

УДК 551

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ СИСТЕМА ПОДВОДНЫХ ГОР АТЛАНТИС–МЕТЕОР (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА): ОБСТАНОВКИ ВУЛКАНИЗМА И СЕДИМЕНТАЦИИ В ПОЗДНЕМ МИОЦЕНЕ–ПЛИОЦЕНЕ, ПОЛОЖЕНИЕ В РЯДУ АТЛАНТИКО-АРКТИЧЕСКИХ СТРУКТУР

© 2019 г. Н. П. Чамов*, И. Е. Стукалова, С. Ю. Соколов, А. А. Пейве,
Н. В. Горькова, А. А. Разумовский, М. Е. Былинская, Л. А. Головина

*Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
E-mail: nchamov@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.02.2019 г.

Статья посвящена анализу оригинальных материалов, полученных в 33 рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в восточной части Северной Атлантики при изучении системы подводных гор Атлантис–Метеор. Система представляет собой единое вулканическое поднятие, сформированное на Канарской абиссальной плите, и является одним из ключевых объектов для понимания геологической истории раскрытия центрального сегмента Атлантического океана. В статье рассматриваются базальты, тефриты и органогенно-терригенные лагунно-морские отложения, драгированные с подводных гор Атлантис, Плато и Круизер. Петрографические свойства и составы базальтов подводных гор Атлантис и Круизер отражают существенные различия в обстановках их излияний. В первом случае хорошо раскристаллизованные, не обнаруживающие признаков везикулярности, оливиновые базальты изливались в глубоководных условиях. Стекловатые сильно везикулярные базальты г. Круизер характерны для малоглубинных субаэральных излияний. Получены свидетельства в пользу субаэральных обстановок накопления туфобрекчий и туфогравелитов горы Плато. Выявлены закономерности литогенетических преобразований органогенно-терригенных отложений горы Круизер, подвергшихся высокотемпературному воздействию субаэральных лавовых потоков. В ходе вулкано-осадочного литогенеза растительное лигнитоподобное вещество теряло свою первичную структуру, превращаясь в природный анизотропный кокс с широким развитием фюзинита и пирофюзинита. Авторы статьи связывают изученные вулканические проявления с заключительным (позднемиоцен–плиоценовым) этапом вулканизма в системе подводных гор, который предшествовал распаду системы, ее прогрессивному погружению и превращению островов в гайоты.

Ключевые слова: Северная Атлантика, подводная гора, тектоника, седиментация.

DOI: 10.31857/S0024-497X20195418-438

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое положение и характеристика системы подводных гор

Тектоно-седиментационная система подводных гор Атлантис–Метеор является элементом земной коры регионального уровня, представляет собой единое вулканическое поднятие, сформированное на Канарской абиссальной плите, и является одним из ключевых объектов для понимания геологической истории раскрытия Северной Атлантики (рис. 1).

Вулканическое поднятие находится на расстоянии около 1500 км к северо-западу от Афри-

канского континента, оконтуривается по изобате 3750 м, имеет протяженность не менее 1000 км и площадь свыше 350 000 км². В пределах поднятия выделяются семь крупных подводных гор с плоскими вершинами, находящимися в настоящее время на глубинах от 240 до 800 м. Секущие Срединно-Атлантический хребет субширотные трансформные разломы Океанограф, Хейс и Атлантис замыкаются в районах подводных гор Атлантис, Круизер и Грейт Метеор, соответственно.

Изучение тектоно-седиментационной системы Атлантис–Метеор продолжается с 1970-х годов, однако представления о ее развитии весьма противоречивы. Существующие модели можно

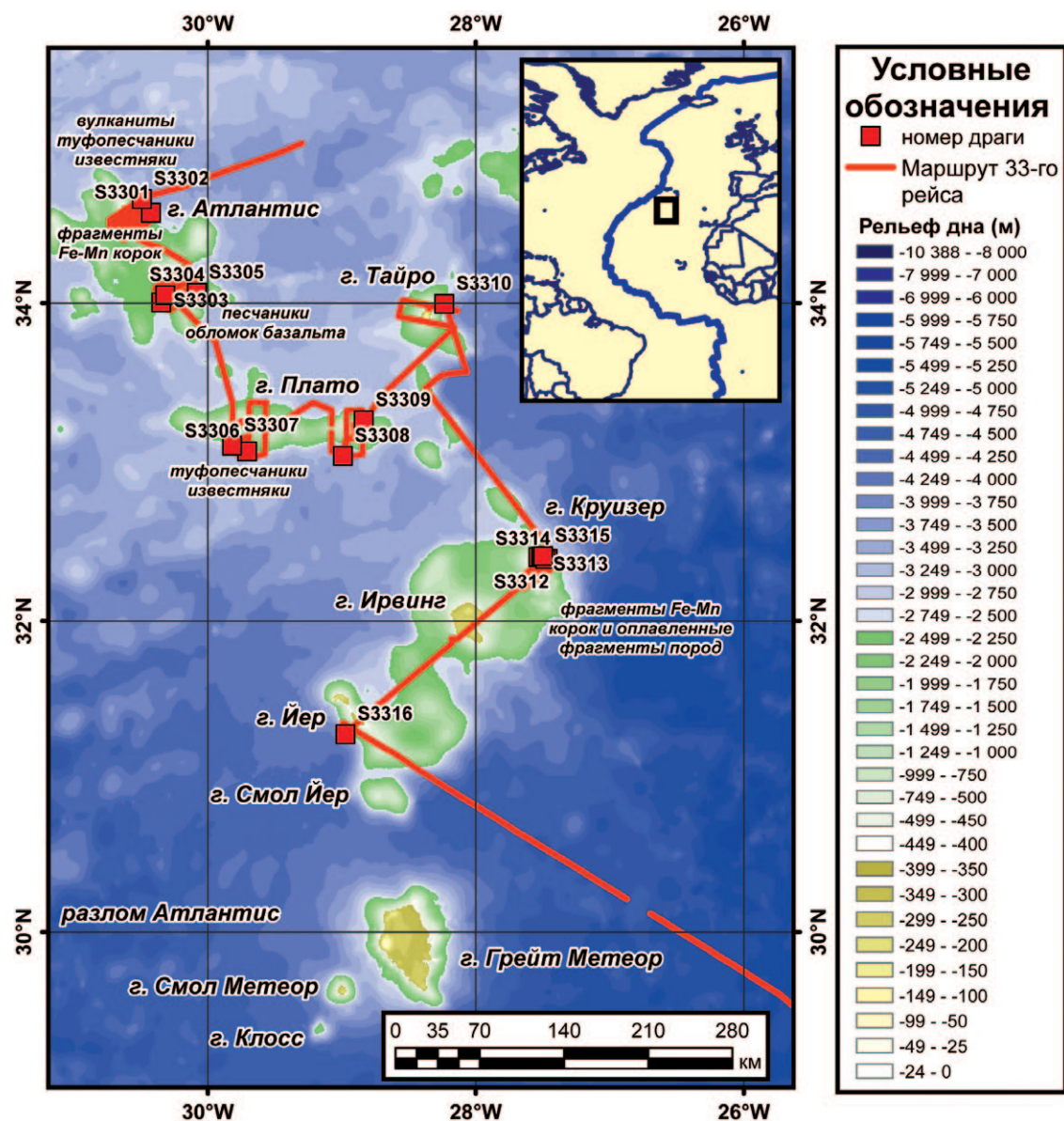


Рис. 1. Схема проведения геолого-геофизических работ 33 рейса НИС «Академик Николай Страхов» в районе подводных гор Атлантис–Грейт Метеор. Построена по данным GEBCO 30" Bathymetry Grid, Version 2014-11-03.2014. (<http://www.gebco.net>). Линия — трек экспедиции, прямоугольники — положение станций драгирования. На врезке показано положение района работ в Атлантике.

свести к двум принципиальным группам: горячих точек и структурного контроля.

Согласно одной из моделей первой группы системы подводных гор Корнер на западе и Атлантис–Метеор на востоке Северной Атлантики маркируют последовательное прохождение в позднемеловое время Северо-Американской плиты, Срединно-Атлантического хребта и Африканской плиты над горячей точкой Новая Англия [Tucholke, Smoot, 1990]. Главный недостаток данной концепции состоит в отсутствии

убедительного объяснения повторного вулканизма на некоторых подводных горах через 20–30 млн лет после их первоначального прохождения через горячую точку. Геологически состоятельными не представляются ни предположение о возвратном направлении смещения плит, ни допущение возможной связи горячей точки с ранее сформированными вулканическими постройками через некие внутрилитосферные каналы протяженностью в несколько сотен километров.

Модели данной группы не учитывают также и тот факт, что система подводных гор Атлантис–Метеор имеет сложную морфологию, которая никак не может быть объяснена в рамках одной системы геодинамических напряжений. Положение подводных гор (см. рис. 1) указывает на существование, по крайней мере, четырех структурных осей: северо-западной (Атлантис–Плато, Круизер–Тайро, Грейт Метеор–Йер), северо-восточной (Плато–Тайро–Безымянная, Йер–Ирвинг–Круизер), широтной (Плато) и наименее отчетливой меридиональной (Грейт Метеор–Йер).

Модели второй группы отдают предпочтение кинематическому механизму формирования системы подводных гор и структурному контролю наблюдаемых по данным томографии “горячих” аномалий [Бебешев и др., 1989; Georgen, 2011]. Близки к этой группе модели, связывающие развитие региона с крупномасштабным взаимодействием спредингового хребта и Азорского плюма [Gente et al., 2003; Ribeiro, 2017].

Сотрудниками Геологического института РАН изучение подводных гор системы Атлантис–Грейт Метеор проводилось в 1-м (1985 г.) [Бебешев и др., 1984] и 33-м (2016 г.) рейсах НИС “Академик Николай Страх”. В статье приводится описание результатов макро- и микроскопического изучения вулканических и терригенно-гумусовых пород, драгированных со склонов подводных гор в экспедиции 2016 г. (см. рис. 1). Новые материалы дополняют полученные в 1-м рейсе данные о природе вулканитов и открывают не известные ранее черты вулканогенно-осадочного литогенеза терригенно-гумусовых отложений, подвергшихся высокотемпературному воздействию субаэральных лавовых потоков.

Время образования подводных гор

По данным интерпретации магнитных аномалий [Verhoef, 1984] возраст океанского дна в районе подводных гор составляет 82–86 млн лет для Грейт Метеор, 75–83 млн лет для Йер, 69–78 млн лет для Ирвинг, 68–77 млн лет для Круизер, 49–60 млн лет для Плато, 50–56 млн лет для Тайро и 37–48 млн лет для Атлантис.

Формирование собственно вулканических построек началось не ранее чем в олигоцене или начале миоцена [Willians et al., 1983]. По резуль-

татам К–Аг датирования возраста драгированных базальтов составляют для Плато 33.4 ± 0.5 млн лет и 31.6 ± 0.4 млн лет для Смол Йер [Ribeiro et al., 2017]. Возраст горы Круизер, рассчитанный с использованием эмпирической кривой погружения коры Атлантического океана, составляет около 16 млн лет [Tucholke, Smoot, 1990]. Минимальный возраст для комплекса подводных гор Круизер–Йер оценивается в 13.3 млн лет [Duin, 1984]. Минимальные возраста подводной горы Грейт Метеор, основанные на К–Аг датировании базальтов с глубин 600 и 1000 м составляют 16.3 ± 0.4 и 10.7 ± 0.5 млн лет [Wendt et al., 1976].

