	1.09	1.74	1.43	1.53	1.29	1.05	1.00	0.95	0.56	0.51	0.61
Cs	3.27	4.89	4.26	4.55	4.79	4.37	4.64	5.05	5.26	5.28	3.70	3.97
Ba	164.0	50.4	101.5	91.8	89.9	74.4	56.3	47.5	44.8	22.8	6.7	21.0
La	12.10	6.50	15.65	14.12	12.81	10.04	7.25	5.55	3.79	1.76	0.60	2.01
Ce	9.16	2.53	4.36	2.77	2.76	3.68	2.70	2.02	2.15	0.90	0.19	0.64
Pr	1.92	0.72	2.06	1.84	1.63	1.14	0.80	0.68	0.56	0.24	0.09	0.29
Nd	7.61	2.61	7.73	7.51	6.31	4.08	2.91	2.49	2.02	0.90	0.41	1.08
Sm	1.44	0.48	1.38	1.21	1.12	0.69	0.50	0.44	0.33	0.15	0.07	0.18
Eu	0.41	0.11	0.32	0.32	0.31	0.23	0.13	0.12	0.09	0.05	0.02	0.05
Gd	1.60	0.46	1.29	1.26	1.15	0.69	0.51	0.38	0.32	0.15	0.06	0.14
Tb	0.25	0.08	0.20	0.19	0.19	0.11	0.08	0.07	0.05	0.03	0.01	0.03
Dy	1.55	0.52	1.28	1.30	1.08	0.77	0.53	0.46	0.33	0.19	0.13	0.18
Ho	0.35	0.11	0.26	0.23	0.21	0.14	0.10	0.08	0.07	0.04	0.02	0.04
Er	0.93	0.39	0.73	0.67	0.63	0.45	0.33	0.28	0.22	0.11	0.08	0.12
Tm	0.15	0.08	0.12	0.10	0.09	0.08	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02
Yb	1.18	0.58	0.90	0.82	0.78	0.64	0.43	0.38	0.27	0.14	0.13	0.16
Lu	0.20	0.09	0.14	0.12	0.12	0.08	0.06	0.05	0.05	0.02	0.02	0.03
Hf	9.73	7.88	8.18	7.90	7.81	7.78	7.51	7.51	7.16	6.71	6.98	7.41
Ta	3.23	2.20	2.46	2.36	2.17	2.21	1.90	1.60	1.47	1.32	1.11	1.07
W	0.46	0.10	0.18	0.14	0.15	0.08	0.07	0.07	0.12	0.04	0.02	0.02
Pb	69.5	14.6	26.3	22.2	23.8	23.3	17.3	16.5	15.6	7.3	1.5	5.0
Th	6.20	3.88	6.14	5.13	4.65	5.12	4.25	3.61	2.96	2.41	0.79	2.03
U	1.72	1.61	1.09	0.92	0.95	0.87	0.70	0.75	0.60	0.55	0.78	0.58

Данные получены методом локального анализа LA-ICP-MS в Институте наук о Земле, Университет г. Киль, ФРГ.

