

УДК 551.217

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ЦИКЛЫ ВУЛКАНИЗМА ИСЛАНДСКОГО ПЛЮМА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

© 2014 г. Д. В. Ерошенко, Г. С. Харин

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград

e-mail: eroshenko@atlas.baltnet.ru

Поступила в редакцию 21.02.2012 г., после доработки 29.01.2013 г.

По данным первичных отчетов по 70 скважинам глубоководного бурения DSDP, ODP и 100 геологическим колонкам, взятым в рейсах НИС “Академик Курчатов”, “Михаил Ломоносов”, составлены стратиграфические и площадные схемы распределения вулканического пепла в четвертичных осадках Северной Атлантики, Норвежского и Гренландского морей. Выявлена цикличность распределения пирокластики во времени и неравномерное распространение по исследованной акватории. Даны петрохимическая, геохимическая характеристика пирокластики и приведено ее сравнение с пирокластикой и вулканитами островов Исландия и Ян-Майен. Рассмотрены проблемы взаимоотношений экстремальных климатических событий и эксплозивных циклов вулканизма.

DOI: 10.7868/S0030157414010031

ВВЕДЕНИЕ

Вулканизм — глобальное явление, которое оказывает влияние на эволюцию не только литосферы, но и атмосферы, и биосферы Земли. Результаты деятельности крупных вулканических центров представлены громадным объемом изверженных лав, вулканокластических отложений, которые, в ряде случаев, слагают собой части рельефа земной поверхности как локального, так и регионального масштаба. Катастрофические извержения проводили и приводят к значительным изменениям биоты и климата. А изучение вулканических пород океанов и континентов показывает, что в геологической истории Земли были отдельные эпохи значительного усиления вулканической деятельности [7, 8].

В данной статье рассматриваются данные о вулканизме в Северной Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне (НГБ). Известно, что седиментогенез в вышеперечисленных регионах Атлантики длительное время (около 55 млн лет, с палеогена) находится под влиянием эксплозивного вулканизма Исландского плюма [7, 8]. За это время в толщах морских осадков были захоронены многочисленные прослои вулканического пепла, изучение которых может дать представление об эволюции как вулканических, так и глубинных магматических и геодинамических процессах Исландского плюма.

Целью настоящей работы является детализация данных о пространственно-временном распределении пирокластики в четвертичных осадках Норвежского, Гренландского морей и Северной Атлантики, привязка ее к известным вулканам Ис-

ландии и острова Ян-Майен, выяснение возможных связей между частотой эксплозивного вулканизма и динамикой оледенений в Северном полушарии Земли. Выбор цели определяется не только актуальностью данной темы, но и ее недостаточной освещенностью в научной литературе. Большинство опубликованных работ по этой теме касается, в основном, верхнеплейстоценовой и голоценовой пирокластики, вскрытой непосредственно вблизи источников на суше. Связано это с двумя моментами. Первое — нижнеплейстоценовые и более древние прослои пепла, как правило, менее доступны для поверхностных исследований, т.к. “захоронены” на суше под мощными толщами молодых вулканических отложений, в том числе и лавовых. Второе — в четвертичный период в НГБ наблюдалась неоднократная смена ледниковых и межледниковых периодов, что не могло не отразиться на изменении условий накопления и сохранения пирокластики. Последнее межледниковье, начавшееся около 13 тыс. лет, привело к частичному размыву и переотложению древних пеплов. Таким образом, стратиграфические горизонты нижнего и частично среднего плейстоцена с точки зрения тефрохронологии до сих пор представляет собой “белое пятно”. Компенсировать этот пробел можно по данным пеплов, вскрытых в океанических осадочных толщах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Тефростратиграфия Норвежско-Гренландского бассейна широко освещена в научной литературе. В основном, это описания более 1000 прослоев верхнечетвертичной пирокластики, вскры-

той у подножий вулканических образований, а также в кернах глубоководных скважин DSDP, ODP, IODP, описанные в современных работах Лакассе, Расмусена, Ларсена, Вастегарба, Макленнона и многих других [12, 16, 19, 22, 24, 27, 30, 52]. В этих работах подробно выделены основные моменты эруптивного вулканизма в НГБ за последние 800 тыс. лет. Указан состав пеплов, выделены первичные и вторичные вулканокластические образования, даны характеристики материала ледового разноса и “первичных” пеплов — результатов сильных эксплозий и последующего эолового разноса. Данные по вулканическим пеплам Исландии представлены также в открытых электронных базах типа “TephraBase”, “PetDB”, являющимися результатом выполнения международных проектов “Natural Environment Research Council” и “GfG Program”. На основе обработки опубликованных данных по глубоководному бурению (свыше 200 скважин) Хариним и Ерошенко [8] уже были выделены эоценовый, миоценовый и четвертичный циклы проявления эруптивного вулканизма, при этом четвертичный вулканический цикл характеризуется максимальными объемами выброшенной вулканокластики (свыше 4000 км³).

Фактическими данными для этой статьи послужили описания прослоев вулканического пепла (пирокластики) в четвертичных осадках Северной Атлантики и НГБ, которые были получены во многих геолого-геофизических отечественных и зарубежных экспедициях (рис. 1). Один из авторов, Г.С. Харин, принимал участие в экспедициях НИС “Академик Курчатов” (6-, 10-, 15-, 23-й рейсы), “Михаил Ломоносов” (26-й рейс), “Профессор Штокман” (14-й рейс), б/с “Гломар Челленджер” (38-й рейс), материалы которых дают возможность изучить распределение пирокластики в верхнечетвертичных осадках. Более полные данные, включая весь разрез четвертичных отложений этих акваторий, были получены при глубоководном бурении по программам DSDP, ODP на б/с “Гломар Челленджер” (рейсы 12-, 38-, 48-, 49-, 81-, 82-й), “Джойдес Резолюшн” (рейсы 104-, 151-, 152-, 162-, 163-й). Первичные отчеты перечисленных экспедиций, а также опубликованные работы по вулканическим пеплам в четвертичных осадках Северной Атлантики, Норвежского и Гренландского морей были использованы при выяснении пространственно-временных закономерностей распределения пирокластики и подсчете ее захороненных в морских осадках объемов. Из первичных отчетов по глубоководному бурению были выбраны описания 286 пирокластических прослоев, мощность которых варьирует от первых миллиметров до 80 см, и залегающих в четвертичных отложениях, вскрытых 15-ю глубоководными скважинами.

Минеральный и химический составы большинства пепловых проб брались из опубликованных отчетов по глубоководному бурению и из научных статей. Были использованы анализы пирокластики из более чем 100 колонок, полученных в рейсах АО ИО РАН (пробы изучались в иммерсионных препаратах под микроскопом Leica и Мин-8 и различными аналитическими методами) [6, 8]. Минеральный состав пирокластики в четвертичных осадках Норвежского и Гренландского морей детально исследовались в первичных отчетах DSDP и ODP (тома 38, 104, 151, 152, 162) [37–43, 45–46, 47]. Химический состав и состав малых элементов проб пеплов в кернах глубоководного бурения определялись разными методами в разных лабораториях. Силикатный анализ проводился с помощью микропрепаратов “Самекс” и “Самеса”, редкие и редкоземельные элементы определялись методами атомной абсорбции и нейтронной активации.

Возраст прослоев пирокластики считается синхронным как эксплозиям питающих вулканов, так и вмещающим осадкам. Для определения возраста единичных прослоев нами использовался метод расчета по относительной скорости седиментации и глубине залегания прослоя в скважине относительно биостратиграфических и палеомагнитных маркеров, взятых из статей [13–15, 20, 21, 36, 43].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ОБСТАНОВКА НАКОПЛЕНИЯ ПИРОКЛАСТИКИ

Накопление вулканических осадков в Северной Атлантике и НГБ связано с эксплозивной деятельностью вулканов Исландского плюма [8]. В миоцен-четвертичное время в результате перемещения литосферных плит этот плюм оказался почти под центром вулканической провинции, известной под названием Тулейская, Британо-Арктическая, Северо-Атлантическая. Его влияние сказалось в образовании ряда вулканических плато, островов, подводных гор с многочисленными отмершими и действующими вулканами центрального типа. Наибольшее количество таких вулканов находится в юго-восточной части Исландии. Это, а также данные глубинной сейсмологии, дают основание полагать, что здесь на поверхность острова, начиная, видимо, с миоцена, проецируется центральная часть Исландского плюма. Тогда же, в среднем миоцене, возник собственно сам вулканический остров Исландия. А до этого здесь, на гребне срединно-океанического хребта в точке тройного схождения литосферных плит, образовалось обширное вулканическое плато.