На миоценовый возраст указывают и результаты микрофаунистического анализа образцов, драгированных со склонов подводных гор в 1-м рейсе НИС “Академик Николай Страх”. Все осадочные породы, драгированные со склонов вулканических поднятий, характеризуются высоким содержанием органогенного карбонатного вещества. Большая часть пород является органогенными известняками, состоящими из остатков раковин фораминифер, органогенного карбонатного детрита, нанопланктона [Головина и др., 1984].

Подводная гора Атлантис опробована драгированием на разных склонах и глубинах. С нижней части склона горы Атлантис (глубина до 2340 м) драгированы детритовые известняки, состоящие из раковин фораминифер и нанопланктона в тонкообломочном кальцитовом цементе. Среди нанопланктона определены: *Coccolithus pelagicus* (крупные формы типа *miocenica*), *C. aff. macintyreii*, *Discoaster deflandrei* (крайняя степень зарастания вторичным CaCO_3). Возраст известняков по этим формам определен приблизительно как миоценовый (23–5 млн лет). Кроме того, подняты и фораминиферо-детритовые известняки с нанопланктоном четвертичного возраста (*Calcidiscus macintyreii* и мельчайшие *Gephyrocapsa* sp.).

В пробах, взятых с середины склона горы Атлантис (глубина около 2000 м) установлен разнообразный тепловодный относительно мелководный комплекс: *Reticulofenestera pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* sp., *Scyphosphaera* sp.sp. (3–4 вида), *Discoaster surculus*, *D. brouweri*, *D. aff. berggrenii*, *D. prepentaradiatus*, *Amaurolithus* aff. *primus* (1 экз.), *Ceratolithus rugosus* (1 экз.) и др. Все дискоастеры с избыточным нарастанием кальцита и поэтому

плохо определимы; учитывая это, вмещающие породы могут датироваться второй половиной позднего миоцена [Головина и др., 1984].

Таким образом, возраст органогенных пород склонов горы Атлантис охватывает стратиграфический интервал от олигоцена до квартера. Накопление осадков происходило в тепловодной относительно мелководной обстановке и сопровождалось перемывом продуктов синхронной вулканической деятельности [Бebeshev и др., 1989].

Подводная гора Круизер характеризуется широким распространением различных органогенных известняков. В известняках с западного склона с глубины 1800–1300 м определена ассоциация нанопланктона с *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *D. exilis*, *Calcidiscus macintyreii*, *D. aff. kugleri*, *D. aff. bellus* и другими формами нижней части среднего миоцена (15–11 млн лет) — зона *Discoaster exilis* [Головина и др., 1984].

Подводная гора Грейт Метеор покрыта чехлом (150–600 м) постсреднемиоценовых (<11 млн лет) карбонатных и пирокластических пород и песков [Бebeshev и др., 1989]. Согласно исследованиям [Mironov, Krylova, 2006] в период поздний миоцен–плиоцен (11–2 млн лет) вершинная поверхность подвергалась морской абразии, а затем она погрузилась на глубину около 300 м, что привело к прекращению рифообразования.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая характеристика драгированных пород

В экспедиции 2016 г. каменный материал был драгирован со склонов гор Атлантис, Плато и Круизер. Данные о параметрах драгировок приведены в табл. 1.

На станции S3302 с северо-восточного склона г. Атлантис были подняты вулканиты, ту-

фопесчаники и известняки (рис. 2а). Базальты зеленовато-серые, плотные. На спиле в однородной массе породы наблюдаются отдельные кристаллы оливина или псевдоморфозы по ним, сложенные иддингситом. Примечательно, что в плотном однородном матриксе практически неизмененные и полностью замещенные кристаллы находятся в непосредственной близости друг от друга. Кристаллы имеют как изометричную, так и удлиненную форму. Изометричные кристаллы оливина достигают в поперечнике 0.5–0.7 см.

На границе базальтов и известняков отмечаются закалочные каймы и интенсивное ожелезнение языками проникающее в карбонатную массу, что указывает на горячий контакт лавы и осадка в прошлом (см. рис. 2а). Карбонатные отложения на контакте с базальтами насыщены микрофаунистическими остатками с широким спектром видовой принадлежности (см. рис. 2б). Планктонные фораминиферы представлены видами: *Orbulina universa*, *Globorotalia menardii*, *G. crassaformis*, *G. tumida*, *G. scitula*, *G. puncticulata*, *Globigerina bulloides*, характерными для миоцена–плиоцена.

На станции S3307 с южного склона г. Плато подняты разной степени плотности вулканомиктовые участками брекчированные красновато-коричневые породы (см. рис. 2в). Основная часть породы сложена неправильной формы разноориентированными обломками, размер которых варьирует от 1 до 5 см. Текстура обломков массивная, структура мелкогравийная. Состав зерен вулканомиктовый, окатанность плохая, цемент туфогенный базальный. Внутри зон дробления фрагменты приобретают угловатую форму, а размер их варьирует от см до первых мм. Светлый цемент имеет известковистый состав и активно вскипает в соляной кислоте. Микрофаунистических остатков в цементе не обнаружено, что позволяет предположить хемогенную природу карбоната.

Таблица 1. Станции, координаты и глубины начала и конца драгирования

№ станции	Широта начальная	Долгота начальная	Широта конечная	Долгота конечная	Глубина начальная (м)	Глубина конечная (м)
S3302	34°36.4'	-30°33.7'	34°36.0'	-30°34.0'	840	800
S3307	33°11.5'	-29°49.0'	33°12.4'	-29°42.2'	1500	1260
S3312	32°23.0'	-27°30.0'	32°23.5'	-27°30.6'	1800	1670

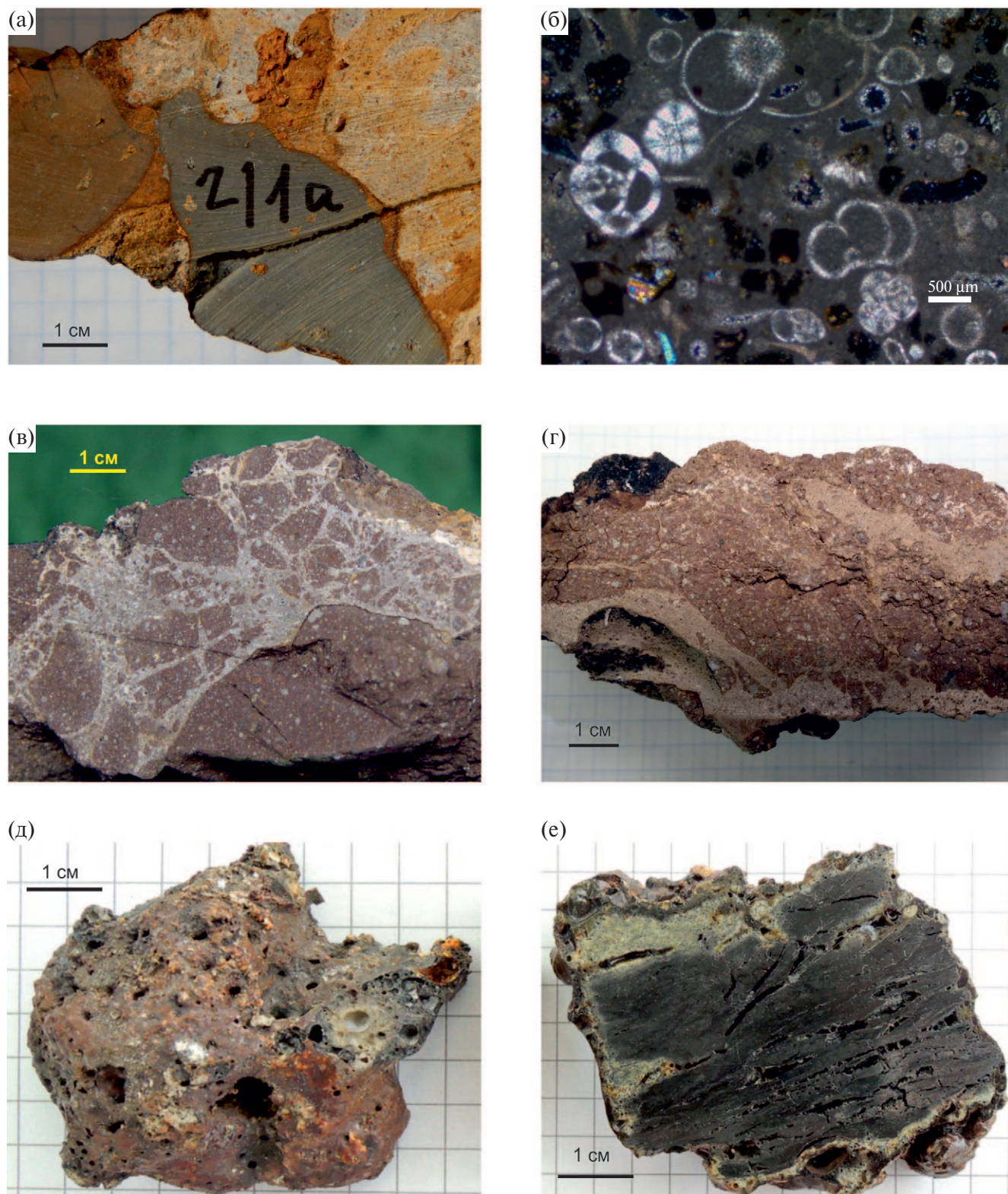


Рис. 2. Драгированные породы.

а, б — г. Атлантик, станция S3302: а — контакт базальта и карбонатных пород, б — смесь вулканокластики и донного осадка, шлиф, николи ×; в, г — г. Плато, станция 3307: в — туфобрекчия, г — туфогравелит; д, е — г. Круизер, станция S3312: д — внешняя сторона образца S3312-3 (пестрая стекловатая порода с пористой текстурой), е — пришлифованный срез образца S3312-3 (светлая стекловатая оторочка с заливами вокруг темной лигнитоподобной массы).

Сходные по составу, но фациально отличные породы представлены слабосцементированными, рассыпающимися в руках мелкогалечными гравелитами с признаками вязкого течения породы (см. рис. 2г). Смещение нелитифицированной массы в прошлом подчеркивают неправильной формы песчано-карбонатные пропластки толщиной до 1 см. Обломки хорошо сортированы по размеру (0.2–0.4 см), плохо окатаны. Цемент вулканогенно-песчанистый мелкозернистый, равномернoзернистый.

На станции S3312 с восточного склона г. Круизер были подняты железомарганцевые корки и неправильной формы стяжения оплавленных стекловатых пористых пород (см. рис. 2д). В пришлифованных спилах таких образований видно, что их основной объем сложен темной породой, похожей на древесный уголь и заключенной в зеленовато-серую стекловатую рубашку (см. рис. 2е). Стекловатая масса сильно варьирует по толщине от первых мм до 1 см и проникает в основную породу по прослоям и “заливам”. Отчетливо видно, что стекловатая оторочка развита и по внутренним поверхностям большинства удлиненных пустот в углефицированном материале. Физические свойства наблюдаемых разностей резко различны — стекловатая порода плотная и твердая и не оставляет черты, тогда как темная легко царапается ногтем или ножом и оставляет на бисквите отчетливый черный след.