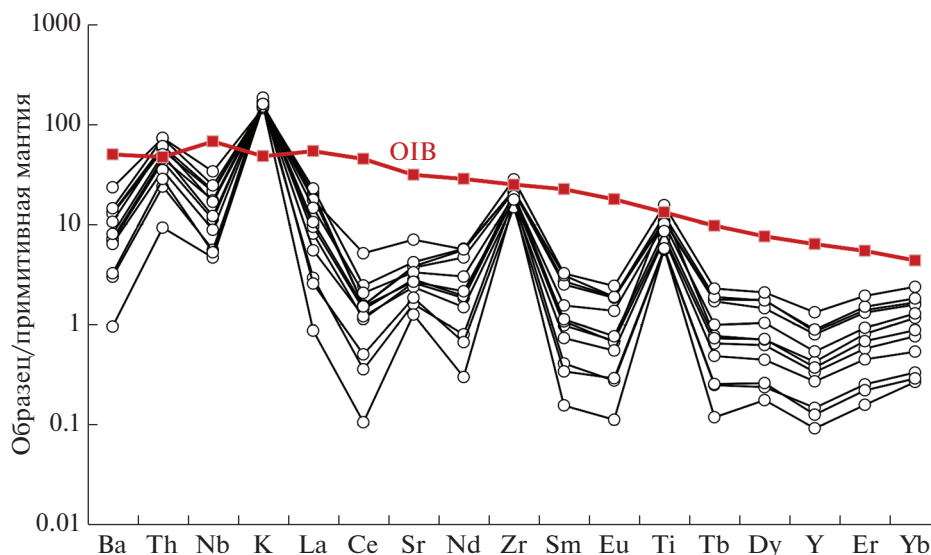


Рис. 6. Состав палагонита из пород, драгированных на станции Драга 22. Состав примитивной мантии для нормировки и референсный состав базальта океанических островов (OIB) по данным [41].

РЗЭ (от Sm до Lu) и Y с концентрациями до 10 раз ниже, чем в примитивной мантии. Судя по полученным данным, наиболее информативными о первичном составе пород могут быть концентрации Ti и Zr в палагоните, которые отвечают типичным для составов океанических пород (рис. 6). Отношение этих элементов ($Ti/Zr = 37-73$) близко к среднему составу базальтов океанических островов (OIB: $Ti/Zr = 61$; [41]).

Хотя значительное отклонение состава палагонита от первичного состава стекла ограничивает возможности использования полученных геохимических данных для характеристики первичного состава пород плато Осборн, некоторые выводы могут быть сделаны исходя из ковариаций микроэлементов в палагоните. На рис. 7 содержания микроэлементов и их отношения отложены от отношения TiO_2/Yb в палагоните, которое может быть критерием степени измененности первичного стекла. Увеличение этого отношения отражает преимущественный относительно Ti вынос Yb при продолжительном взаимодействии палагонита с морской водой [39]. Все проанализированные частицы имеют $TiO_2/Yb > 2.5$, и по этому параметру отличаются от всех известных составов пород Восточно-Индийского хребта и плато Кергелен. Однако сильные корреляции содержания целого ряда элементов с TiO_2/Yb позволяют оценить, каков был состав стекла до его изменения, предполагая, что TiO_2/Yb в нем отвечало типичным значениям в базальтах Восточно-Индийского хребта ($TiO_2/Yb \sim 0.3-1.0$) и плато Кергелен ($TiO_2/Yb \sim 1-2$). Судя по представленным данным, первичный состав стекла имел $TiO_2 \sim 3-4$ мас. %, Nb $\sim 30-40$ г/т, La $\sim 20-30$ г/т,

Nb/Yb ~ 20 , La/Yb ~ 20 при $TiO_2/Yb \sim 1.5-2.0$. Эти параметры состава наиболее близки к фракционированным щелочным базальтам плато Кергелен с MgO ~ 5 мас. % (например, [43, 45]). От типичных базальтов Восточно-Индийского хребта оцененный состав первичного стекла из Драги 23 отличается более высокими содержаниями несовместимых элементов (Ti, Zr, La, Nb) и более высокими отношениями La/Yb и Nb/Yb. Среди пород Восточно-Индийского хребта наиболее близкие геохимические характеристики к полученным составам имеют щелочные базальты, поднятые в рейсе KNOX06RR НИС “Роджер Ревелл” в 2007 г. на станции 27 (драга) на восточном фланге хребта в ~ 400 км южнее [21], и базальты, вскрытые скважиной 214 ODP ~ 400 км севернее плато Осборн [38].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокое разрешение сейсмических данных рейса SO258/1 позволяет провести детальный сейсмостратиграфический анализ верхней части осадочной толщи. Выделенные на глубине 10 и 35 м рефлекторы А и С маркируют геологические границы осадочных слоев с разными значениями плотности. Их вероятный возраст соответствует рубежу плиоцена–плейстоцена и рубежу миоцена–плиоцена соответственно. Фациальные изменения и вызванные ими скачки плотности могут быть связаны с регрессивными эпизодами в истории Мирового океана, отмеченными на глобальной кривой колебаний его уровня [42]. Эти авторы отмечают, что в начале плиоцена и на рубеже плиоцена–плейстоцена уровень Индийского оке-