В четвертичный период главным центром вулканизма были вулканы Исландии. Небольшая часть пирокластики поставлялась вулканами ост-

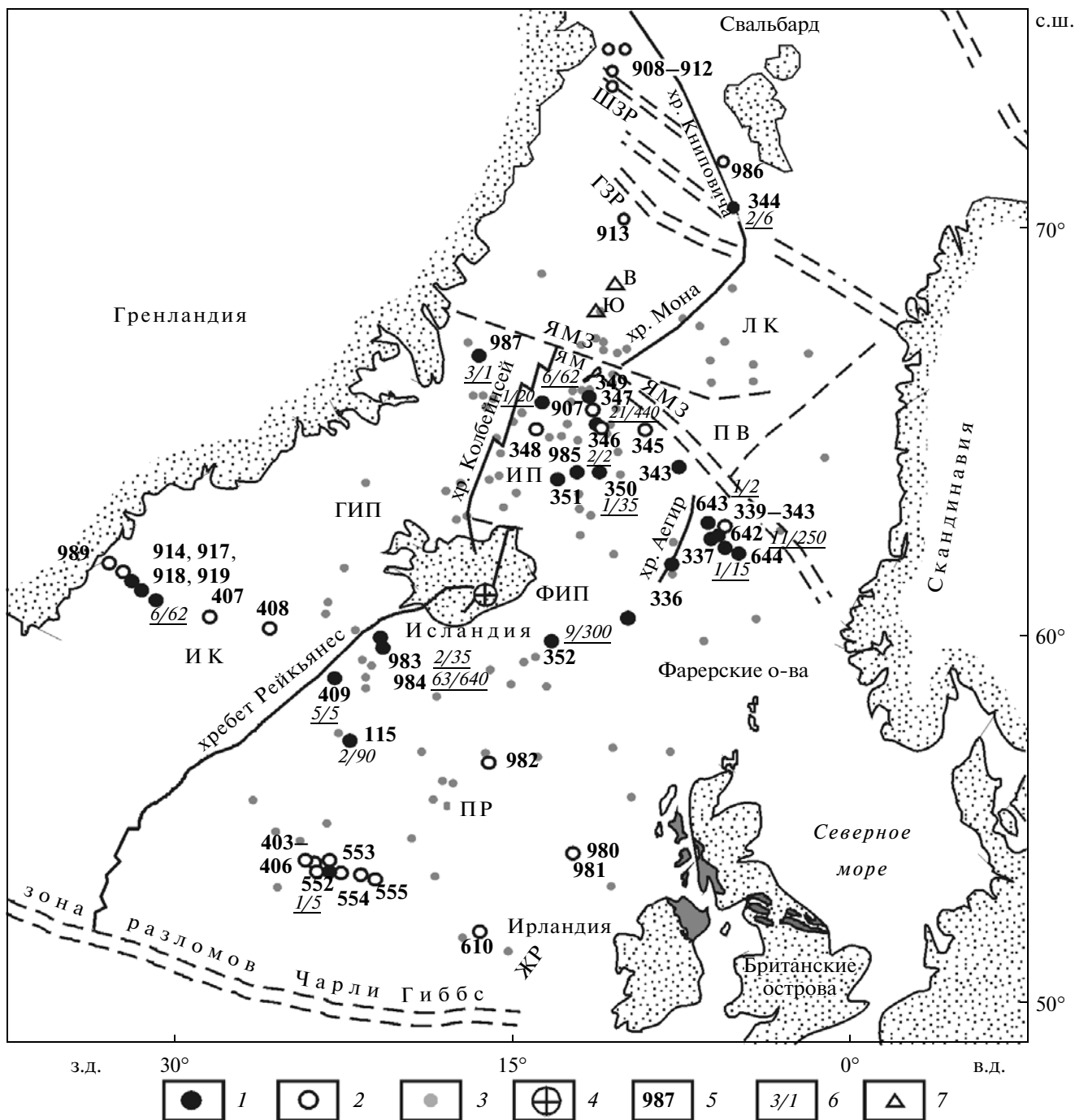


Рис. 1. Распределение четвертичной пирокластики в Норвежско-Гренландском бассейне. Составлено по [8]. 1 – скважины, вскрывшие прослой пепла, 2 – скважины не вскрывшие прослой пепла, 3 – колонки осадков АО ИО РАН, 4 – Исландский плюм, 5 – номера скважин глубоководного бурения DSDP и ODP, 6 – количество слоев пепла/суммарная мощность прослоев пепла (см), 7 – подводные горы-вулканы. ИК – котловина Ирмергера, ГИП – Гренландско-Исландский порог, ФИП – Фареро-Исландский порог, ИП – Исландское плато, ЛК – котловина Лафотена, ПВ – плато Воринг, ПР – плато Роккол, ГЗР – Гренландская зона разломов, ШЗР – Шпицбергенская зона разломов, ЯЗР – Ян-Майенская зона разломов, подводные горы-вулканы: Ю – гора Южная, В – гора Вестерис).

ровов Ян-Майен, Шпицберген и подводными горами-вулканами. Следует отметить, что в “каменной летописи” Исландии сохранились далеко не все прослой вулканических пеплов, т.к. с камени-

стой поверхности свежесвыпавшие пепловые осадки быстро смываются дождями и паводками многочисленных рек и ручьев, уровень воды в которых при извержении вулканов и таянии ледни-

ков катастрофически возрастает. Поэтому, несмотря на то, что в Исландии имеются сотни вулканов, из которых только в голоцене действовали около 200, а в историческое время, судя по записям в исландских сагах (т.е. примерно, за последние 1100 лет), около 30, покровы пирокластиков, выброшенной при этих извержениях и отложенной на острове, составляют небольшую долю по сравнению с покровами и потоками лавы.

Анализируя опубликованные данные по вулканизму НГБ можно выделить свыше 20-ти крупных вулканических событий, зафиксированных в четвертичном периоде (рис. 2). Пепловые зоны в Северной Атлантике были впервые выделены Брамлетт и Брэдли (1941), а позднее У. Раддиманом и Р. Пloverом (1972), которые описали так называемый Североатлантическую Зону Пеплов (NAAZ) I (около 11 тыс. лет по $^{14}\text{C BP}$), II (55 тыс. лет по $^{14}\text{C BP}$) и III (около 305 тыс. лет назад) [35, 51]. Позже С. Уэйстегом [52] были описаны пепловые зоны-мар-

керы в районе Фарерских островов (FMAZ I-III¹). Все эти прослои являются свидетельством интенсивной эруптивной деятельности основных центров вулканизма в позднем и среднем плейстоцене, приуроченных к Юго-Восточной вулканической зоне о. Исландии, о. Ян-Майен, хр. Рейкьянес. Причем, вулканические пеплы разносились от источников ледовым разносом далеко на юг, вплоть до моря Лабрадор [51]. Стоит отметить кислый интенсивный вулканизм в районе хребта Снаефелнесс (Snaefellness) на юго-западе Исландии [19], моменты щелочного вулканизма подводной горы Вестерис, интенсивную вулканическую деятельность вулканических систем Гримсватн, Катла, Крафла, Гекла, которые активизировались в последние ~200 тыс. лет. В работах К. Лакассе приводится описание слоев-маркеров тефры в Северной Атлантике, которые датированы возрастом 0–6 млн лет, источником ряда пепловых прослоев были вулканы Тиндфьядлаёкюдль (54 тыс. лет) и Катла (11 тыс. лет) [24, 25].

Одной из проблем изучения древних пеплов в морских осадках является привязка к источникам. Здесь многое зависит от сохранности пепловых слоев. С этой точки зрения НГБ характеризуется наличием большого количества факторов, которые могут повлиять на сохранность и качество пирокластического материала. Связано это, в первую очередь, со способами его транспортировки от предполагаемого источника: эоловый, ледовый, айсберговый, терригенный (включая перенос пирокластиков мощными водными потоками — йекульдхлейпами), а также перенос оползнями и морскими течениями. Известно, что в плейстоцене многие вулканы были перекрыты мощными покровами льда. Некоторые вулканы

Исландии до сих пор подледниковые. Паковые льды занимали в плейстоцене обширные акватории Гренландского и Норвежского морей. В работе У. Руддимана детально исследованы частички вулканического пепла преимущественно кислого состава песчаной размерности (>0.63 мм, возраст около 9000 лет) [35]. Это позволило выявить особенности ледово-айсбергового разноса в НГБ и показать, что вынос паковых льдов Гренландского моря и айсбергов разрушающегося покровного ледника Исландии был направлен через Датский пролив в Северную Атлантику, где лед таял, а пепловые частицы осаждались в виде синхронного горизонта. Этот горизонт прослеживается до 43° с.ш., т.е. на расстояние до 1800 км от Исландии. Общий объем пепла, захороненного в нем, оценивается до 8 км^3 . Пирокластический материал часто сопровождается ледниково-морскими (моренными) отложениями, которые широко развиты в данном регионе. При таянии льда вулканический материал оседал на дно и таким образом формировал циклы крупнейших извержений вулканов Исландии. В работе А.П. Лисицына отмечаются, по меньшей мере, два таких цикла, приуроченных к 9300 и 65000 лет назад [2].

Разнос же пирокластиков йекульдхлейпами приводил не только к мгновенному отложению изверженного материала, но и к существенной экзарации подстилающей поверхности, формируя тем самым турбидитные отложения с характерной текстурой и минеральным составом. О масштабах действий этих потоков свидетельствует подсчитанный расход воды из-под ледника Мирдалы при извержении вулкана Катла в течение двух дней, который составлял 200 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$, что сравнимо с расходом Амазонки [48]. За счет выноса йекульдхлейпами вулканогенных обломков формируются крупные дельты, которые особенно развиты на шельфе юго-восточной части Исландии. Отсюда в виде турбидитов вулканогенные осадки проникают в глубоководные области морей. Кроме вышеперечисленных явлений негативное влияние на сохранность пирокластиков оказывают также сейсмические толчки и микросейсмсы, обычные при крупных вулканических извержениях. Они часто вызывают усиление динамики придонных течений и волнений, в результате усиливаются процессы размыва и перемыва накоплений вулканического пепла.

Подобное разнообразие особенностей формирования прослоев пеплов не может не сказываться на точности их привязки к предполагаемым источникам. Этой проблеме посвящен ряд исследований. Так, в работах Лакшевица и Брендринга [12, 26] отмечено, что процесс выпадения пирокластиков и последующая ее транспортировка айсбергами и морским сезонным льдом могут приводить к асинхронности с вулканическими событиями, ко-

¹ FMAZ – Faroe Marine Ash Zones [51].