Ниже приводятся результаты микроскопического изучения поднятых пород.

Базальты

Базальты горы Атлантис (станция S3302) обнаруживают хорошо раскристаллизованную микролитовую структуру и практически не содержат везикул, что указывает на кристаллизацию расплава при относительно больших давлениях (рис. 3а). Вкрапленники составляют около 10–15% породы. Они представлены преимущественно крупными (обычно 0.5–3 мм, до 5 мм) кристаллами оливина как октаэдрической, так и удлиненно-призматической или удлиненно-каплевидной (квенчкристаллы) формы. Местами по оливину развивается идидингсит, иногда до полного замещения. Единичные вкрапленники клинопироксена достигают 5 мм. Основ-

ная масса слабо раскристаллизована. Ее составляют мелкие (около 0.1 мм) лейсты плагиоклаза, микролиты (0.25 мм) оливина и витрифицированное стекло. Округлые мелкие (0.05–0.1 мм) выделения рудных минералов составляют до 30% матрикса.

Присутствие резко удлиненных кристаллов (квенчкристаллы) оливина свидетельствует о быстрой их кристаллизации в результате излияния магмы на поверхность. Следы магматического течения выражены обтеканием микролитами порфирировых вкрапленников. Кроме того, на излияния базальтов в обстановке морского дна указывает захваченный лавовым потоком илистый материал, насыщенный микрофаунстическими остатками (см. рис. 3а, 3б). На значительную разность температур на контакте сред указывает отчетливая закалочная кайма вокруг захваченного материала. О глубинности излияния базальтов г. Атлантис свидетельствует видовой состав захваченной микрофауны, который по разнообразию намного превосходит редуцированный субаэральный комплекс г. Круизер.

В образцах с горы Круизер (станция S3312) стекловатые породы под микроскопом обнаруживают характерные черты отложений лавовых потоков. Основная масса породы имеет характерную гиалопилитовую (войлочную) структуру с микролитами плагиоклаза, погруженными в стекловатый матрикс. Текстура породы миндалекаменная, характерная для малоглубинных субаэральных излияний, за счет которых возникают относительно маломощные потоки гиалобазальтов с отчетливо проявленной везикулярностью. Многочисленные миндалины выполнены тонкими микролитами плагиоклаза, реже железистым агрегатом с микрокристаллами пироксена (см. рис. 3в). Характерны обильные выделения рудных минералов, часто локализованные по периферии миндалин (см. рис. 3в, 3е). Форма миндалин сильно варьирует — от идеально округлых, до каплевидных и совершенно бесформенных. В каплевидной миндалине, выполненной палагонизированным стеклом (см. рис. 3г), отчетливо видны следы вязко-пластического течения с трещинами отрыва, характерными для канатных лав. Отмеченное на макроскопическом уровне проникновение стекловатого лавового материала в лигнитовидную массу и текстуры течения на-

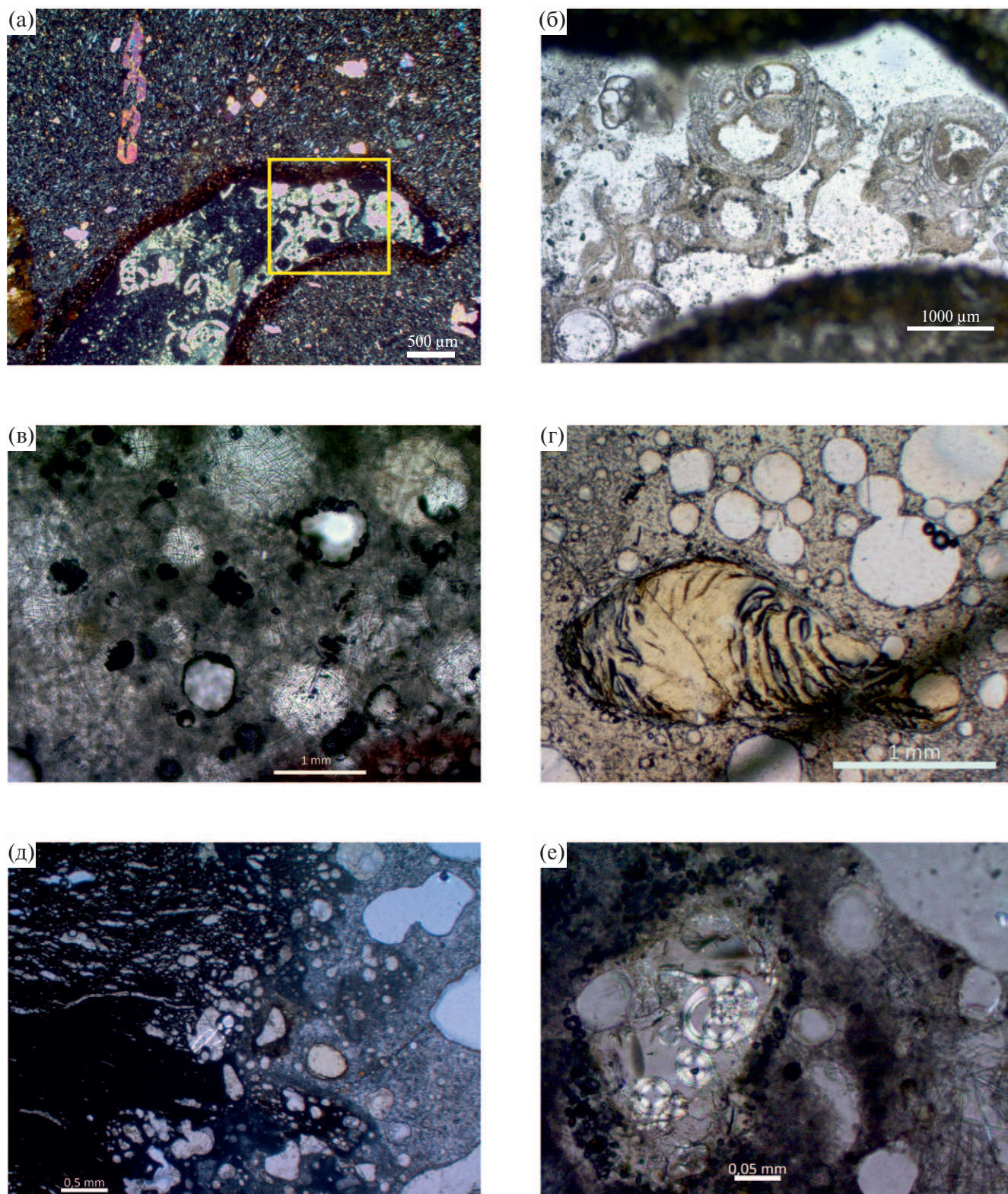


Рис. 3. Отложения лавовых потоков гор Атлантис и Круизер.

а, б — г. Атлантис, станция S3302: а — микролитовый оливиновый базальт, николи ×, б — захваченные лавовым потоком донные отложения с микрофауной (фрагмент поля шлифа, обозначенного рамкой на рис. За, николи ||); в—е—г. Круизер, станция S312: в — стекловатый миндалекаменный базальт, николи ×, г — текстуры течения в деформированной везикуле, николи ||, д — контакт лавового потока с органогенно-осадочными отложениями, николи ×, е — микрофаунистические остатки в миндалине неправильной формы, николи ×.

блюдаются и на микроуровне (см. рис. 3д). Закалочные каймы развиты слабо, хотя и наблюдаются на отдельных участках контакта и вокруг некоторых обломочных зерен. О подвижности лав свидетельствуют и включения материала из вмещающих пород. В шлифе, изображенном на рис. 3е, видна относительно крупная раковина фораминиферы, которую, судя по отсутствию пор и расположению камер, можно предположительно определить, как представителя отряда *Miliolida*. Это бентосная группа, в основном обитающая на сравнительно небольших глубинах. В тончайшем светлом известковистом прослое образца S3312-3 обнаружены единичные кокколиты вида *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman 1898) Loeblich & Tappan, 1978, стратиграфический диапазон существования которого определяется от основания аквитана (19.00–22.82 млн лет) и доныне.

Туфобрекчии

В образцах с г. Плато (станция S3307) изучены шлифы из массивных разностей пород, слагающих туфобрекчии (рис. 4). Обломки представлены неокатанными мелко-среднезернистыми обломками базальтов с разной текстурой, реже измененными минералами. Бурый туфогенно-глинистый матрикс сильно ожелезнен. Как в матриксе, так и обломках базальтов очень широко развиты рудные минералы. На отдельных участках скопления рудных минералов приурочены к литофизам — пустотам, образованных из-за пузырьков воздуха (см. рис. 4г).

Директивных структур, следов течения, сортировки, а также включений микрофауны не отмечается. Сделанные наблюдения позволяют связать образование туфогенного материала с пирокластическим потоком в наземных (аэральных) условиях.

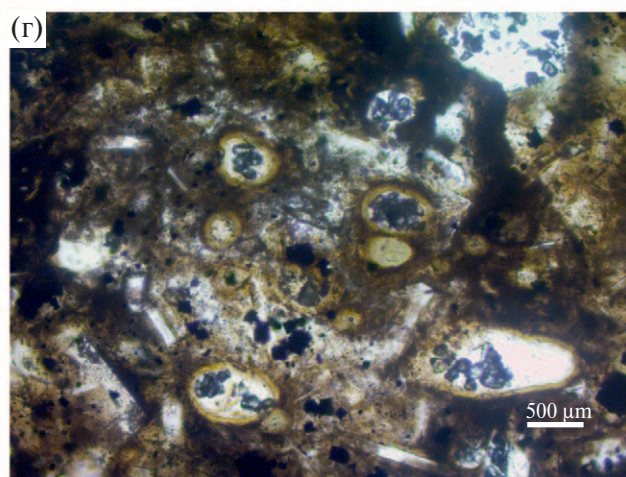
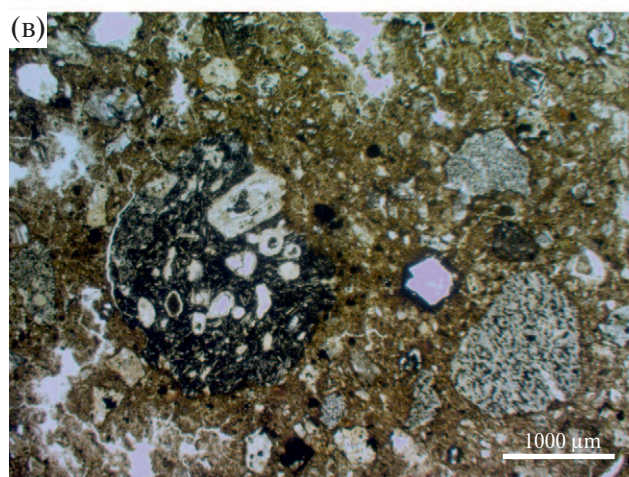
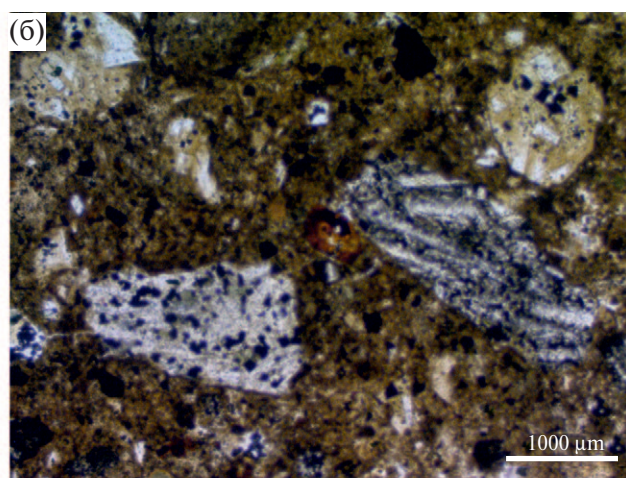
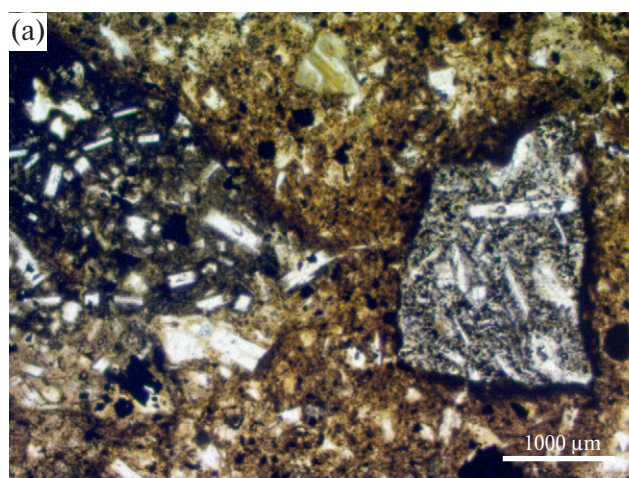