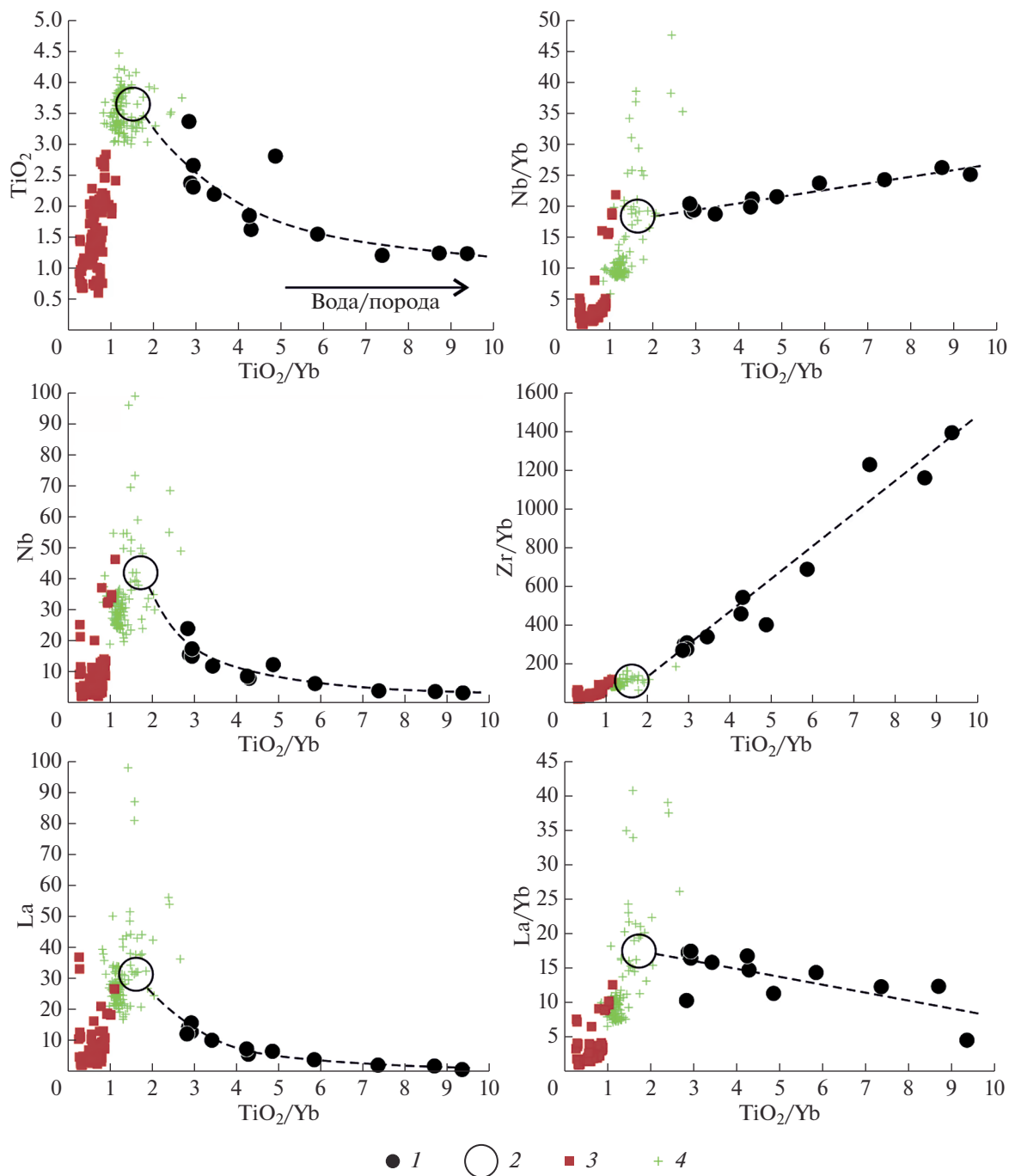


Рис. 7. Состав палагонита из пород, драгированных на станции Драга 22, в сравнении с породами ВИХ и плато Кергелен. 1 – палагонит; 2 – предполагаемый состав исходного стекла, полученный экстраполяцией тренда составов палагонита в область составов типичных магматических пород; 3 – породы ВИХ; 4 – породы плато Кергелен. Данные для сравнения взяты из базы данных GEOROC [19].