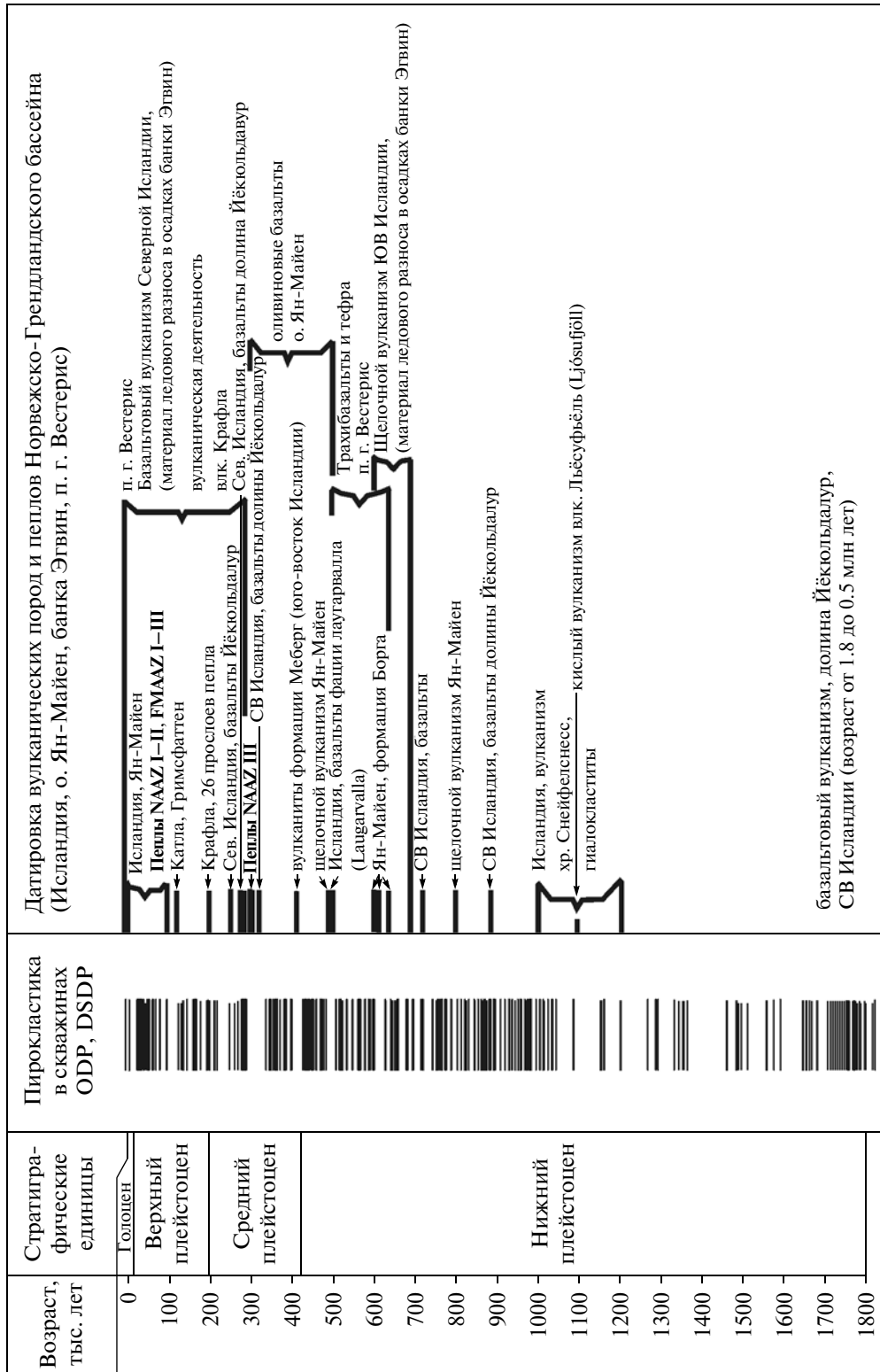


Рис. 2. Эпизоды вулканизма на островах Норвежско-Гренландского бассейна. Пирокластика в скважинах по данным скважин DSDP и ODP; датировка вулканических пород и пеплов Норвежско-Гренландского бассейна по [12, 19, 23, 25, 32, 46, 51, 52]. Жирным шрифтом выделены пепловые зоны (NAAZ – Noes Atlantic Ash Zone; FMAAZ – Faroe Marine Ash Zones), реконструированные по данным морского бурения.

торая оценивается от десятков до тысячи лет. Это является важным фактором при оценке возраста вскрытых прослоев пепла и использования их в качестве маркеров, если речь идет о небольших (до сотен или тысяч лет) временных масштабах. В нашем случае, где количество прослоев подсчитывается за каждые 100 тыс. лет в пределах временного интервала в 1.8 млн лет, подобной асинхронностью можно пренебречь. Учет вышеописанных критериев “первичности” пеплов позволил нам выделить пеплы эолового разноса и не включать в анализы прослой терригенного происхождения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПИРОКЛАСТИКИ

Покрытие глубоководным бурением площади НГБ достаточно неравномерное (рис. 1). Плейстоценовые и современные пеплы фиксируются не только в скважинах глубоководного бурения, но и в многочисленных пробах, полученных геологическими трубками [7, 8]. Большое количество прослоев пепла сосредоточено на материковом склоне Гренландии, Фареро-Исландском пороге, плато Воринг и Исландском, на хребтах Рейкьянес, Колбенсей, Аэгир, в Ян-Майенской зоне разломов и в других районах НГБ. Основными источниками пирокластики были вулканы центрального типа на островах Исландия и Ян-Майен. В плейстоцене выходили на поверхность и извергались вулканы подводных гор Вестерис, Южная и северной части хребта Рейкьянес [6, 9] (рис. 2).

В скв. 349 в южной части хр. Ян-Майен в плейстоценовых отложениях этого времени выявлено 21 прослой пирокластики кислого, среднего и субщелочного составов [45]. Общая их мощность — до 2.5 м. В нижней части разреза плейстоцена имеется прослой пепла мощностью 0.5 м. Наиболее сильные пеплопады наблюдались над Исландским плато и в северной части хребта Рейкьянес. Максимальное количество прослоев пепла вскрыто в керне скв. 984 [21] (рис. 3). Количество прослоев пирокластики на Исландском плато, вскрытых в плейстоценовых толщах керна скв. 348, превышает 15; их общая мощность — до 3 м [46]. А если учесть рассеянную пирокластику, которая также присутствует в плейстоценовой осадочной толще, общая доля пирокластического материала существенно возрастет. Рассеянная пирокластика характерна также и для плейстоценовых отложений в северной части хребта Рейкьянес. Мощность плейстоцена достигает здесь 500 м (скв. 984В). Количество горизонтов с пирокластикой более 100, а в скв. 984А — более 40.

СОСТАВ ПИРОКЛАСТИКИ

В кернах скважин глубоководного бурения и в колонках осадков в геологических трубках прослой вулканического пепла хорошо выделяются

визуально. Подобные слои имеют характерные для пирокластических отложений текстуры и структуры, по которым они легко выделяются среди осадочных толщ. Для них характерна четкая нижняя граница, вулканокластическая текстура, а также нормальное направление сортировки зерен: уменьшение размеров частиц от основания слоя к верхней границе, которая чаще всего является размытой. По цвету эти прослой также отличаются от вмещающих терригенных осадков. Прослой пепла также более сухие, чем вмещающие осадки, и при разрезании ножом керна и колонок, интервалы, содержащие прослой и рассеянную пирокластику, издают своеобразный скрип и препятствуют разрезанию. Вулканические стекла представлены двумя разновидностями: светлыми прозрачными с показателями преломления от 1.4 до 1.5 и желто-бурыми до коричневых с показателем >1.5 . По этим данным первые относятся к группе риолитов, дацитов, вторые — базальтов и андезитов. С вулканическими стеклами и непрозрачными пепловыми частичками в прослоях пирокластики ассоциируют кристаллические включения и зерна плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, клинопироксенов, биотита, оливина, роговой обманки, магнетита, имеющие обычно неправильные угловатые формы, свидетельствующие об их взрывном генезисе. Наряду с ними встречаются и терригенные окатанные зерна кварца, полевых шпатов, глауконита, глинистых агрегатов и биогенных остатков фораминифер. В целом, состав представленных в работе прослоев пепла соответствует критерию “первичности”, т.е. он содержит более 50% вулканического стекла, захороненного в результате извержения, при этом наличие в этих прослоях продуктов изменения вулканического стекла (палагонит, цеолит, монтмориллонит и т.п.) меньше 10%. Отмечены единичные прослой цеолитов.

Весьма характерна гранулометрическая и плотностная эоловая дифференциация пирокластики. В более удаленных от Исландии и Ян-Майена районах (например, на плато Воринг) развиты тонкозернистые пылевидные пирокластические риолитовые частички с малой плотностью, содержащие листочки биотита [39]. А в районах, прилегающих к Исландии, например на Фареро-Исландском пороге, преобладают тяжелые плотные базальтовые пеплы [7, 11, 16, 25].