Рис. 4. Туфогенные отложения г. Плато, станция S3307.

По данным [Ribeiro et al., 2017] тефриты также были подняты с северного склона г. Круизер.

Терригенно-гумусовые отложения

Станция S3312, г. Круизер. Под оптическим микроскопом основная масса, слагающая центральные части рассматриваемых стяжений, имеет отчетливо стратифицированную структуру, образованную переслаиванием растительного гумусового и пелитового терригенного материала (рис. 5а). Терригенные зерна плохо и среднеокатаны, наиболее крупные достигают 0.5 мм в поперечнике. Толщина терригенных прослоев варьирует от 0.01 до 1.0 мм.

Как терригенные, так и слойки гумусового материала имеют, как правило, линзовидную форму. Часто они многократно разорваны по простиранию со сдвиговым смещением фрагментов. Нарушение стратификации выражено и в образовании зон пережима серий слойков, где происходит их деформация и меланжирование (см. рис. 5б). В составе терригенных прослоев присутствуют остатки микрофауны — цисты кальциевых динофлагеллят, бентосные фораминиферы и кальциевые водоросли (см. рис. 5в, 5г).

Несмотря на общую структурную схожесть с лигнитами, растительный гумусовый материал в проходящем свете имеет черную окраску, не характерную для лигнитов. Последние име-

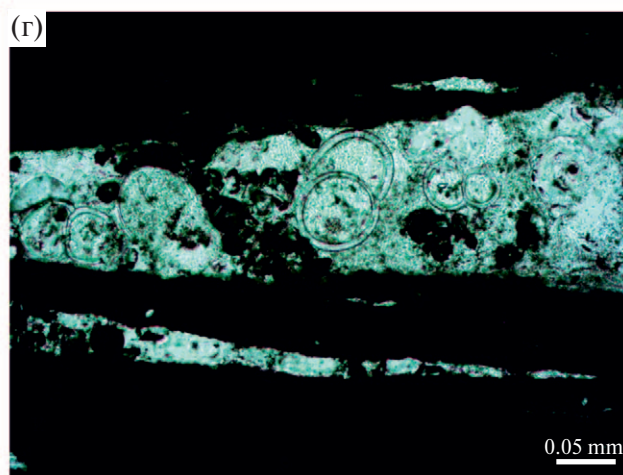
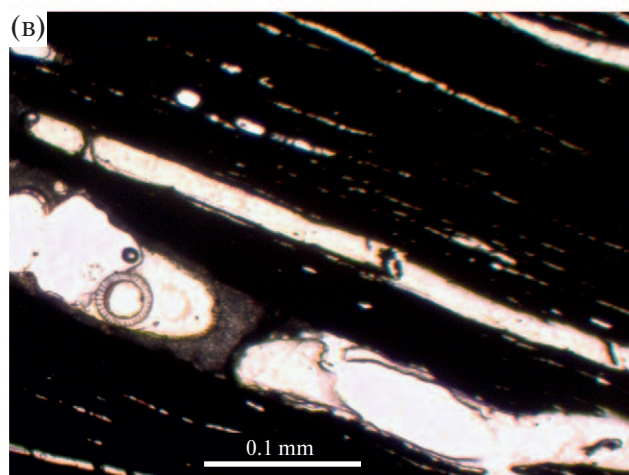
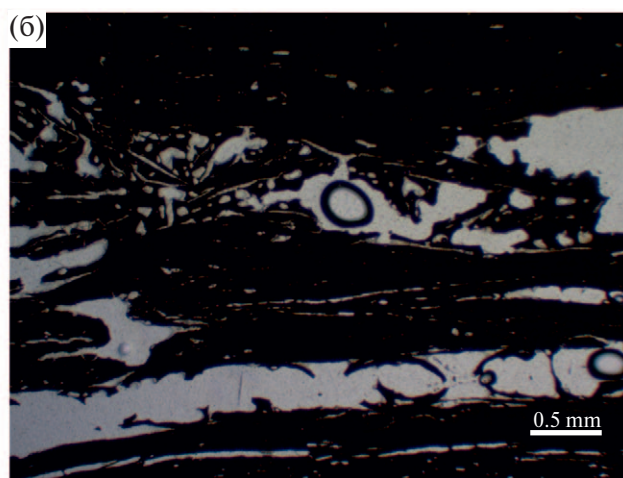
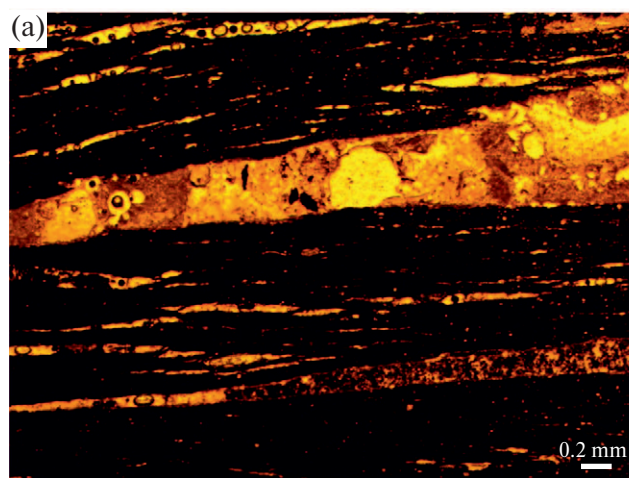


Рис. 5. Терригенно-гумусовые отложения горы Круизер, станция S3312.

а — гумусовый материал не прозрачный в проходящем свете с терригенными прослоями; б — нарушение стратификации в зоне пережима серий слойков; в — одиночная кальциевая циста *Dinoflagellata* в терригенном прослое; г — кальциевые водоросли в терригенном прослое.

ют обычно коричневые или светло-коричневые цвета. Очевидная углефикация гумусового органического вещества указывает на его преобразование под воздействием высоких температур. Ранние исследования показали, что даже кратковременное тепловое воздействие изверженного вулканического материала на органическое вещество наземной растительности резко и неравномерно изменяет его состав и свойства [Петрова и др., 1998; Стукалова и др., 2004]. Повышение температуры стимулирует в нем реакции конденсации и упорядочения углеродистой структуры, что сопровождается изменением массы, уплотнением и сокращением объема (усадкой).

Следы влияния высокотемпературных лав и растворов на характер преобразования (литогенез) гумусового материала со станции S3312 г. Круизер изучены при больших увеличениях на оптическом и сканирующем микроскопах. На рис. 6а видно, как вулканогенно-гидротермальная порода пропитывает гумусовое вещество со слоистой текстурой. Хорошо видно расщепление слоев внедряющимся материалом. Органогенное вещество приобретает пористую структуру, превращаясь, по существу, в природный кокс. Изменение первичной структуры витринитовых микрокомпонентов способствует образованию пор и пустот, что делает породу похожей по текстуре на пемзу (см. рис. 6б). При