ана понижался, что вызвало изменения в режиме осадконакопления и получило отражение на сейсмических разрезах верхней части осадочной толщи.

Рефлектор В, который предположительно соответствует границе нижнего и верхнего плиоцена, имеет другую природу. Отмечается, что для

этого стратиграфического интервала в восточной системе абиссальной циркуляции Индийского океана рядом с плато Осборн в районе $10-15^\circ$ ю.ш. в Центральной котловине интенсивно проявлены процессы неотложения осадка [3]. Кроме того, по данным [29], всей южной системе абиссальной циркуляции в зоне Циркумантарктического тече-

ния, куда входит рассматриваемый регион, были свойственны периоды усиления скорости придонных течений, в том числе и для рубежа нижнего/верхнего плиоцена. Новый осаждающийся материал размывался усилившимися придонными течениями, то есть осадконакопление не было скомпенсированным. Высокоамплитудный, неровный рефлектор В связан с изменением локального гидродинамического режима в районе плато и вызван нескомпенсированным осадконакоплением.

Выделенные разломы согласуются с простиранием структур, определяющих специфическую морфологию центрального сегмента хребта, где также имеются крупные депрессии, ограниченные разломами субширотного простирания (рис. 2). Кроме того, простирание разломов совпадает с простиранием крупной возвышенности в западной части плато Осборн, что, возможно, указывает на ее тектоно-магматическую природу. Подводные горы и гряды широко распространены на всем протяжении Восточно-Индийского хребта, включая его западный борт. Также они закартированы в западной части плато Осборн и в седловине между ВИХ и плато (рис. 2). Происхождение таких структур до конца не выяснено. Было высказано предположение, что подобные конусовидные подводные горы на Восточно-Индийском хребте являются относительно молодыми вулканами, образованными позже основного тела этого гигантского внутриплитного поднятия [5, 7, 24]. Их образование связывали, например, с последней стадией вулканизма в процессе релаксации напряжений растяжения в ослабленных тектонических линеаментах и подъемом магмы вдоль образовавшихся небольших структур пулл-апарт. Эти напряжения могли создаваться региональной тектоникой и/или аномальным режимом горячей точки [24]. Подобные исследования на подводной горе в северном сегменте ВИХ подтвердили механизм формирования, связанный с магматизмом в зоне молодого разлома [5].

Ранее в поле силы тяжести соседнего Восточно-Индийского хребта были выделены субширотные тектонические линеаменты, которые коррелируются с горстами и грабенами в рельефе дна и осадочном чехле, распознанными в батиметрических и сейсмических данных [37]. Эти авторы предположили, что эти разломные структуры сформировались вблизи свода спредингового хребта и затем могли активизироваться в процессе молодой внутриплитной деформации. Учитывая генетическое подобие плато Осборн с ВИХ, можно сделать предположения о природе неотектонических структур, выявленных на плато в рейсе SO258/1. Возможно, разломы в верхней части его осадочного чехла, которые ограничивают горсты и грабены в поверхности дна, также являются результатом реактивизации более древ-

них разломов в фундаменте. Последние, по-видимому, образовались в широтном спрединговом центре Вартон на раннем этапе формирования плато Осборн. Их реактивизация может быть также связана с тектоническими процессами в близко расположенной зоне тройственного сочленения диффузных границ литосферных плит [34]. Высокая неотектоническая активность региона, которая продолжается до настоящего времени, подтверждается регистрируемой интенсивной сейсмичностью с большой магнитудой землетрясений [15, 34].