Большая часть химических анализов вулканических стекол, опубликованных в отчетах DSDP, ODP, а также в другой научной литературе, относится к голоценовым и позднеплейстоценовым извержениям. При этом отмечено, что многие пеплы разных районов НГБ имеют схожий химический состав. Многочисленные исследования продуктов вулканизма показали, что в Исландии существенно преобладали магмы, лавы и взрывные выбросы базальтового состава. Базальто-

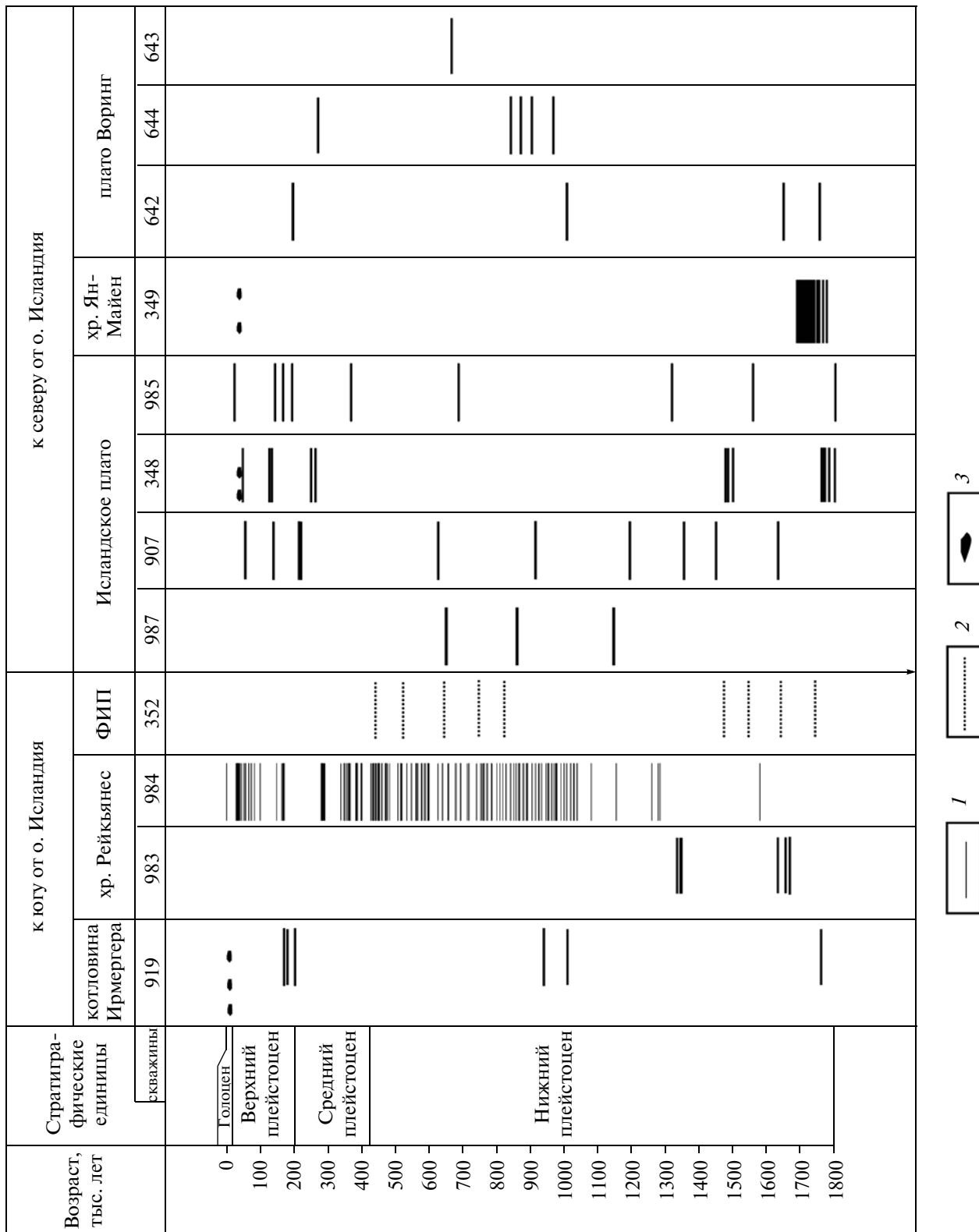


Рис. 3. Распределение пирокластики в четвертичных осадках по скважинным глубокондному бурения в Норвежско-Гренландском бассейне. Составлен по [14, 20, 21, 38–43, 45, 46]. 1 – прослой пирокластики (>50% вулканического стекла), 2 – измененная пирокластика, 3 – предположительно размытые и переотложенные прослой пепла.

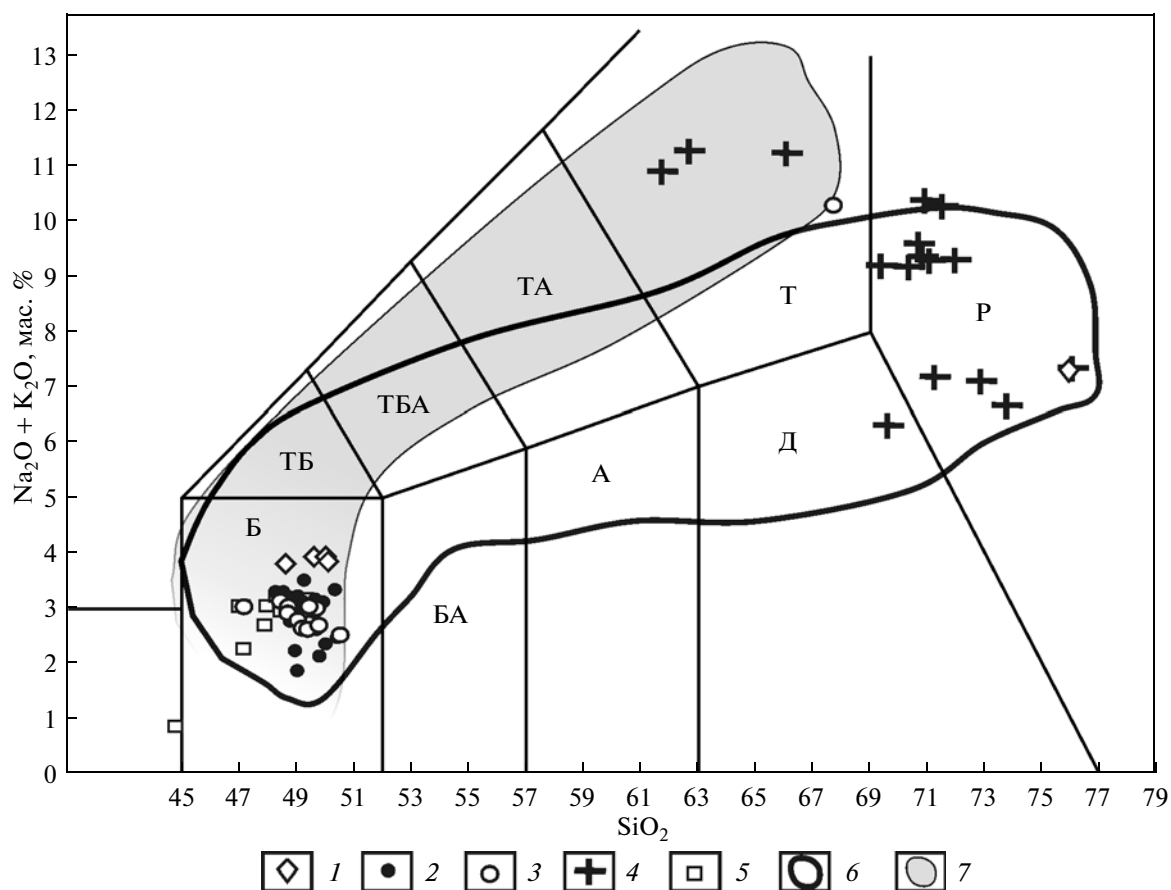


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для кайнозойской пирокластики Исландского плема. Анализы вулканических стекол в прослоях пепла: 1 – скв. 643, 2 – скв. 919, 3 – скв. 918, 4 – скв. 907; 5 – пробы четвертичного пепла АО ИО РАН; 6 – поля четвертичных вулканических серий Исландии; 7 – плиоцен-четвертичных серий о. Ян-Майена. Использованы данные [6, 7, 11, 16, 17, 24, 25, 29, 49].

идами сложены 80–90% вулканогенных формаций четвертичного возраста. От 10 до 15% принадлежит кислым продуктам (риолитам, дацит-риолитам). Не более 5% занимают средние по составу выбросы (андезиты-исландиты). Незначительна доля щелочно-базальтоидных продуктов. Вулканы о. Ян-Майен отличаются от исландских своей щелочной и щелочно-базальтовой направленностью. Это характерно и для вулканов – изученных подводных гор Гренландского моря (п.г. Южная и Вестерис) [9]. Средние химические составы пепловых проб представлены в таблице. Использовались 110 анализов пирокластических проб (вулканические стекла) кернов скважин 643, 907, 918, 919 [11, 16, 17, 26, 50]. Петрохимический состав вулканических стекол из кернов глубоководных скважин выглядит следующим образом. На диаграмме $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ выделяются две основные группы (рис. 4). Первая представлена пеплами, вскрытыми на плато Воринг (скв. 643), юго-восточном склоне Гренландии в котловине Ирмингера (скважины 918, 919). Они характеризуются базальтовым составом (рис. 4, таблица), с

повышенным содержанием FeO^* , TiO_2 , MgO , CaO . Среди них можно выделить пробы с низким содержанием K_2O , соответствующие толеитам и известково-щелочным низкокалиевым базальтам. Вторая группа представлена единичными прослоями пепла плейстоценового возраста скважин 918, 907, 643 дацитового, риолитового и трахитового состава. Сравнение составов пирокластики с составом вулканитов НГБ показывает, что базальтовая пирокластика скважин 643, 918 и 919 связана с эксплозиями вулканов Исландии. Плейстоценовая трахитовая пирокластика скв. 907, скорее всего, принесена при извержении вулканов Ян-Майенской горячей точки. Риолитовая пирокластика в этой же скважине и в скв. 918 имеет исландское происхождение (вулканы Гекла, Катла и др.). Это показывает, что по дальности и площади разноса исландские пеплы являются доминирующими на большей площади региона.