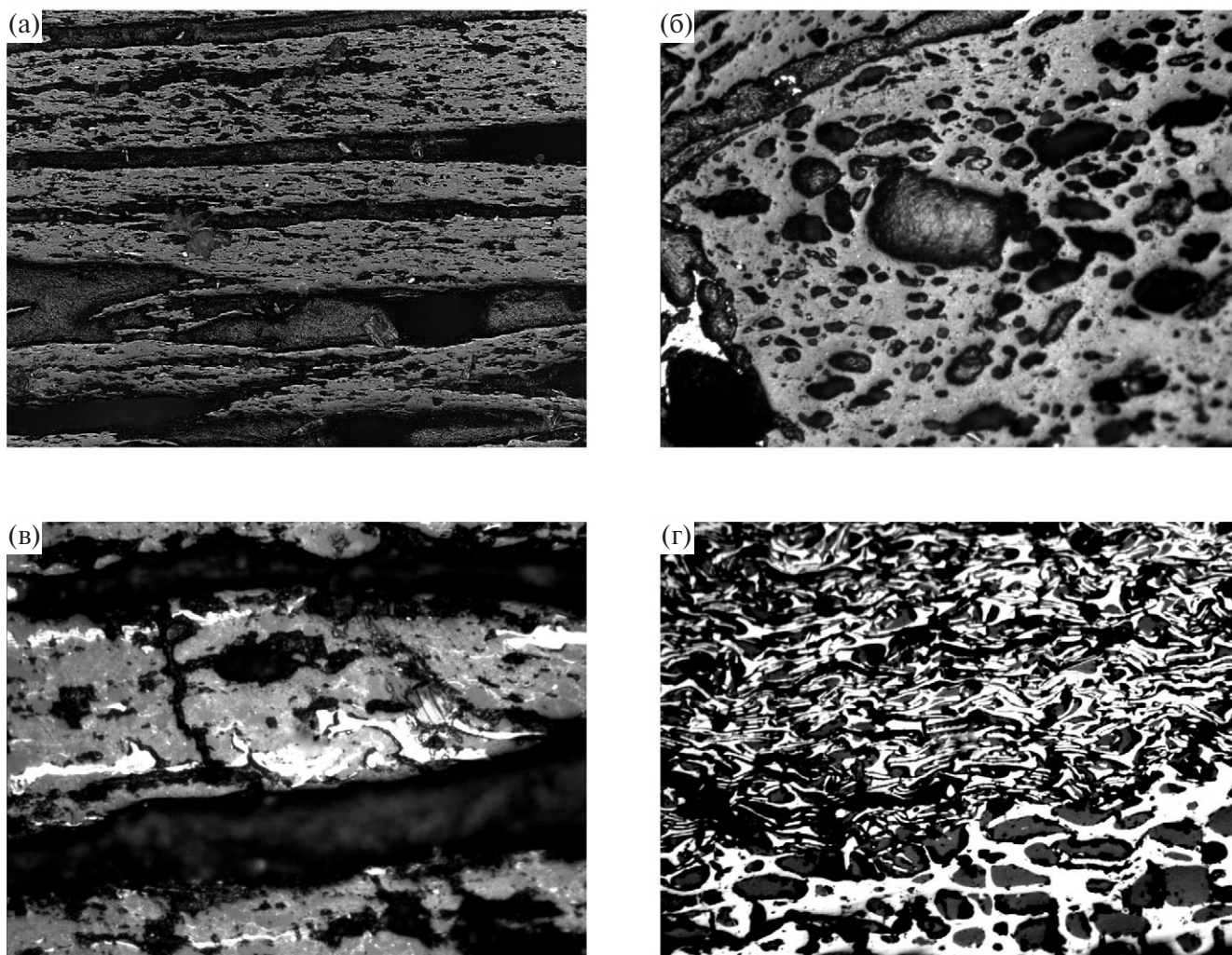


Рис. 6. Характер преобразований гумусового материала г. Круизер, станция S3312. а — спекание и усадка гумусового вещества при внедрении вулканогенного материала, аншлиф, отраженный свет, увел. 100×; б — пористая структура микринита, отраженный свет, иммерсия, увеличение 100×; в — полосы витринита, микринит, осколки фузинита, отраженный свет, иммерсия, увел. 100×; г — отчетливая клеточная структура растительных тканей, темные поля — минеральное вулканогенно-гидротермальное вещество пропитывает растительные остатки, серые поля — микрокомпонент микринит, ярко белые цвета — звездчатые выделения фузинита и пирофузинита, аншлиф, отраженный свет, масляная иммерсия, увел. 200×.

этом основная масса сохраняет реликты растительного вещества.

При небольших увеличениях (около 100 раз) наблюдаются разбитые вертикальными трещинами полосы структурного витринита с отчетливым клеточным строением (см. рис. 6в).

В результате термического воздействия микрокомпонент витринит преобразован в другой микрокомпонент — микринит (агломерат органического и минерального вещества). В органической массе присутствуют крупные и мелкие фрагменты фюзинита. При больших увеличе-

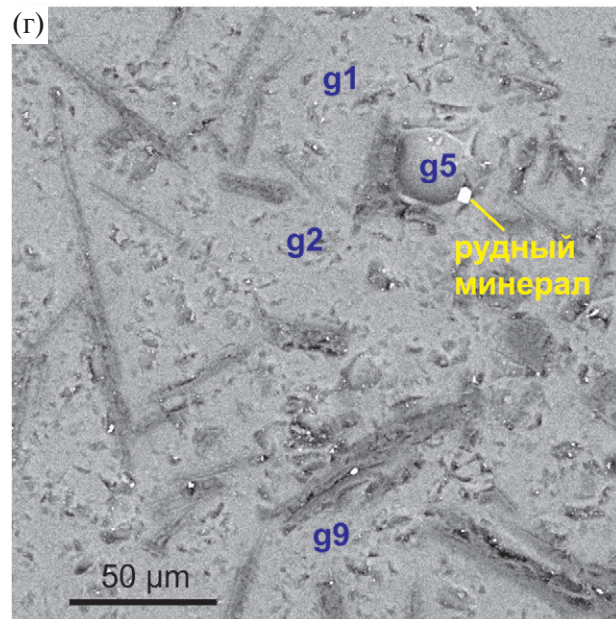
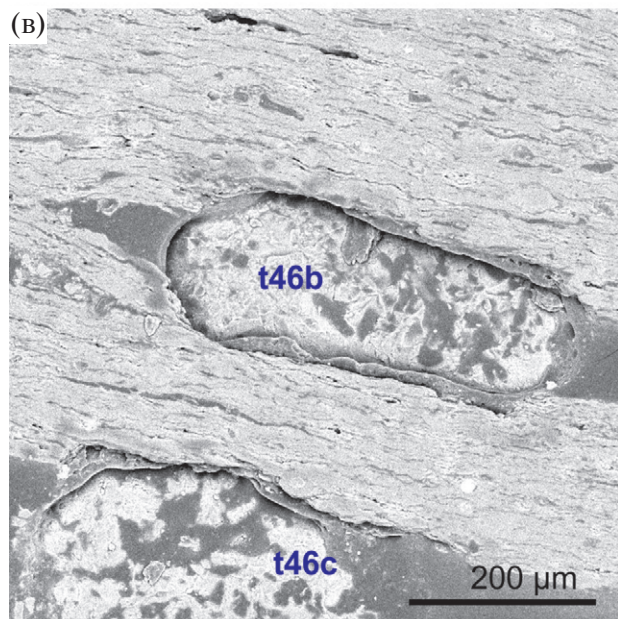
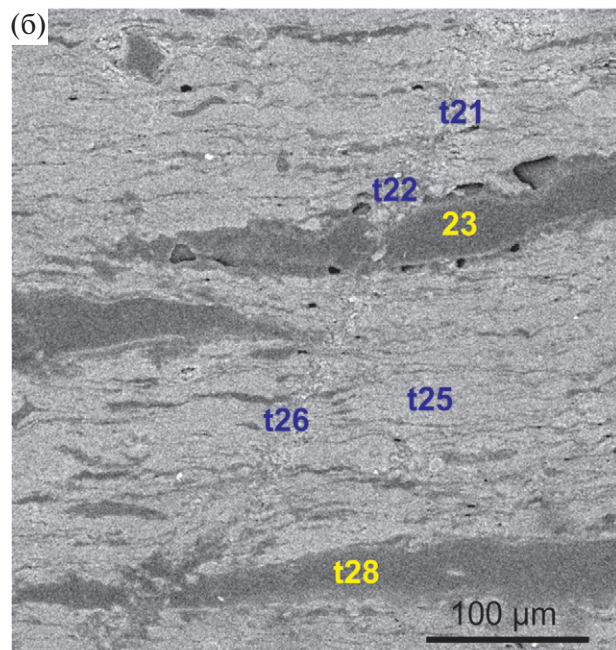
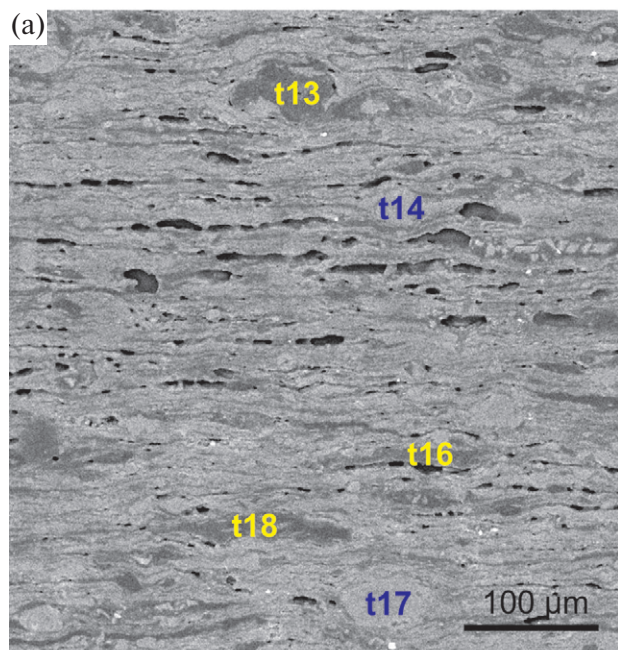


Рис. 7. Результаты изучения под электронным микроскопом терригенно-гумусовых и вулканических пород г. Круизер, станция S3312.

а–в — текстуры деформации в терригенно-гумусовой породе; г — гиалопилитовая текстура базальта. Индексами показаны точки замеров состава пород на сканирующем микроскопе CamScan MV 2300 с приставкой INCA 200 для энергодисперсионного рентгеновского микроанализа. Химический состав в точках замеров см. табл. 2–4.

ниях (200–500 раз) и, особенно, в масляной иммерсии полосы микринита превращаются в минеральную массу, насыщенную мелкими и мельчайшими частицами витринита серого цвета и фюзинита, выделяющемуся по остроугольным формам и ярко белому цвету. Фюзинит превращается в пиррофузинит, в котором наблюдается отчетливая сильная мозаичная анизотропия [Штах и др., 1978]. Витринит разрушается, превращаясь из целого компонента в мелкие обломки и замещается пирокластическим материалом. Величина отражения R_0 при этом в отдельных микрокомпонентах группы витринита возрастает значительно и становится более 3%. Величину отражения сложного микрокомпонента микринита измерить практически невозможно из-за мельчайших размеров частиц органики, которые выглядят как блестки в вулканическом материале.

На рис. 6б наблюдается отчетливая клеточная структура растительных тканей, темные поля на снимках — минеральное вулканогенно-гидротермальное вещество, пропитавшее растительные остатки, серые поля — микрокомпонент микринит, ярко белые цвета — звездчатые выделения фюзинита и пиррофузинита. Наблюдаемая типично лигнитовая структура растительных тканей указывает на наземное происхождение фрагментов гумусового материала и позволяет связать его с высшими растениями (деревьями и кустарниками).

Под электронным микроскопом в строении органогенно-терригенных тонкослоистых отложений наблюдаются многочисленные деформационные текстуры (рис. 7). Они проявлены в разрывах слоев (см. рис. 7а, 7в), будинаже и брек-

чировании разного масштаба (см. рис. 7б, 7г), образовании конволютных текстур (см. рис. 7б), появлении песчаных даек (см. рис. 7а).

Химический состав терригенно-гумусовых пород

Содержания и спектры элементов в составе терригенно-гумусовых отложений определены на сканирующем электронном микроскопе CamScan MV2300 с приставкой INCA200 для энергодисперсионного рентгеновского микроанализа.

Установлено существенное повышение содержания углерода в составе терригенных разностей. В пересчете на оксиды содержание двуокиси углерода во внешне терригенных (“светлых”) разностях сильно завышено, превышая в ряде случаев 50% (табл. 2). В темных (гумусовых) разностях содержание углерода достигает 95–100% на фоне резко подчиненного количества N, Al, Si и O (табл. 3). Полученные значения подтверждают сложившееся при изучении микротекстуры породы представление о ней, как о природном коксе.

Анализ результатов рентгеновского микроанализа с учетом слоистой структуры породы позволяет сделать следующие предположения. В результате термического воздействия на лигнитовое вещество, сложенное преимущественно фрагментами высших растений, происходило перераспределение компонентов. Термальная проработка лигнитового органогенного материала привела к выносу из него летучих и подвижных компонентов, превратив его в высокоуглеродистый природный кокс. Подвижные,

Таблица 2. Химический состав светлых прослоев в терригенно-гумусовых отложениях, вес. %

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ^t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	Сумма
S3312/t14	46.67	10.17	0	1.06	0	3.84	3.17	35.09	100.00
S3312/t17	63.84	0.73	0	0	0	0	0	35.43	100.00
S3312/t21	35.52	8.76	0	0.74	0	1.19	2.14	51.56	99.91
S3312/t22	30.78	12.24	1.08	0.5	0	0.15	1.95	53.3	100.00
S3312/t25	47.95	10.33	0	0.95	0	0	3.28	37.5	100.01
S3312/t26	32.53	14.73	0	0.53	0	0	1.89	50.34	100.02
S3312/t46c	55.78	1.19	0	2.05	4.64	9.04	0.65	26.65	100.00

Примечание. Анализы выполнены на СЭМ CamScan MV2300, напыление золотом. Положение точек замеров см. рис. 7а–7в. FeO^t — общее железо.