Плато Осборн, по-видимому, генетически тесно связано с Восточно-Индийским хребтом и в их происхождении и геологической истории может быть много общего. Очень близкое географическое расположение двух этих больших вулканических структур предполагает общий источник поступления магматических пород и единообразный механизм формирования. Строгая линейная форма ВИХ протяженностью более 5000 км (рис. 1а) свидетельствует о его формировании под воздействием длительного магматизма горячей точки Кергелен вблизи протяженного меридионального разлома, разделявшего Индийскую и Австралийскую литосферные плиты 40–80 млн лет назад. Изменения в кинематике литосферных плит могли существенно влиять на режим и характер регионального магматизма. Одним из таких событий в Индоокеанском регионе было “мягкое” столкновение Индийской и Евроазиатской плит в позднем палеоцене (~55 млн лет назад), вызвавшее резкое уменьшение скорости спрединга с 8.1 до 4.0 см/год [35]. Граница центрального и южного сегментов ВИХ, маркирующая изменение морфологии хребта из узкой цепочки отдельных поднятий в единое широкое поднятие, по-видимому, отражает соответствующую структурную переустройку в регионе, и она проходит по широте плато Осборн (~15° ю.ш.). О близком к данному событию возрасте этого участка ВИХ и соответственно плато Осборн свидетельствует датировка 58 млн лет базальтов из ближайшей скв. ODP 757 [43]. Размеры и форма плато Осборн, а также его субширотные тектонические структуры, скорее всего, предполагают его образование в результате непродолжительной магматической активности примерно 55 млн лет назад вблизи короткого субширотного разлома, связанного с палеоспрединговым хребтом Вартон.

Результаты исследования пород одной драги не позволяют делать обоснованные выводы о составе пород, слагающих основной массив плато Осборн. Кроме того, туфы, перекрывающие базальты Восточно-Индийского хребта, обычно имеют несколько отличающийся от пород фундамента состав и могли быть образованы в результате извержений вулканов, удаленных от места накопления пеплов [33]. С другой стороны, грубая размер-

ность лапиллей (до 1 см) свидетельствует о том, что источник извержений находился не далее 10–20 км [17] и вероятно располагался в пределах плато Осборн.

Анализ геохимических данных по составу палагонита позволил реконструировать основные геохимические особенности первичного состава стекла в туфах (рис. 7) [32]. Этот состав отличается своеобразием по сравнению с преобладающими типами базальтов Восточно-Индийского хребта (например, [21, 37]) и также по сравнению с палагонитизированными пеплами из скв. 757 южнее горы Осборн [33]. Особенностью вулканических стекол плато Осборн является высокая обогащенность несовместимыми элементами (Nb, Zr, Ti, La и др.), что сближает их по составу с высоко-титанистыми ($TiO_2 > 3$ мас. %) щелочными базальтами плато Кергелен.

Обобщая результаты исследования драгированных пород, можно предположить, что туфы, поднятые на плато Осборн, были образованы в результате эксплозивных вулканических извержений щелочных базальтов в субаэральных или относительно мелководных условиях. Вероятно, что драгированный материал представляет наиболее поздние продукты извержений в данном районе, перекрывающие лавовую постройку. Вторичное изменение туфов происходило в подводных условиях и приводило к полной палагонитизации вулканического стекла. Палагонитизированные пепловые и лапиллевые туфы очень широко распространены на флангах и в осевой зоне вдоль всего Восточно-Индийского хребта и также на хребте Брокен, где они слагают толщу мощностью до 200 м и непосредственно перекрывают породы фундамента [33]. В этом отношении описанные в работе туфы плато Осборн могут являться полными аналогами вулканических туфов Восточно-Индийского хребта. Важно отметить, что широкое распространение туфов отмечалось как уникальная особенность Восточно-Индийского хребта по сравнению с другими цепями подводных гор, связанных с горячими точками [33].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морфоструктурный и сейсмостратиграфический анализ новых данных многолучевой батиметрии и высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования рейса SO258/1 позволил получить первые представления о неотектоническом режиме на новейшем этапе эволюции плато Осборн в плиоцен–четвертичное время. Выявленные в осадочной толще разломы, которые выходят в поверхность дна, свидетельствуют о высокой неотектонической активности в районе плато Осборн. Она может продолжаться вплоть до настоящего времени, как и в прилегающем сегменте Восточно-Индийского хребта, где регистрируют-