Анализ содержания некоторых микроэлементов в пробах пирокластики (скважины 918, 919) дан в статье Клифта и Фиттона [16], а их распределение представлено на рис. 5. Как видно из ри-

Химический состав вулканических стекол в пеплах, вскрытых скважинами глубоководного бурения DSDP и ODP по [11, 16, 17, 26, 50]

Районы	Шельф Гренландии				Плато Воринг				Ян-Майен				
Скважины	918		919		918	643		643	907		907		907
	x	σ	x	σ	трахит	x	σ	риолит	x	σ	x	σ	дацит
тип	базальт		базальт			базальт			риолит		трахит		
	(22)		(56)		(1)	(4)		(1)	(11)		(3)		(1)
SiO ₂	49.13	0.85	49.14	0.60	67.72	49.61	0.69	76.00	71.32	1.20	63.48	2.27	69.60
TiO ₂	2.74	0.52	2.80	0.68	0.04	3.33	0.09	0.27	0.27	0.08	0.57	0.23	0.49
Al ₂ O ₃	13.32	0.99	13.23	0.57	18.64	12.59	0.06	1.35	11.42	1.70	15.71	0.89	11.96
FeO						13.57	0.41						
Fe ₂ O ₃													
FeO*	13.04	1.43	13.86	1.40	1.90			3.24	3.46	1.47	1.96	0.40	5.93
MnO	0.23	0.03	0.24	0.04	0.02	0.25	0.04	0.08	0.14	0.07	0.19	0.03	0.18
MgO	6.22	0.66	5.65	1.01	0.87	4.25	0.09	0.07	0.06	0.09	0.45	0.24	0.06
CaO	10.67	0.85	10.04	1.12	0.38	8.98	0.18	1.35	0.88	0.53	1.22	0.59	3.08
Na ₂ O	2.43	0.18	2.51	0.32	8.24	3.07	0.05	4.39	5.45	0.64	5.47	0.43	4.78
K ₂ O	0.42	0.17	0.45	0.15	2.09	0.80	0.04	2.95	3.44	0.83	5.69	0.32	1.53
P ₂ O ₅	0.29	0.06	0.33	0.11	0.00			0.30					
LOI													
Total	98.50	0.97	98.26	0.68	99.91				96.43	1.00	94.65	0.84	97.61
	(12)		(4)						(6)		(1)		
Rb	5.23	3.20	7.13	1.42					88.33	20.70	150.00		
Sr	198.08	83.38	198.75	28.02									
Cs									0.97	0.28	1.70		
Ba	96.84	65.46	109.88	25.44					538.33	160.18	910.00		
Zr	182.17	52.33	235.25	34.10					1170.00	227.60	840.00		
Hf									23.33	2.25	16.00		
Ta									9.38	2.52	71.00		
Th									13.30	1.83	15.00		
Nb	18.26	7.83	25.48	7.16									
U									2.78	0.66	3.10		
La	15.84	5.68	20.85	5.44					109.17	20.60	120.00		
Ce	37.79	11.90	48.95	10.82					243.33	39.33	240.00		
Nd	24.20	5.89	30.75	5.96					109.83	12.97	78.00		
Sm	5.72	1.50	7.79	1.19					20.67	1.97	11.00		
Eu	1.99	0.43	2.22	0.31					5.65	1.56	3.20		
Tb	1.38	0.32	1.44	0.19					3.17	0.27	1.10		
Yb									11.48	1.08	4.80		
Lu	0.68	0.16	0.63	0.09					1.58	0.17	0.66		

Таблица. Окончание

Районы	шельф Гренландии				плато Воринг		Ян-Майен						
	918		919		918	643		643	907		907		907
Скважины	х	σ	х	σ	трахит	х	σ	риолит	х	σ	х	σ	дацит
тип	базальт		базальт			базальт			риолит		трахит		
Cr									9.32	3.67	16.00		
Co									5.72	1.46	4.20		
Sc									5.58	1.01	6.00		
Sb									1.04	0.84	0.31		
Y	32.09	7.80	36.80	1.69									
Pr	5.28	1.42	6.61	1.53									
Gd	8.74	2.46	10.21	1.76									
Dy	8.09	1.98	8.41	0.56									
Ho	1.60	0.37	1.72	0.12									
Er	4.88	1.02	4.89	0.53									
Tm	0.69	0.14	0.74	0.06									
U	0.28	0.19	0.39	0.12									

Примечание. FeO* – индекс общего железа по формуле $FeO^* = FeO + 0.9Fe_2O_3$.

сунка и из таблицы геохимические данные по базальтовым и кислым пеплам отличаются неполным составом ряда элементов, что затрудняет их прямое сравнение друг с другом. Однако можно отметить ряд общих черт для каждой их групп. Так, кривые распределения при расчете на примитивную мантию в плейстоценовых базальтовых пеплах (скважины 918, 919) имеют характерный пилообразный вид: они осложняются ярко выраженными минимумами литофильных (Rb, U, Sr) и редкоземельных элементов (Y и частично Eu). Кривые распределения достаточно типичны для базальтов: характерно незначительное обогащение легкими микроэлементами по отношению к тяжелым. Кроме того, они располагаются в пределах поля вскрытых на о. Исландия четвертичных вулканических пород и пеплов, которые также имеют сходные характеристики распределения микроэлементов.

В распределении микроэлементов базальтовых пеплов можно увидеть определенную динамику. Можно выделить ряд проб, которые характеризуются различной обогащенностью микроэлементов: пробы возрастом 1.8–1.5 млн лет, 1.47–0.3 млн лет и 0.26–0.04 млн лет (рис. 5). Обогащение пеплов (пусть и незначительное) легкими микроэлементами особенно заметно для проб возраста 0.26–0.04 млн лет: наблюдается резкое увеличение несовместимых элементов практически на порядок (Nb, U, La, Rb, Ba). Это, а также ярко выраженный минимум Sr на спайдерграмме, наиболее ярко показывают начавшиеся в камерах плавления процессы фракционирования оливи-

на, что в свою очередь дает представление о процессах кристаллизационного фракционирования в магматических камерах. Увеличение содержания U в пеплах может указывать на процессы контаминации магмой осадочных пород. Подобная интерпретация, которая подтверждается литературными данными [16–18], справедлива и для групп более древних базальтовых пеплов, указанных на спайдерграмме.

Пробы пеплов трахитового и риолитового составов скв. 907 характеризуются более высоким содержанием легких микроэлементов (рис. 6). По сравнению с базальтовыми пробами в кернах скважин 919 и 918 кислые пеплы скв. 907 характеризуются обогащенностью крупноионными (Rb, Ba), высокочарядными (Zr) редкоземельными микроэлементами. На спайдерграмме видно, что для риолитовых и трахитовых вулканических стекол характерен четкий максимум Zr и менее выраженный в отличие от базальтовых пеплов максимум La. Отличительной чертой трахитов и риолитов является минимум Ba. Подобное распределение микроэлементов в пробах риолитовых и трахитовых пеплов Лакассе [24, 25] в своих работах объясняет как результат кристаллизации K-полевого шпата, биотита и роговой обманки в промежуточной магматической камере и процессом контаминации земной коры.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интенсивность вулканизма в четвертичном периоде не раз менялась. Большинство исланд-

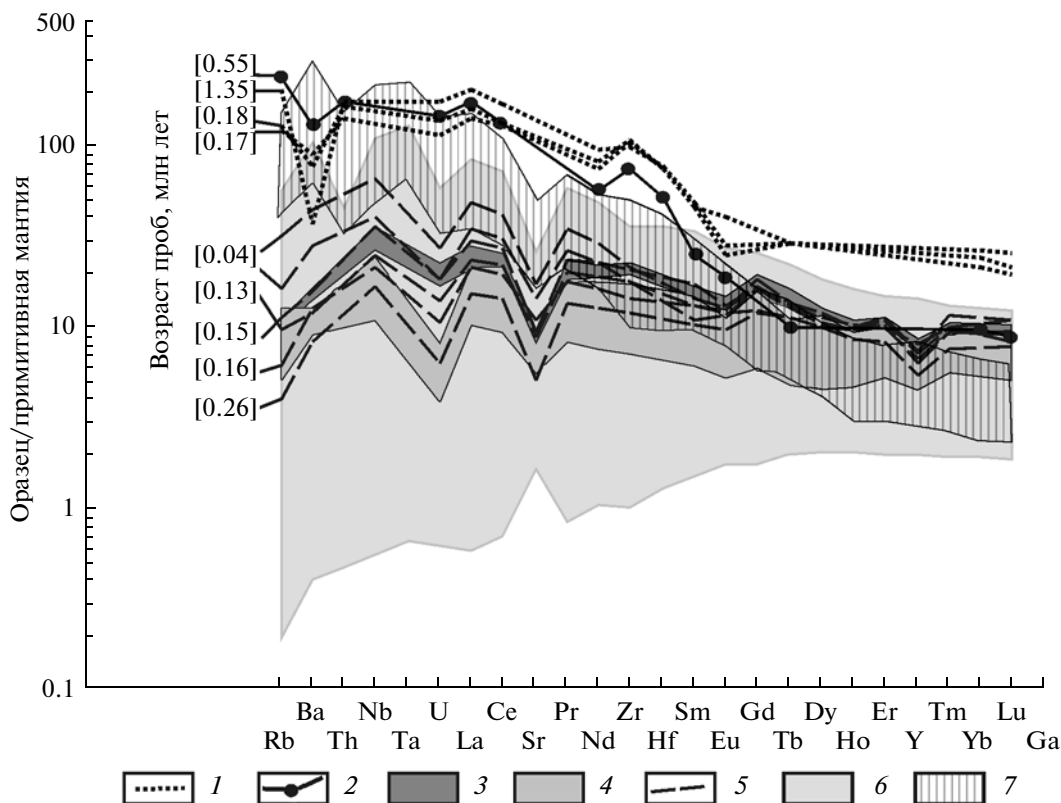


Рис. 5. Распределение микроэлементов в пробах пепла в пересчете на примитивную мантию. Использованы данные [11, 16, 25]. Состав проб вулканических пеплов: 1 – риолиты (скв. 907); 2 – трахиты (скв. 907); 3–5 – базальты (скв. 918–919): 3 – возраст 1.8–1.5 млн лет, 4 – возраст 1.47–0.3 млн лет, 5 – возраст 0.26–0.04 млн лет. Состав полей вулканистов: 6 – поля вулканистов Исландии, 7 – поля вулканистов о. Ян-Майен.