Таблица 3. Элементный состав темных прослоев в терригенно-гумусовых отложениях

Образец	Элемент	Вес. %	Атомн. %
S3312/t13	C	89.88	91.90
	O	7.04	5.40
	N	3.08	2.70
S3312/t16	C	92.94	94.69
	O	6.77	5.18
	Al	0.29	0.13
S3312/t16	C	77.88	83.71
	O	17.53	14.15
	Si	3.13	1.44
	Al	1.46	0.70
S3312/t23	C	83.40	86.29
	O	9.19	7.13
	N	7.42	6.58
S3312/t28	C	92.12	93.96
	O	7.88	6.04

Примечание. Анализы выполнены на СЭМ CamScan MV2300, напыление золотом. Положение точек замеров см. рис. 7а, 7б.

насыщенные двуокисью углерода флюиды пропитывали слои с терригенным и, возможно, сапропелевым материалом, способствовали выщелачиванию и переотложению ряда компонентов. На фоне выноса Fe, Ca, Na, Si и, в меньшей степени, K происходило обогащение отложений двуокисью углерода (см. табл. 2).

Наиболее ярко данная закономерность проявлена в замерах t21, t22 и t26, выполненных вдоль песчаной дайки, косо секущей субгоризонтально стратифицированные терригенно-гумусовые отложения (см. рис. 7б). Именно здесь отмечается резкое (18–30%) падение содержания SiO_2 на фоне пропорционального роста содержания CO_2 (см. табл. 2). Данное наблюдение отражает подвижность высокорекреационных флюидов и их избирательную приуроченность к ослабленным участкам породы.

Хотя наличие стекловатой рубашки вокруг терригенно-гумусовых пород представляется основанием для предположения об изохимических условиях вулканогенно-осадочного литогенеза, для уверенного обоснования геохимической замкнутости системы существующих данных недостаточно. В то же время, значительная часть перераспределяемого минерального вещества оставалась внутри системы. В частности, из но-

вообразованных минералов можно уверенно отметить обилие высокожелезистых рудных минералов, фиксируемых под электронным микроскопом как преимущественно мелкие яркие белые зерна, раскиданные в стратифицированной массе (см. рис. 7а, 7б, 7г).

Химический состав базальтов

Базальты гор Атлантис и Круизер существенно отличаются друг от друга по степени измененности, что сказалось на химических составах и выборе метода изучения.

Базальты г. Атлантис имеют свежий облик и анализ их валовых составов методом РФА представляется вполне корректным (табл. 4). Полученные составы в целом характерны для внутриплитных щелочных эффузивных пород. На дискриминационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 [LeBas et al., 1986] точки составов вулканических пород тяготеют к границе полей базанитов и пикрито-базальтов. На диаграмме $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}_{\text{total}}$ (AFM) [Irvine, Baragar, 1971] группируются в поле известково-щелочных пород. Степень фемичности ($f' = \text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{TiO}_2$) в отложениях лавовых потоков варьирует в пределах 22–25.

Таблица 4. Валовый химический состав базальтов г. Атлантис и стекловатого матрикса базальтов г. Круизер, вес. %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
3302/b1a	39.58	3.99	15.66	7.18	5.87	0.17	7.63	11.66	2.61	0.64	0.70	3.67	99.35
3302/b1b	39.49	4.07	17.47	6.74	5.83	0.18	6.22	11.54	2.85	0.55	0.92	3.50	99.36
3302/b1c	40.94	3.98	15.38	8.14	4.84	0.17	7.46	11.51	2.92	0.84	0.64	2.65	99.46
3302/b3	38.97	4.14	15.29	7.31	6.13	0.19	7.45	12.01	2.88	0.82	0.60	3.54	99.33
подводная гора Круизер													
3312/g1	55.44	1.30	25.56	0.00	7.87	0.00	2.48	3.07	0.39	3.89	0.00	0.00	100.00
3312/g2	55.41	0.88	24.31	0.00	8.60	0.00	3.01	3.59	0.61	3.59	0.00	0.00	100.00
3312/g5	57.24	1.64	24.95	0.00	5.99	0.00	2.04	4.01	0.56	3.57	0.00	0.00	100.00
3312/g9	57.95	0.00	22.77	0.00	7.97	0.00	2.84	3.83	0.80	3.84	0.00	0.00	100.00
3312/g15	54.75	1.06	24.81	0.00	8.34	0.00	2.66	4.00	0.44	3.94	0.00	0.00	100.00
3312/g16	58.46	1.37	21.64	0.00	6.57	0.00	1.67	4.35	0.69	5.24	0.00	0.00	99.99
3312/g17	54.00	1.33	23.47	0.00	8.68	0.00	2.48	4.53	1.54	3.97	0.00	0.00	100.00
3312/g18	56.12	1.60	23.27	0.00	7.38	0.00	2.71	4.25	0.45	4.22	0.00	0.00	100.00
3312/g19	55.55	0.96	22,52	0.00	7.88	0.00	2.67	4.27	0.42	4.30	1.43	0.00	100.00
3312/g20	56.02	1.87	22.90	0.00	8.38	0.00	2.07	3.49	0.70	3.71	0.87	0.00	100.01
3312/g21	54.97	1.18	22.86	0.00	8.61	0.00	2.66	4.39	0.63	3.68	1.04	0.00	100.02
3312/g22	52.13	1.28	20.97	0.00	8.06	0.00	1.86	4.42	0.48	3.96	2.24	4.61	100.01
3312/g23	55.17	0.57	23.82	0.00	8.14	0.00	2.88	4.36	0.84	3.92	0.29	0.00	99.99
3312/g24	55.20	1.34	23.13	0.00	8.69	0.00	2.40	3.88	0.73	4.05	0.59	0.00	100.01
3312/g25	52.84	1.44	21.48	0.00	8.10	0.00	2.10	3.76	0.49	3.75	1.43	4.60	99.99
3312/g26	53.80	1.53	23.64	0.00	8.71	0.00	2.10	4.00	0.94	3.85	1.43	0.00	100.00
3312/g27	54.45	1.27	24.14	0.00	9.30	0.00	1.76	3.91	0.76	3.69	0.71	0.00	99.99
3312/g28	55.05	0.96	23.47	0.00	9.19	0.00	2.53	4.09	0.64	4.01	0.07	0.00	100.01
3312/g29	54.32	1.23	24.10	0.00	8.14	0.00	2.22	4.33	0.82	4.06	0.79	0.00	100.01
3312/g30	55.16	1.73	23.56	0.00	7.86	0.00	2.06	3.72	0.92	4.09	0.89	0.00	99.99

Примечание. Обр. S3302/b1a–S3302/b3 — валовый химический состав базальтов определен методом РФА; обр. 3312/g1–3312/g30 — химический состав стекловатого матрикса базальтов определен на СЭМ SamScan MV2300, напыление углем. Положение точек замеров 3312/g1–3312/g9 см. рис. 7г.

Базальты г. Круизер ранее были изучены в 1-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов”. Анализ химического состава вулканитов, слагающих гору Круизер, показал, что все исследованные породы в значительной степени изменены постмагматическими процессами с существенной трансформацией их первичного химического состава [Золотарев и др., 1984]. Основные химические преобразования в породах связаны с существенным выносом Si, незначительными потерями Mg и в заметном увеличении содержания Fe. Кроме того, была отмечена высокая концентрация P_2O_5 (до 10% вес.), не свойственная магматическим породам, не претерпевшим постмагматического изменения. Б. П. Золотаревым с коллегами была предпринята попытка реконструкции первичного химического состава вулканитов, для чего был выполнен пересчет составов измененных пород с удалением формульных составов апатита и кальцита. Однако сопоставление расчетных значений по сильно измененным породам с данными валового состава базальтов г. Атлантис не представляется корректным.

Содержания и спектры элементов в базальтах со станции S3312 определены при помощи CamScan MV2300. Под электронным микроскопом гиалопилитовая структура породы проявлена особенно отчетливо — микролиты плагиоклаза почти всюду отделены друг от друга стеклом (см. рис. 7г). В составе микролитов преобладает Al (80–100%), а Si, Fe, Mg и Ca присутствуют в подчиненных количествах.

Ярко белые под электронным микроскопом рудные минералы образуют многочисленные мелкие и единичные порфиновые кристаллы в стекловатом матриксе. В составе крупного кристалла (см. рис. 7г) установлены (вес. %) FeO — 71.4, SiO₂ — 5.27, Al₂O₃ — 3.1 и SO₃ — 0.23.

Представительные замеры состава стекловатого матрикса базальтов представлены в табл. 4. На дискриминационной диаграмме Na_2O+K_2O vs SiO₂ [LeBas et al., 1986] точки составов матрикса вулканических пород г. Круизер образуют непрерывный ряд базальты—андезибазальты—андезиты. На диаграмме $Na_2O+K_2O-MgO-FeO_{total}$ (AFM) [Irvine, Baragar, 1971] фигуративные точки составов группируются в поле известково-щелочных пород. Степень фемичности ($f^* = FeO+Fe_2O_3+MgO+TiO_2$) в отложениях ла-

вовых потоков не превышает 16, что соответствует их мезократовому облику.

Очевидно, что прямое сопоставление валовых составов базальтов г. Атлантис и составов стекловатого матрикса базальтов г. Круизер некорректно. Кроме того, можно предположить, что низкое содержание щелочей в базальтах г. Круизер связано со вторичными изменениями. Тем не менее, комплекс наблюдений позволяет предположить, что известково-щелочные породы обеих вулканических построек принадлежат единому трахибазальт—трахиандезитовому ряду.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обстановки вулканизма и седиментации в миоцене

Одинаковые батиметрические уровни на разных флангах системы подводных гор свидетельствуют о субсинхронном погружении всех частей вулканического поднятия. Выровненные вершинные поверхности указывают на пребывание вулканических построек в зоне высокой гидродинамической активности.

Очевидно, что эрозионная деятельность сопутствовала прогрессивному погружению вулканического поднятия. Логично предположить, что этому этапу предшествовало нахождение вершинных частей вулканических построек выше уровня моря. Анализ современной морфоструктуры г. Круизер и глубины ее нахождения позволяют предполагать, что в прошлом гора возвышалась над уровнем океана на 400–500 м [Бибешев и др., 1984].

На существование в прошлом субаэральных обстановок седиментации указывают результаты изучения терригенно-гумусовых отложений. Слоистая структура органогенно-терригенной массы свидетельствует о ее многоэтапном накоплении в полуизолированном мелководно-морском водоеме с периодическим поступлением терригенного материала и растительных фрагментов. Основную массу отложений слагают фрагменты высших наземных растений (остатки кустарников, ветки деревьев), о чем свидетельствует отчетливая клеточная структура растительных тканей. Подчиненную роль мог играть растительный материал мелководно-морского

происхождения — известковые водоросли или водорослевые маты.