ся землетрясения магнитудой 5 и выше (рис. 1). Два рефлектора А и С в верхней части осадочного чехла маркируют колебания уровня Мирового океана на рубеже миоцена–плиоцена и плиоцена–плейстоцена и отражают фациальные изменения в разрезе. Граница В на рубеже нижнего верхнего плиоцена связана с изменением локального гидродинамического режима в районе плато Осборн, который мог стать причиной некомпенсированного осадконакопления.

В результате впервые проведенного на плато Осборн драгирования были получены сильно измененные витрокластические туфы, состоящие из палагонитизированных пепловых частиц и лапиллей. Вероятно, они были образованы в результате эксплозивных вулканических извержений щелочных базальтов или фоидитов в субаэральных или относительно мелководных условиях и представляют наиболее поздние продукты извержений в данном районе. По имеющимся геологическим данным плато Осборн, не является самостоятельным образованием и, по-видимому, тесно генетически связано с Восточно-Индийским хребтом. Вероятно, оно сформировалось в период необычно продуктивного плюмового вулканизма при поступлении фертильного мантийного материала в зону магмогенерации.

Благодарности. Авторы благодарят капитана НИС “Зонне” О. Мейер, экипаж судна и коллег — участников исследований рейса SO258/1.

Источник финансирования. Рейс SO258/1 НИС “Зонне” выполнялся в рамках проекта INCON при финансовой поддержке Министерства образования и науки ФРГ. Российские ученые работали в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2019-0006), обработка и интерпретация геофизических данных выполнена при поддержке РФФИ в рамках проекта № 19-05-00680А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кашинцев Г.Л.* Магматизм, геологическая история и геодинамика дна Индийского океана (палеоцен–плейстоцен) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 70–81.
2. *Корсаков О.Д., Пилипенко А.И.* Тектонические деформации Восточно-Индийского хребта // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 2. С. 407–411.
3. *Левитан М.А.* Палеоокеанология Индийского океана в мелу–неогене. М.: Наука, 1992. 247 с.
4. *Левченко О.В.* Рейс #KNOX066RR научно-исследовательского судна “Роджер Ревелл” (США) 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 947–954.
5. *Левченко О.В., Ананьев Р.А., Веклич И.А. и др.* Комплексные исследования подводной горы в основании северного сегмента Восточно-Индийского хребта // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 3. Вып. 39. С. 90–104.