ских геологов и вулканологов полагают, что по мере оледенения Исландии (а началось оно около 3 млн лет назад) вулканизм стал ослабевать. А в плейстоцене, когда остров и островной шельф были покрыты ледниками толщиной до 2–3 км, сильных эксплозивных выбросов пироклаستيку в атмосферу не было. Однако данные о распространении прослоев пироклаستيку в плейстоценовых осадках НГБ и Северной Атлантики, приведенные в нашей статье, не подтверждают это предположение.

Расчет возраста прослоев пепла позволил выделить общее увеличение пеплонакопления за последние 1 млн лет. Выделены циклы накопления продолжительностью 300–200 тыс. лет (1800–1600; 1500–1300; 1100–700; 500–400 и 300–0 тыс. лет) (рис. 6). Наиболее крупный момент пеплонакопления (1100–300 тыс. лет) представлен базальтовыми пеплами на склоне хр. Рейкьянес, в скв. 984, наиболее приближенной к о. Исландия. Расчет приблизительных площадей распределения пеплов и их объемов помог более точно выделить усиление эруптивного вулканизма в период 1000–400 тыс. лет и в последние 300 тыс. лет, в тот период, когда в данном регионе наблюдались масштабные оледенения. Этому периоду соответствует увеличение не только частоты

встречаемости пеплов, но и увеличение площадей ареалов распространения пироклаستيку в бассейне. Можно выделить два момента в развитии эруптивного вулканизма: 1 – 1600–1400 тыс. лет назад, 2 – в последние 300 тыс. лет.

Наличие большого количества пирокластических прослоев в осадках плейстоцена в кернах скважин 352, 907, 918, 919, 984 (свыше 200 прослоев) и др. свидетельствует о том, что даже при сплошном покрытии ледником вулканы Исландии выбрасывали пирокластику. Эксплозивный вулканизм происходил и на острове Ян-Майен, продукты которого отмечены в осадках плейстоцена скв. 349 (более 22 пепловых прослоев) и других скважин. О плейстоценовой вулканической деятельности о. Исландия свидетельствует наличие подледных отложений обширной формации Моуберг, в составе которой отмечаются туфы, гилокластиты [28], а также лавовые излияния базальтов в долине Йёкульдалур (Jökudalur), на хребте Снаефелнесс (Snaefellness) [49], датированные соответственно ранним и средним плейстоценом (рис. 2). На эксплозивный характер плейстоценовых извержений указывает наличие в кернах скважин глубоководного бурения прослоев ранне- и среднеплейстоценового витрокластиче-

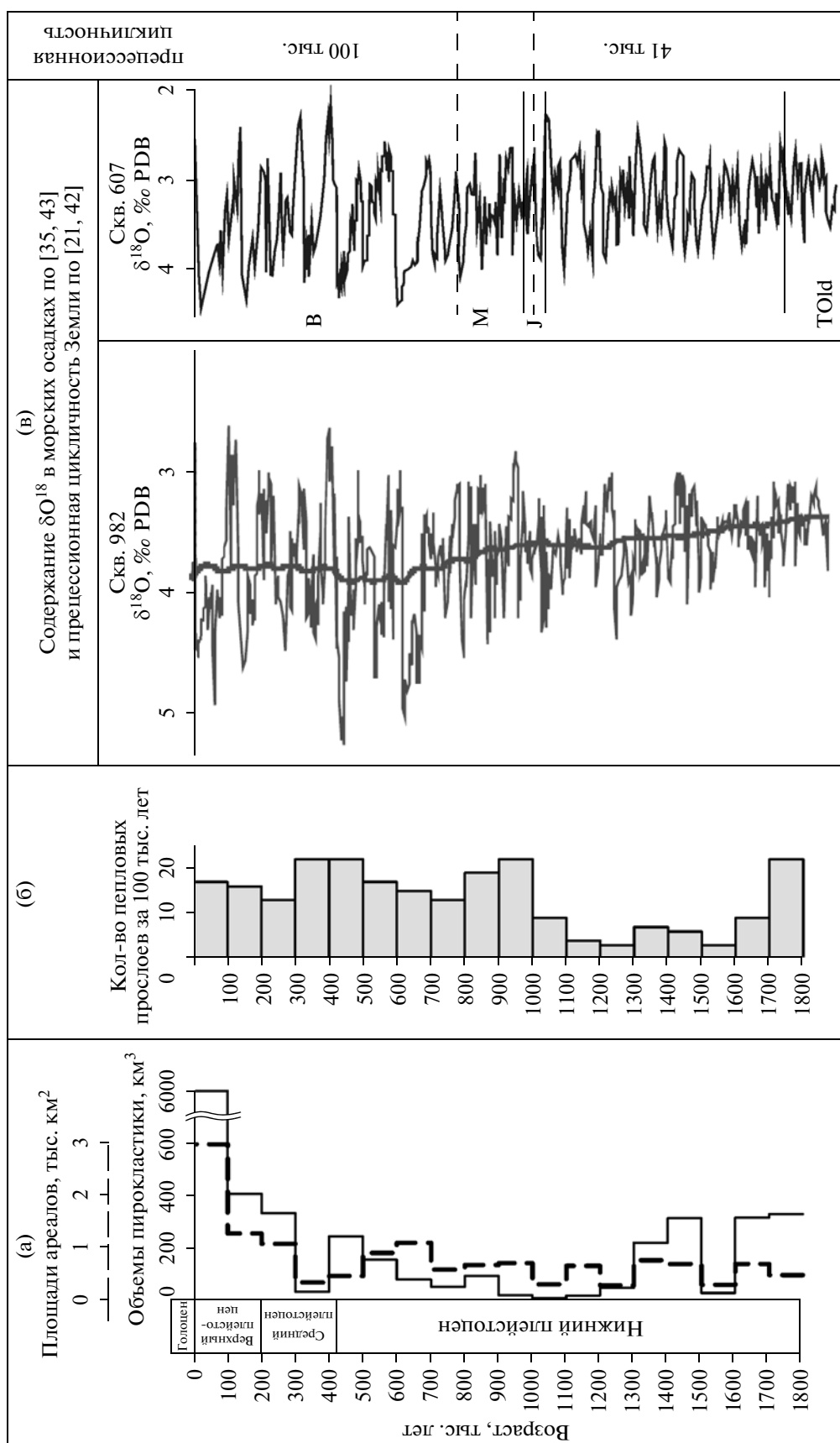


Рис. 6. Площади ареалов и объем пирокластики (а), частота встречаемости вулканических пеллов (б) и содержание изотопа кислорода в донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна скв. 982 [34] и скв. 607 [34] в Северной Атлантике (в). Пунктиром выделен переход от 41-тысячной к 100-тысячной климатической цикличности [18]. Магнитные эпохи: В – Брюнес; М – Магуама, J – Харамильо, Told – Олдвей.

ского пепла гомогенного минерального состава, без примеси чужеродного (обломочного, терригенного и т.п.) материала (скважины 984, 918, 919). Безусловно, не все эксплозии вулканов Исландии и Ян-Майена зафиксировались в донных осадках океана. Фиксируются, очевидно, наиболее мощные из них, состоящие из серий сближенных во времени вулканических взрывов, недалеко отстоящих друг от друга крупных вулканов. Именно эта особенность эксплозивного вулканизма Исландии, проявленная в историческое время и документально зафиксированная на дне океана, выявлена по прослоям пирокластики в осадках плейстоцена и голоцена.

Приведенные выше данные по скважинам глубоководного бурения и химическому составу пеплов подтверждают наш вывод о том, что интенсивный высокоэруптивный вулканизм существовал и в раннем плейстоцене: на протяжении плейстоцена суммарные выбросы пирокластики могли составлять по нашим подсчетам свыше 200 км^3 . Такие моменты характерны для трех временных интервалов нижнего плейстоцена: 1800–1600 тыс. лет, 1500–1300, 500–400 тыс. лет, что совпадает с модами количества прослоев пепла и частично совпадает с максимумом площадей распределения пеплов (рис. 4). Выброс значительных объемов пирокластики косвенно подтверждается и подсчетами в Исландии. По данным Синтона [44] суммарный выброс вулканического материала, осажденного на суше в западной вулканической зоне Исландии, только за последние 12000 лет составил свыше 600 км^3 . При этом не учитывалась большая часть пирокластического материала, которая была отнесена далеко от источников на акваторию океана. По данным Тораринсон [48] в болотах Исландии зафиксировано свыше 1 тысячи прослоев тефры, т.е. следы тысячи вулканических эксплозий. Если учесть, что каждое извержение в Исландии по аналогии с извержениями исторического периода могло дать свыше 1 км^3 пепла, а также то, что в голоценовый период пирокластику в атмосферу поставляли не только вулканы Исландии, а и о-ва Ян-Майен, подводные горы Вестерис, Южная [7, 2], то объем выброшенного вулканического материала за весь четвертичный период будет исчисляться тысячами кубических километров. Это вполне сопоставимо с нашими результатами.