На обособленность водоема от океанической акватории указывает бедный видовой состав микрофауны. Отсутствие следов активной динамики водной среды и пелитовая размерность терригенного материала свидетельствуют в пользу затишной седиментационной обстановки. Такие условия могли возникнуть в мелководном заливе (лагуне), служившим местным депоцентром для прилегающих вулканических построек.

Туфогенные отложения г. Плато не содержат в цементе фрагментов морской микрофауны и наиболее вероятно образовались в надводных условиях. Формирование туфобрекчий происходило при уплотнении и цементации неотсортированного грубообломочного рыхлого вулканокластического материала в туфовом цементе песчаной размерности. Фациальное сходство туфогравелитов с аллювиально-пролювиальными отложениями временных водотоков также свидетельствует в пользу субаэральных обстановок седиментации.

Ранее по результатам изучения г. Круизер было предположено существование в прошлом двух этапов вулканической деятельности [Бибешев и др., 1984]. В первый этап подводной вулканической деятельности на достаточно больших глубинах изливались расплавы анкарамит-гавайитового типа с почти полным отсутствием в породах везикул. На втором этапе после воздымания уже сформированной к этому времени вулканической постройки излились муджиерит-трахибазальтовые лавы, для которых характерны сильная везикулярность, неоднородный характер распределения везикул, их прихотливая форма и флюидальная текстура породы.

Базальты, поднятые нами со склонов подводных гор Атлантис и Круизер, как нельзя близки по текстурам и составам базальтам этих двух этапов вулканизма. Тем не менее, нет прямых оснований (например, по ассоциациям захваченных лавовыми потоками микрофоссилий) исключать их субсинхронное развитие. Различия в характере вулканизма могли быть обусловлены локальными вариациями тектонических обстановок в пределах вулканического поднятия. Образцы

базальтов, поднятых со склонов гор Плато, Смол Йер, Грейт Метеор, Смол Метеор и Клосс имеют как везикулярную, так и порфиритовую текстуру с изменяющимся составом вкрапленников, а модальные пропорции и текстурные отношения значительно варьируют между подводными горами [Ribeiro, 2017].

Имеющиеся данные позволяют сделать ряд предположений, требующих дальнейшей проверки. Так, в базальтах со склонов горы Смол Йер установлена трахитовая текстура и малое количество оливина и пироксена [Ribeiro, 2017], что характерно и для базальтов горы Круизер. Обе горы являются крайними постройками юго-западной — северо-восточной структурной линии на южном фланге вулканического поднятия (см. рис. 1). Не исключая возможно более высокой эволюционной зрелости этих базальтов, можно предположить зависимость характера излияний от пространственного положения области растяжения.

Наличие измененного гумусового материала на горе Круизер свидетельствует в пользу позднего проявления вулканизма. Накопление его в мелководных лагунно-морских условиях не могло предшествовать образованию вулканической постройки. Напротив, для накопления гумусового материала и его вызревания требовалось время и наличие подходящей седиментационной обстановки.

Результаты наших исследований позволяют связать изученные отложения со второй фазой вулканической активности. На это указывает как текстурно-структурные признаки отложений лавовых потоков (стекловатость, везикулярность, вязко-пластические деформации), так и значительные вторичные изменения: от развития глинистых минералов, цеолитов, карбонатов и фосфатов в везикулах и других пустотных пространствах до их сплошной палыгорскитовой глинизации.

Тектоно-вулканические поднятия как атрибут Атлантико-Арктической рифтовой системы

Неопределенность в представлениях о природе тектоно-седиментационной системы подводных гор Атлантис–Метеор отчасти связана с тем, что существующие модели ее развития сосредоточены непосредственно на объекте ис-

следования и имеют локальный масштаб. Даже привлечение феномена горячей точки или анализ влияния Азорского плюма на развитие системы не выходят за пределы регионального уровня исследований.

Альтернативный подход состоит в рассмотрении структурного ансамбля данного региона как части огромного множества вулканических образований, развитие которых теснейшим образом связано с процессами прогрессирующего растяжения земной коры в Атлантико-Арктической рифтовой системе (ААРС). Эта система представляет собой дивергентную границу длиной около 18000 км, простирающуюся от тройной точки Буве до главного плюма Арктической зоны — Исландского, и далее на север через хребты Книповича и Гаккеля. ААРС имеет торцовое сочленение с Евразией вблизи устья р. Лена. Судя по сейсмичности [Аветисов, 1996] продолжение дивергентной границы на материке имеет диффузный характер и его точная геометрия в настоящее время не определена.

В составе ААРС присутствуют отдельные сегменты земной коры, отличающиеся по возрастам инициации спрединговых процессов, которые варьируют от 170 млн лет в центральном до 54 млн лет в Арктическом сегменте [Соколов, 2017]. Эти различия отражают общую эволюционную направленность развития ААРС с юга на север через полюс, но четкой убывающей последовательности возрастов нет.

Важной особенностью ААРС является наличие в ней магматических и амагматических сегментов [Lundin et al., 2018]. Это явление наиболее ярко проявлено в Арктике, самой молодой части ААРС, где по периферии обрамляющих континентов устанавливаются магматические провинции доспрединового возраста. Они прослеживаются от Сибирских траппов через высокую Арктику до современной Исландии [Gaina et al., 2014]. Понимание общей закономерности осложняется тем, что в этих же сегментах океана магматические провинции возникают и после начала спрединговых процессов. К их числу относятся Азорский архипелаг и подводные горы в его обрамлении, являющиеся частью ААРС. Это указывает на импульсный характер подъема глубинного вещества. Вероятно, что механизм взаимодействия спрединговых систем с плюмами является универсальным и горы в обрамле-

нии Азорских островов являются одним из его примеров.

О планетарном масштабе этих процессов свидетельствует оценка потенциальной численности, местоположения и морфологических характеристик подводных гор [Morato et al., 2013]. Только в пределах территории, находящейся под эгидой OSPAR (The Oslo–Paris Convention for the Protection of the Marine Environment of the North-East Atlantic), в Северо-Восточной части Атлантики закартировано 557 крупных подводных гор, имеющих превышение более 1000 м над уровнем дна. Это далеко не полный список, ограниченный задачами исследования и принятыми параметрами выявления подводных структур. Если прибавить к этим объектам подводные горы, расположенные вдоль ААРС к югу и северу от территории OSPAR, количество объектов, по крайней мере, удвоится.

Анализ пространственного положения подводных гор позволяет выделить две принципиальные группы их нахождения. К первой, наиболее многочисленной, группе относятся подводные горы, локализованные в рифтовых долинах или вдоль их бортов, в том числе и вдольосевые вулканические структуры Арктики от рифтов Рейкьянеса до Гаккеля. Примечательно, что на интенсивность их развития и плотность нахождения на морском дне скорость растяжения рифта практически не влияет. Прекрасно организованные вулканические постройки и действующие вулканы установлены в областях с ультрамедленным растяжением, таких как рифтовые структуры Книповича и Гаккеля.

Вторую группу образуют подводные горы, расположенные на значительном удалении от рифтовых долин без очевидной привязки к главным тектоническим элементам котловин — пассивным частям трансформных разломов, но в ряде случаев они группируются в цепочки, ориентированные под разными углами относительно направления спрединга. Обрамляющие осевую зону ААРС подводные горы являются результатом взаимодействия проградирующей рифтовой системы с импульсным поступлением глубинных расплавов. Последние могут разгружаться либо в осевой зоне рифта, либо в ее обрамлении, образуя вулканические постройки более молодого по отношению к субстрату воз-

раста. Пространственная привязка наложенного вулканизма может контролироваться различными факторами, такими как разломная сеть трансформной или регматической природы. Этот сценарий внутриплитного вулканизма реализован в котловинах всех магматических сегментов ААРС.

Одной из важнейших закономерностей развития ААРС является образование парных объектов, расположенных симметрично относительно рифтовой долины. Например, в Экваториальном секторе Атлантики парная система возвышенностей Сьерра-Леоне и Сеара образует симметричный рисунок минимумов аномально-го магнитного поля (АМП) типа “бычьих глаз” (bulls eyes). Такая конфигурация могла образоваться при кратковременном пересечении ветви плюма с осью САХ при непродолжительном импульсе поступления расплава по данному ответвлению с последующим затуханием магматической активности. Если при продолжении активности плюма ось ААРС смещается в сторону, возникают конфигурации вида Риу-Гранди — Китовый хребет. Активные в настоящее время плюмы около оси ААРС могут иметь в верхней мантии несколько каналов выхода к поверхности и формировать в обрамлении цепочки подводных гор. Анализ характера АМП между разломами Атлантис и Вима, находящимися, соответственно, в Северной и Южной (экваториальной) Атлантике, позволил выявить 6 парных относительно САХ зон [Соколов, 2017]. Анализ небольших (<50 км) изометричных отрицательных аномалий силы тяжести в пределах флангов САХ показал, что они часто формируют парные формы, симметричные относительно рифтовой долины. Ярким примером таких аномалий является цепочка, состоящая из трех пар и одной центральной аномалии непосредственно к югу от разлома Страхова (4° с. ш.). Парные структуры разного масштаба установлены и в Арктическом сегменте ААРС в областях развития молодых океанических структур на непосредственном продолжении Северной Атлантики — Норвежско-Гренландской и Арктической провинциях. Например, локальными парными формами являются подводные горы Литвина и Погребницкого, расположенные, соответственно, на западном и восточном бортах рифтовой долины Книповича [Чамов и др., 2010].

Географическое положение, структура и состав базальтов тектоно-седиментационной системы Атлантис–Метеор полностью соответствует перечисленным вариантам формирования внутриплитного вулканизма на различных сегментах ААРС как в осевом положении плюма так и во внеосевом с учетом смещения системы плит относительно глубинных каналов вывода вещества. Система Атлантис–Метеор является восточной частью парного, симметричного относительно рифтовой долины ААРС структурного ансамбля, западный фланг которого составляет группа подводных гор Корнер. Обе части некогда единого ансамбля расположены на флангах трансформных разломов Океанограф, Хейс и Атлантис, отдалены друг от друга на расстояние около 2000 км и маркируются тридцатью четвертыми парными магнитными аномалиями [Roest et al., 1992].

В силу наилучшего структурного сопряжения групп подводных гор Корнер, Плато и Круизер по разлому Хейса последний можно рассматривать как ось всей системы трансформных разломов. Имеющиеся данные позволяют связать инициацию системы с развитием этих линейных зон растяжения с последующим вулканизмом за счет декомпрессионного плавления мантии под ними. Отсутствие характерных для ААРС в целом смещений оси рифтовой долины по этим разломам может быть связано с принадлежностью системы центральному сегменту с наиболее длительным развитием и максимальным пространством раскрытия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение пород, драгированных с подводных гор Атлантис, Плато и Круизер позволило реконструировать некоторые обстановки вулканизма и седиментации, существовавшие здесь в миоценовое время.