6. Левченко О.В., Маринова Ю.Г., Вернер Р., Портнягин М.В. Геологические исследования в восточной части Индийского океана: рейс SO258/1 НИС “Зонне” (ФРГ) с участием российских ученых // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 27–29.
7. Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. Тектоника хребта Девяностого градуса // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 252–266.
8. Маринова Ю.Г. Стратиграфические перерывы в осадочном чехле осадочного чехла Восточно-Индийского хребта // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 68–81.
9. Милановский В.Е. Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта. Дис. канд. г.-м.н. г. Москва, 1984. 175 с.
10. Пилипенко А.И., Богомяков А.П., Попов В.Д. Раннекайнозойская палеоошь разрастания на Восточно-Индийском хребте и плато Осборн (Индийский океан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 949–953.
11. Пилипенко А.И., Мейснер Л.Б., Юбко В.М. Сейсмо-стратиграфия осадочного чехла Восточно-Индийского хребта и плато Осборн // Бюл. МОИП. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 24–29.
12. Пушаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.
13. Сейсмическая стратиграфия / Под ред. Ч. Пейтона. Т. 1. М.: Мир, 1982. 357 с.
14. Суцневская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика // Геохимия. 2016. № 3. С. 256–277.
15. ANSS Comprehensive Earthquake Catalog (ComCat) <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat>
16. Blackman D. Project: VANCOUVER Expedition, Leg 10. 2003. URL: <https://www.rvdata.us/search/cruise/VANC10MV>.
17. Cashman K., Rust A. Introduction // Volcanic Ash / Eds. Mackie S. et al. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 5–22.
18. GEBCO_2019Grid. https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data.
19. GEOROC: Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents. Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany. <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/> (accessed in 2018)
20. Golowin R., Portnyagin M., Hoernle K. et al. The role and conditions of second-stage mantle melting in the generation of low-Ti tholeiites and boninites: the case of the Manihiki Plateau and the Troodos ophiolite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2017. V. 172. Iss. 11–12. P. 104.
21. Frey F.A., Pringle M., Meleney P et al. Diverse mantle sources for Ninetyeast Ridge magmatism: Geochemical constraints from basaltic glasses // Earth and Planetary Science Letter. 2011. V. 303. Iss. 3–4. P. 215–224.
22. Halter W.E., Pettke T., Heinrich C.A., Rothen-Rutishauser B. Major to trace element analysis of melt inclusions by laser-ablation ICP-MS: methods of quantification // Chem. Geol. 2002. V. 183(1). P. 63–86.
23. Jochum K.P., Stoll B., Herwig K. et al. MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. Q02008. <https://doi.org/10.1029/2005GC001060>
24. Kopf A., Klaeschen D., Weinrebe W. et al. Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast ridge, Eastern Indian Ocean // Marine Geophysical Research. 2001. V. 22. P. 225–234. <https://doi.org/10.1023/A:1012297315620>
25. Krishna K.S. Structure and evolution of the Afanasy Nikitin seamount, buried hills and 85° E Ridge in the northeastern Indian Ocean // Earth Plan. Sci. Lett. 2003. V. 209. P. 379–394.
26. Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W. et al. Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from spreading records in adjacent oceanic basins and age constraints of the ridge // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B04101. <https://doi.org/10.1029/2011JB008805>
27. Krishna K.S., Gopala Rao D., Ramana M.V. et al. Tectonic model for the evolution of oceanic crust in the northeastern Indian Ocean from the Late Cretaceous to early Tertiary // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № 10. P. 20011–20024.
28. Krishna K.S., Gopala Rao D., Subba Raju L.V. et al. Paleocene on-spreading–axis hotspot volcanism along the Ninetyeast Ridge: An interaction between the Kerguelen hotspot and the Wharton spreading center // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.). 1999. V. 108. № 4. P. 255–267.
29. Ledbetter M.T., Ciesielski P.F., Osborn N.I., Allison E.T. Bottom-current erosion in the southeast Indian and southwest Pacific Oceans during the last 5.4 million years // Antarctic Earth Science / Eds. Oliver R.L. et al. Cambridge University Press, 1983. P. 379–383.
30. Luyendyk B. P., Rennick W. Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean // Geol. Soc. Am. Bull. 1977. V. 88. P. 1347–1356.
31. Nobre Silva I. G., Weis D., Scoates J. S., Barling J. The Ninetyeast Ridge and its Relation to the Kerguelen, Amsterdam and St. Paul Hotspots in the Indian Ocean // Journal of Petrology. V. 54. Iss. 6. 2013. P. 1177–1210.
32. Pearce J.A. A user’s guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. V. 12(79). P. 113. <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>.
33. Peirce J., Weissel J. et al. Proc. ODP, Init. Repts.: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1989. V. 121. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.121.1989>
34. Royer J.-Y., Gordon R. G. The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates // Science. 1997. V. 277. P. 1268–1274. <https://doi.org/10.1126/science.277.5330.1268>
35. Royer J.-Y., Peirce J.W., Weissel J.K. Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge // Proc. Ocean Drill Program Sci. Results. 1991. V. 121. P. 763–776. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.121.122.1991>