ВУЛКАНИЗМ И КЛИМАТ

Обсуждение связи климата и вулканических процессов в научной литературе чаще всего касается изменения температурных характеристик и содержания углекислого газа в атмосфере после сильных эксплозий. Кратковременные похолодания часто наблюдались в историческое время после взрывов крупных вулканов (Кракатау, Кат-

май, Безымянный, Сент-Хелес и др.). При этом средняя температура воздуха падала на десятки доли градуса [1, 3]. Зависимость средней температуры воздуха на Земле от числа извержений изучена в работе Хаина [4]. Эта зависимость наблюдается как в сверхдлительных (миллионы, сотни миллионов лет), так и в кратковременных (десятки, сотни лет) отрезках времени. Для четвертичного вулканизма Норвежско-Гренландского региона такая зависимость также имеет место.

В последние годы большие успехи в выявлении экстремальных климатических событий в голоцене делает дендрология. На основе ширины первичных колец сибирской лиственницы на полуострове Ямал построена многотысячелетняя древесно-кольцевая хронология длительностью 7000 лет. Р.М. Хантемиров с соавторами [5] провели анализ встречаемости экстремальных образований в древесине за последние 4100 лет. Данные о вулканических извержениях они брали из современных работ вулканологов и из “записей” в ледовых колонках о Гренландии и Антарктиды. В результате авторы пришли к выводу, что главной причиной таких аномалий являются похолодания глобального масштаба, связанные с крупными вулканическими извержениями. По нашим расчетам эти данные свидетельствуют о повторяемости крупных вулканических эксплозий, вызывающих на Земле похолодания через 30–40 лет, но такие кратковременные циклы в геологической истории пирокластических прослоев океанических осадков пока не распознаются.

Четвертичный период в НГБ характеризуется началом мощных оледенений – за 4 млн лет Исландия пережила около 20-ти крупных оледенений, когда периоды сильных оледенений сменялись периодами теплых межледниковий. При этом интервал 0–1.5 млн лет характеризуются наличием семи полномасштабных ледниково-межледниковых циклов, которые зафиксированы в ледниковых отложениях восточной части Исландии [17]. В работах Лакассе, Макленнона, Гуиллоу, Йона [19, 20, 23, 30] проведено сравнение частоты вулканических извержений позднего плейстоцена и голоцена с периодами похолодания и потепления (по данным содержания в осадках δO^{18}). Был проанализирован временной интервал продолжительностью последние 800 тыс. лет и сделан вывод о том, что кроме момента голоценового потепления говорить о четкой корреляции между вулканизмом и сменами климата в четвертичном периоде нельзя.

Появление и смена ледниковых и межледниковых эпох на Земле напрямую, очевидно, не связано с вулканическими событиями. Скорее всего, это зависит от космических причин и изменений орбитальных характеристик движения планеты. Они же могут быть и причинами, своеобразными

пусковыми кнопками, включающими глобальные вулканические события на Земле, которые, в свою очередь, усиливают масштабы похолодания и оледенения ледниковых эпох. Также, как и изменения ледниковой нагрузки на мантийные и коровые очаги генерации могут вызвать вулканическую активность.

У нас есть возможность сравнить полученную нами динамику эруптивного вулканизма более “длинного” временного промежутка с основными климатическими событиями в Северной Атлантике, за последние 1.8 млн лет (рис. 6). Для этого мы использовали данные по содержанию δO^{18} в осадках кернов скважин 982, 607, которые также неоднократно использовались многими авторами для иллюстрации климатических изменений в Северной Атлантике [33, 34]. В качестве ключевых климатических событий четвертичного периода для Северной Атлантики и Арктики мы выбрали два важных момента. Первый момент связан с орбитальной (астрономической) теорией палеоклимата, которая устанавливает связь между глобальными климатическими изменениями (периоды оледенений и межледниковья) с орбитально обусловленными вариациями приходящей к Земле солнечной радиации. В работах А. Бергена, М. Шварцбаха, В.А. Большакова и др. упоминается о смене около 1 млн лет назад 41-тысячелетних климатических циклов на 100-тысячелетние [10]. Это подтверждается и современными данными [33, 34]. Причиной этого явления считается прецессия земной оси. В Арктике это явление спровоцировало дальнейшее похолодание, пик которого приходится на 880–870 тыс. лет. Это привело к повышению интенсивности и продолжительности холодных этапов в Северном полушарии [18, 28]. На этот климатический “цикл” накладывается период “среднеплейстоценовой климатической революции” (1200–500 тыс. лет), который отразился в существенном увеличении объема льда на Земле 940 тыс. лет назад [31]. Второй момент – наступление голоценового межледниковья около 13 тыс. лет назад и развитие процесса дегляциации, в результате которого произошла декомпрессия литосферной нагрузки на астеносферу, и как следствие – резкое увеличение частоты извержений в регионе. По оценкам ряда ученых после последнего отступления льда 11 тыс. лет назад средняя частота извержений была в 20–30 раз больше, чем в настоящее время.

Сравнение распределения содержания δO^{16} в морских осадках скважин 982 и 607 и хронологии вышеприведенных четвертичных событий с частотой отложений прослоев пирокластики, на первый взгляд, прямой корреляции не дает (рис. 6). Однако видно, что усиление эруптивного вулканизма за последние 1.1–1 млн лет совпадает с вышеупомянутой сменой климатической цикличности, а

также с увеличением за последний 1 млн лет дисперсии содержания изотопа кислорода, зафиксированного в морских осадках Северной Атлантики. Это подтверждает наше предположение, что возрастание интенсивности четвертичного вулканизма НГБ за последний 1 млн лет определяется, в первую очередь, процессами, связанными с прецессией оси вращения Земли. Выделенные в нашей работе более короткие по продолжительности циклы (в 300–200 тыс. лет) эруптивного вулканизма, вероятно, имеют связь с климатическими флуктуациями, но связь эта носит сложный характер и зависит от множества локальных причин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные о распределении прослоев пирокластики показали, что эруптивный вулканизм в Норвежско-Гренландском бассейне наблюдался в течение всего плейстоцена. При этом отмечено возрастание вулканической активности за последний миллион лет. Выбранная нами методика подсчета в рамках данного временного интервала (1.8 млн лет) позволила выделить следующие циклы накопления четвертичной пирокластики: 1800–1600; 1500–1300; 1100–700; 500–400; 300–0 тыс. лет. Источником пепловых прослоев, вскрытых в глубоководных скважинах, являлись, в основном, исландские вулканы. Вулканические пеплы на материковом склоне Гренландии имеют базальтовый состав, тогда как пеплы на плато Воринг и в районе о. Ян-Майен характеризуются риолитовым, трахитовым составом. Основными процессами, обуславливающими химический состав пеплов в последние 300 тыс. лет, были, скорее всего, процессы фракционной кристаллизации расплава в магматических камерах и процессы контаминации расплавом осадочного материала.

Сравнение полученного распределения прослоев пеплов с климатообразующими событиями показывает, что возрастание интенсивности четвертичного эруптивного вулканизма имеет связь с климатической цикличностью – сменой 41-тысячных прецессионных климатических циклов на 100-тысячные. Одновременно с этим наблюдается увеличение дисперсии содержания изотопа кислорода, зафиксированное в морских осадках скв. 982. В целом, вопрос о характере связи этих явлений с вулканической деятельностью остается открытым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гуценко И.И.* Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1979. 474 с.
2. *Лисицын А.П.* Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 443 с.