Базальты гор Атлантис и Круизер позволяют восстановить существенные различия в обстановках их излияний. В первом случае хорошо раскристаллизованные, не обнаруживающие признаков везикулярности, оливиновые базальты изливались в глубоководных условиях под влиянием высоких давлений. О глубинности излияния базальтов г. Атлантис свидетельствует и видовой состав захваченной с донными осад-

ками микрофауны, характерной для открытых водоемов. На резкий температурный контраст на границе сред указывают хорошо оформленные закалочные каймы. В базальтах г. Круизер установлена миндалекаменная текстура, характерная для малоглубинных субаэральных излияний, за счет которых возникают относительно маломощные потоки гиалобазальтов с отчетливо проявленной везикулярностью. Помимо этого, базальты содержат включения терригенно-гумусового материала субаэрального происхождения. Различия в условиях излияний базальтов могли быть обусловлены как локальными вариациями тектонических обстановок в пределах вулканического поднятия, так и эволюцией во времени состава расплавов от анкарамитов к муджиеритам.

Туфогенные отложения г. Плато не содержат в цементе фрагментов морской микрофауны и наиболее вероятно образовались в надводных условиях. Формирование туфобрекчий происходило при уплотнении и цементации неотсортированного грубообломочного рыхлого вулканоластического материала в туфовом цементе песчаной размерности. Фациальное сходство туфогравелитов с аллювиально-пролювиальными отложениями временными водотоков также свидетельствует в пользу субаэральных обстановок седиментации.

Результаты изучения терригенно-гумусовых отложений г. Круизер указывают на существование в прошлом субаэральных обстановок седиментации. Слоистая структура органогенно-терригенной массы свидетельствует о ее многоэтапном накоплении в полуизолированном мелководно-морском водоеме с периодическим поступлением терригенного материала и растительных фрагментов. Основную массу отложений слагают фрагменты высших наземных растений (остатки кустарников, ветки деревьев), о чем свидетельствуют отчетливая клеточная структура растительных тканей. Подчиненную роль мог играть растительный материал мелководно-морского происхождения — известковые водоросли и водорослевые маты. На обособленность водоема от океанической акватории указывает бедный видовой состав микрофауны. Отсутствие следов активной динамики водной среды и пелитовая размерность терригенного материала свидетельствуют в пользу затишной

седиментационной обстановки. Такие условия могли возникнуть в мелководном заливе (лагуне), служившим местным депоцентром для прилегающих вулканических построек.

Результаты изучения материала, драгированного с восточного склона г. Круизер, свидетельствуют о том, что мелководные терригенно-гумусовые лагунно-морские отложения были подвергнуты высокотемпературному воздействию субаэральных лавовых потоков. Широко представленные звездчатые выделения фюзинита и пирофюзинита свидетельствуют о приобретении органическим веществом анизотропных свойств под влиянием значительных температур. Анализ значений химических составов породы показал, что в результате термического воздействия на лигнитовое вещество, сложенное преимущественно фрагментами высших растений, происходил вынос летучих и подвижных компонентов, превратив его в высокоуглеродистый природный кокс. Подвижные, насыщенные двуокисью углерода флюиды пропитывали слойки с терригенным и, возможно, сапропелевым материалом, способствовали выщелачиванию и перераспределению ряда компонентов. На фоне выноса Fe, Ca, Na, Si и, в меньшей степени, K происходило обогащение отложений двуокисью углерода.

Имеющиеся данные позволяют связать изученные отложения с заключительным позднемiocен—плиоценовым этапом вулканизма в системе подводных гор, который предшествовал распаду системы, ее прогрессивному погружению и превращению островов в гайоты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность всем членам экипажа НИС “Академик Николай Страхов” за содействие при проведении исследований.

Авторы признательны Г. Н. Александровой (ГИН РАН), Н. В. Прониной и А. Е. Терентьеву (МГУ) за ценные консультации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзаданий ГИН РАН: № 0135-2019-0071 и № 0135-2019-0069 (тектоно-седиментационный анализ), № 0135-2019-0070 (изучение органического вещества), № АААА-А17-117030610119-6 (палеонтологиче-

ческий анализ). Анализ положения тектоно-вулканических поднятий в составе Атлантико-Арктической рифтовой системы выполнен при поддержке проекта № 18-05-70040 РФФИ “Ресурсы Арктики”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисов Г. П.* Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: Изд-во ВНИОГ, 1996. 183 с.
- Бebeshev И. И., Золотарев Б. П., Ероцев-Шак В. А. и др.* Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 436. М.: Наука, 1989. 247 с.
- Головина Л. А., Шипунов С. В., Музылев Н. Г., Шмидт О. А.* Стратиграфия по нанопланктону и палеомагнетизм донных осадков Восточной Атлантики // Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 436. М.: Наука, 1989. С. 76-89.
- Золотарев Б. П., Ероцев-Шак В. А., Гуцаки В. А., Рихтер А. А.* Вулканизм подводных гор Круизер и Крылова и гидротермальные изменения слагающих их пород // Вулканические поднятия и глубоководные осадки востока Центральной Атлантики // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 436. М.: Наука, 1989. С. 95-111.
- Пейве А. А., Чамов Н. П.* Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38-57.
- Петрова В. В., Стукалова И. Е., Сулержицкий Л. Д.* Преобразование гумусового органического вещества при взаимодействии с пирокластическим материалом // Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 425-430.
- Соколов С. Ю.* Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики // Тр. ГИН РАН. Вып. 618. М.: Научный мир, 2017. 269 с.
- Стукалова И. Е., Русинова О. В., Сынгаевский Е. Д.* Термальное изменение углей Хасынского месторождения (Магаданская область) // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2004. Вып. 14. С. 199-208.
- Чамов Н. П., Соколов С. Ю., Костылева В. В. и др.* Строение и состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 594-619.
- Штах Э., Маковски М., Тейхмюллер М. и др.* Петрология углей. М.: Мир, 1978. 554 с.
- Duin E. J. Th.* Some geophysical characteristics of the lower southwest flank of the Cruiser-Hyers seamount group, eastern North Atlantic // Mededeling Rijk Geologische Dienst, 1984. V. 38(2). P. 39-49.
- Gente P., Dymont J., Maia M., Goslin J.* Interaction between the Mid-Atlantic Ridge and the Azores hot spot during the last 85 Myr: Emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. № 10. P. 1-23.
- Gaina C., Medvedev S., Torsvik T. H. et al.* 4D Arctic: A Glimpse into the Structure and Evolution of the Arctic in the Light of New Geophysical Maps, Plate Tectonics and Tomographic Models // Surv. Geophys. 2014. V. 35. P. 1095-1122. DOI 10.1007/s10712-013-9254-y
- Georgen J. E.* Lithospheric control on the spatial pattern of Azores hotspot seafloor anomalies: Constraints from a model of plume-triple junction interaction // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L19305. P. 1-6.
- Heaman L. M., Kjarvsgaard B. A.* Timing of eastern North American kimberlite magmatism: continental extension of the Great Meteor hotspot track? // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. V. 178. P. 253-268.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. V. 8. P. 523-548.
- LeBas M. J., LeMaitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745-750.
- Lundin E. R., Doré A. G., Redfield T. F.* Magmatism and extension rates at rifted margins // Petroleum Geoscience. 2018. V. 24. P. 379-392.
- Mironov A. N., Krylova E. M.* Origin of the fauna of the Meteor Seamounts, north-eastern Atlantic // Biogeography of the North Atlantic seamounts / Eds A. N. Mironov, A. V. Gebruck, A. J. Southward. Moscow: KMK Scientific Press, 2006. P. 22-57.
- Morato T., Kvile K. Ø., Taranto G. H. et al.* Seamount physiography and biology in the north-east Atlantic and Mediterranean Sea // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 3039-3054.
- Ribeiro L. P., Martins S., Hildenbrand A. et al.* The genetic link between the Azores Archipelago and the Southern Azores Seamount Chain (SASC): The elemental, isotopic and chronological evidences // Lithos. 2017. V. 294-295. P. 133-146.
- Roest W. R., Daiñobeitia J. J., Verhoef J., Collette B. J.* Magnetic Anomalies in the Canary Basin and the Mesozoic Evolution of the Central North Atlantic // Marine Geophysical Researches. 1992. V. 14. P. 1-24.
- Tucholke B. E., Smoot N. C.* Evidence for age and evolution of Comer seamounts and Great Meteor seamount chain from multibeam bathymetry // J. Geophysical Research. 1990. V. 95. № B11. P. 17555-17569.

- Verhoef J.* A geophysical study of the Atlantis-Meteor seamount complex // *Geol. Ultraiectina*. 1984. V. 38. P. 1-151. (Dissertation).
- Wendt I., Kreuzer H., Muller P. et al.* K-Ar age of basalts from Great Meteor and Josephine seamounts (eastern North Atlantic) // *Deep-Sea Research*. 1976. V. 23. P. 849-862.
- Williams C.A., Verhoef J., Collette B.J.* Magnetic analysis of some seamounts in the North Atlantic // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V. 63. № 3. P. 399-407.

TECTONIC-SEDIMENTARY SYSTEM OF THE ATLANTIS-METEOR SEAMOUNTS (NORTH ATLANTIC): LATE MIOCENE TO PLIOCENE VOLCANIC AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS AND THE POSITION WITHIN THE ATLANTIC-ARCTIC STRUCTURES

**N. P. Chamov*, I. E. Stukalova, S. Yu. Sokolov, A. A. Peyve,
N. V. Gor'kova, A. A. Razumovskiy, M. E. Bylinskaya, L. A. Golovina**

*Geological Institute of RAS,
Pyzhevsky per. 7, Moscow, 119017 Russia
E-mail: nchamov@yandex.ru

Received February 19, 2019

The article concerns the original materials obtained in the 33-rd cruise of the R/V “Akademik Nikolai Strakhov” in the eastern part of the North Atlantic while studying the system of Atlantis–Meteor seamounts. The system is a single volcanic uplift formed on the Canary Abyssal Plate, and is one of the key objects for understanding the geological history of this segment of the Atlantic Ocean. The article discusses basalts, tefrites, and organogenic-terrigenous lagoon-marine sediments dredged from the Atlantis, Plateau, and Cruiser seamounts. The petrographic properties and compositions of the basalts of the seamounts Atlantis and Cruiser reflect significant differences in the environments of their effusions. In the first case, well-crystallized, not showing signs of vesicularity, olivine basalts poured out in deep-water conditions. Glassy highly vesicular basalts from the Cruiser seamount are characteristic of shallow subaerial effusions. Evidence has been obtained in favor of the subaerial settings of the accumulation of tefrites from the Plato seamount. The regularities of lithogenetic transformations of organogenic-terrigenous deposits of the Cruiser seamount, exposed to high-temperature effects of subaerial lava flows, are revealed. In the course of volcanogenic-sedimentary lithogenesis, the lignite-like material lost its primary structure, turning into natural anisotropic coke with a wide development of fusinite and pyrofusinite. The authors of the article associate the studied volcanic manifestations with the final (Late Miocene–Pliocene) stage of volcanism in the seamount system, which preceded the disintegration of the system, its progressive immersion and the transformation of islands into guyots.

Keywords: *North Atlantic, seamount, tectonics, sedimentation.*

DOI: 10.31857/S0024-497X20195418-438