36. *Sager W.W.* Cruise Report KNOX06RR R/V Roger Revelle. 2007. <http://www.marine-geo.org/tools/search/data/field/Revelle/KNOX06RR/docs/>
37. *Sager W.W., Paul C.F., Krishna S, et al.* Large fault fabric of the Ninetyeast Ridge implies near-spreading ridge formation // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L17304. <https://doi.org/10.1029/2010GL044347>
38. *Saunders A.D., Storey M., Gibson I.L. et al.* Chemical and isotopic constraints on the origin of basalts from Ninetyeast Ridge, Indian Ocean: Results from DSDP Legs 22 and 26 and ODP Leg 121 // *Proc. of the Ocean Drill Program.* 1991. V. 121. P. 559–590.
39. *Slater J.G., Fisher R.L.* The evolution of the east central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1974. V. 85. P. 683–702.
40. *Stroncik N.A., Schmincke H-U.* Palagonite – a review // *Int. J. of Earth Sci.* 2002. V. 91. Iss. 4. P. 680–697. <https://doi.org/10.1007/s00531-001-0238-7>
41. *Sun S-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication.* 1989. V. 42. P. 313–345.
42. *Vail P.R., Mitchum R.W., Thompson S.* Global Cycles and relative changes of sea level // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1977. V. 26. P. 83–97.
43. *Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al.* Proc. ODP Sci. Results: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. V. 121. 620 p.
44. *Werner R., Wagner H.-J., Hauff F.* RV SONNE Fahrtbericht / Cruise Report SO258/1: INGON: The Indian – Antarctic Break-up Engima, Fremantle (Australia) – Colombo (Sri Lanka) 07.06.–09.07.2017. GEOMAR Report. N. Ser. 038. Kiel. 2017. 187 p. <https://oceanrep.geomar.de/39238/>.
45. *Xu G., Frey F.A., Weis D. et al.* Flood basalts from Mt. Capitole in the central Kerguelen Archipelago: Insights into the growth of the archipelago and source components contributing to plume-related volcanism // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2007. V. 8. Q06007. <https://doi.org/10.1029/2007GC001608>

The Composition of Volcanic Tuffs, Neotectonic and the Structure of the Upper Sedimentary Cover of the Osborn Plateau (Indian Ocean)

Yu. G. Marinova^{a, #}, O. V. Levchenko^a, M. V. Portnyagin^{b, c}, R. Werner^b

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany*

^c*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: marinova.ocean@gmail.com*

The Osborn Plateau is a large intraplate elevation in the eastern part of the Indian Ocean, which has been poorly studied by geological and geophysical methods. In cruise SO258/1 on RV Sonne, were collected new data with Parasound seismic profiling, multi-beam survey and for the first time dredging. Faults in the sedimentary cover, which extend to the bottom surface, indicate on high neotectonic activity in the area of the Osborn Plateau. It can continue up to the present, as well as in the adjacent segment of the Ninetyeast Ridge, where strong earthquakes are recorded. Two reflectors A and C in the upper part of the sedimentary cover mark global regressive changes in the World Ocean level at Pliocene/Pleistocene and Miocene/Pliocene and boundaries. The reflector B in the sediments at the boundary of the Lower/Upper Pliocene is associated with a change in the regional hydrodynamic regime at the time in the eastern Indian Ocean. Reflector B at the lower/upper Pliocene boundary is associated with a change in the local hydrodynamic regime in the plateau region and was caused by uncompensated sedimentation. As a result of dredging, strongly altered vitroclastic tuffs were obtained, consisting of palagonized ash particles and lapilli. An analysis of geochemical data on the composition of palagonite made it possible to reconstruct the main geochemical features of the primary composition of glass in tuffs, in particular, the high enrichment of incompatible elements (Nb, Zr, Ti, La, etc.). The results of the study of dredged rocks suggest that tuffs dredged on the Osborn Plateau were formed as a result of explosive volcanic eruptions of alkaline basalts under subaerial or relatively shallow conditions and represent the latest eruption products in the region.

Keywords: Osborn Plateau, Indian Ocean, seismic profiling, multibeam bathymetry, reflector, fault, dredging, palagonite