3. *Муравьев Я.Д.* Вулканические извержения и климат // Вестн. ДВО РАН. 2007. № 2. С. 71–82.
4. *Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Глобальные изменения климата и цикличность вулканической активности // Science Without Borders. Transactions of the International Academy of Science H & E. 2007/2008, Innsbruck V. 3.
5. *Хантемиров Р.М., Горланова Л.А., Сурков А.Ю., Шнятов С.Г.* Экстремальные климатические события на Ямале за последние 4100 лет по дендрохронологическим данным // Изв. РАН. Сер. геогр. 2011. № 2. С. 89–102.
6. *Харин Г.С.* Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана. М.: Наука, 1993. 256 с.
7. *Харин Г.С., Емельянов Е.М.* Геология Атлантики в международном регионе. Результаты исследования по международным проектам. М.: ВИНТИ, 1987. 224 с.
8. *Харин Г.С., Ерошенко Д.В.* Эволюция эксплозивного вулканизма Исландского плюма в кайнозой // Вулканология и сейсмология. 2010. № 5. С. 20–44.
9. *Харин Г.С., Удинцев Г.Б., Чернышева Е.А.* Современный щелочной магматизм и гидротермальная деятельность на подводных горах Гренландского моря // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 3. С. 375–378.
10. *Шварцбах М.* Климаты прошлого: Введение в палеоклиматологию. М.: ИЛ, 1955. 283 с.
11. *Bitschene P.R., Schmincke H.-U., Viereck L.* Cenozoic ash layers on the Vøring Plateau (ODP Leg 104) / Eds. Eldholm O. et al. Proc. ODP, Sci. Results, 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1989. P. 357–366.
12. *Brendryen J., Hafliðason H., Sejrup H.P.* Norwegian Sea tephrostratigraphy of marine isotope stages 4 and 5: Prospects and problems for tephrochronology in the North Atlantic region // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. P. 847–864.
13. *Channell J.E.T., Amigo A.E., Fronval T. et al.* Magnetic stratigraphy at Sites 907 and 985 in the Norwegian-Greenland Sea and a revision of the Site 907 composite section // Proc. ODP, Sci. Results. 1999. V. 162. doi:10.2973/odp.proc.sr.162.036.1999.
14. *Channell J.E.T., Lehman B.* Magnetic stratigraphy of North Atlantic sites 980–984 // Proc. ODP, Sci. Results. 1999. V. 162. P. 113–130.
15. *Channell J.E.T., Smelror M., Jansen E. et al.* Age models for glacial fan deposits off East Greenland and Svalbard (Sites 986 and 987) // Proc. ODP, Sci. Results. 1999. V. 162. doi:10.2973/odp.proc.sr.162.008.1999.
16. *Clift P.D., Fitton J.Y.* Trace and rare earth element chemistry of volcanic ashes from sites 918 and 919: implication for icelandic volcanism // Proc. ODP, Sci. Results. 1998. V. 152. P. 67–84.
17. *Desprairies A., Maury R.C. et al.* Distribution, chemical characteristics, and origin of ash layers from ODP Leg 104, Vøring Plateau, North Atlantic / Eds. Eldholm, O. et al. Proc. ODP, Sci. Results. 1989. V. 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 337–356.
18. *Geirsdóttir A., Gifford H., Miller et al.* Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland // J. of Geodynamics. 2007. V. 43. Is. 1. P. 170–186.
19. *Guillou H., Van Vliet-Lanoë B., Guðmundsson A. et al.* New unspiked K–Ar ages of Quaternary sub-glacial and sub-aerial volcanic activity in Iceland // Quaternary Geochronology. 2010. № 5. P. 10–19.
20. *Jansen E., Raymo M.E., Blum P. et al.* Shipboard Scientific Party. Sites 983 // Proc. ODP, Init. Repts. 1996. V. 162: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 139–167.
21. *Jansen E., Raymo M.E., Blum P. et al.* Shipboard Scientific Party. Sites 984 // Proc. ODP, Init. Repts. 1996. V. 162: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 169–222.
22. *John K. St., Flowerb B.P., Krissek L.* Evolution of iceberg melting, biological productivity, and the record of Icelandic volcanism in the Irminger basin since 630 ka // Marine Geology. 2004. V. 212. P. 133–152.
23. *Kokfelt T.F., Hoernle K., Hauff F. et al.* Combined Trace Element and Pb–Nd–Sr–O Isotope Evidence for Recycled Oceanic Crust (Upper and Lower) in the Iceland Mantle Plume // J. of Petrology. 2006. V. 47. № 9. P. 1705–1749.
24. *Lacasse C., Garbe-Schonberg C.-D.* Explosive silicic volcanism in Iceland and the Jan-Mayen area during the last 6 m.a.: sources and timing of major eruptions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2001. V. 107. № 1–3. P. 113–147.
25. *Lacasse C., Paterne M., Werner R. et al.* Geochemistry and origin of Pliocene and Pleistocene ash layers from the Iceland Plateau, Site 907 // Proc. ODP, Sci. Results. 1996. V. 151. P. 309–332.
26. *Lackschewitz K.S., Wallrabe-Adams H.J.* Composition and origin of volcanic ash zones in Late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: evidence for ash fallout and ice-rafting // Marine Geology. 1997. V. 136. P. 209–224.
27. *Larsen G., Eiriksson J.* Late Quaternary terrestrial tephrochronology of Iceland – quency of explosive eruptions, type and volume of tephra deposits // J. of Quaternary Science. 2008. V. 23. P. 109–120.
28. *Lawrence K.T., Herbert T.D., Brown C.M. et al.* High-amplitude variations in North Atlantic sea surface temperature during the early Pliocene warm period // Paleoceanography. 2009. V. 24. PA2218, doi:10.1029/2008PA001669.
29. *Le Bass M.J., Le Maître R.W., Streckeisen A. et al.* Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram // J. Petrol. 1997. V. 27. P. 745–750.
30. *Maclennan J., Jull M., McKenzie D. et al.* The link between volcanism and deglaciation in Iceland // Geochemistry, Geophysics Feosystems. 2002. V. 3. № 11. 1062, doi:10.1029/2001GC000282.
31. *Martin J., Head P., Gibbard L.* Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary // Geological Society, London: Special Publications. 2005. V. 247. P. 1–18. doi: 10.1144/GSL.SP.2005.247.01.01.
32. *Mertz D.F., Warren D.S., Haased K.M.* Volcanism on the Eggvin Bank (Central Norwegian-Greenland Sea, latitude 71°N): age, source, and relationship to the Iceland and putative Jan -Mayen plumes // J. of Geodynamics. V. 38. Is. 1. 2004. P. 57–84.

33. *Miller G.H., Brigham-Grette J., Alley R.B. et al.* Temperature and precipitation history of the Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1679–1715.
34. *Nisancioglu K.H.* Modeling the Impact of Atmospheric Moisture Transport on Global Ice Volume. Massachusetts Institute of Technology. 2004. 154 p.
35. *Ruddiman W., Glover R.* Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments // *Geological Society of America Bulletin*. 1972. V. 83. P. 2817–2836.
36. *Rudiger H.* Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: sedimentology, paleoceanography, and evolution of late pliocene to quaternary northern hemisphere climate // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1989. V. 104. P. 189 – 232.
37. Shipboard Scientific Party. Site 642 / Eds. Eldholm O. et al. Proc, Init. Repts. (Pt. A). ODP. 1987. V. 104. P. 53–454.
38. Shipboard Scientific Party. Site 643 / Eds. Eldholm O. et al. Proc, Init. Repts. (Pt. A), ODP. 1987. V. 104. P. 454–616.
39. Shipboard Scientific Party. Site 644 / Eds. Eldholm O. et al. Proc, Init. Repts. (Pt. A), ODP. 1987. V. 104. P. 616–750.
40. Shipboard Scientific Party. Site 916 / Eds. Larsen H.C. et al. Proc. ODP, Init. Repts. 1994. V. 152. P. 89–105.
41. Shipboard Scientific Party. Site 918 / Eds. Larsen H.C. et al., Proc. ODP, Init. Repts. 1994. V. 152. P. 177–256.
42. Shipboard Scientific Party. Site 919 / Eds. Larsen H.C. et al. Proc. ODP, Init. Repts. 1994. V. 152. P. 257–277.
43. Shipboard Scientific Party. Site 907 / Eds. Myhre A.M. et al. Proc. ODP, Init. Repts. 1995. V. 151. P. 57–111.
44. *Sinton J., Gronvold K., Sæmundsson K.* Postglacial eruptive history of the Western Volcanic Zone, Iceland // *Geochemistry, Geophysics Feosystems*. 2005. V. 6. № 12. Q12009, doi:10.1029/2005GC001021.
45. Site 346, 347 and 349 / Eds. Talwani M. et al. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. 1976. V. 38. P. 521–594.
46. *Talwani M., Udintsev G. et al.* Site 348. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. 1976. V. 38. P. 595–654.
47. *Talwani M., Udintsev G. et al.* Site 352. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. 1976. V. 38. P. 23–116.
48. *Thorarinsson S.* The postglacial volcanism // On the geology and geophysics of Iceland. Intern. Geol. Congr. XXI Sess. Guide Ex. A2. Reykjavik, 1960.
49. *Van Vliet L.B., Guillou H., Gudmundsson A. et al.* Glaciers and sea ice extent in Iceland during the quaternary // Iceland in the Central Northern Atlantic : Hotspot, sea currents and climate changes” Plouzané : France, 1–3 May. 2010.
50. *Viereck L.G., Hertogen J., Parson L.M. et al.* Chemical stratigraphy and petrology of the Vøring Plateau tholeiitic lavas and interlayered volcanoclastic sediments at ODP Hole 642E / Eds. Eldholm, O. et al. Proc. ODP, Sci. Results. 1989. V. 104: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 367–396.
51. *Wastega S., Rasmussen T.L., Kuijpers A. et al.* Composition and origin of ash zones from Marine Isotope Stages 3 and 2 in the North Atlantic // *Quaternary Science Reviews*. 2006. 25. P. 2409–2419.
52. *Wastegård S.* Tephrochronology in the North Atlantic region – a potential to link marine, terrestrial and ice-core records from the last glacial cycle // ICDP-Workshop PASADO. Potrok Aoke Lake Sediment Archive Drilling Project. March 15–19. 2006. Rio Gallegos, Santa Cruz, Argentina. 2000. P. 64.

The Explosive Volcanic Cycles of Icelandic Plume in Quaternary

D. V. Eroshenko, G. S. Kharin

Stratigraphic and the spatial schemes of distribution of volcanic ashes in the Quaternary deposits of the Northern Atlantic, the Norwegian and Greenland seas are constructed on the basis of the preliminary reports of the deep-water drilling DSDP and ODP in 70 boreholes and 100 geological columns taken in the cruises of the R/V “Akademik Kurchatov” and “Mikhail Lomonosov”. The cycles of the time distribution of the pyroclastic and non-uniform spatial distribution on the sea bottom was revealed. Petrochemical and geochemical characteristics of pyroclastic are presented and its comparison with the volcanic rocks of Iceland and Jan-Majen is described. The problems of mutual relations of extreme climatic events and explosive volcanism cycles are considered.