

УДК 551.35

ИСТОЧНИКИ МАТЕРИАЛА ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ РЯДА РАЙОНОВ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА (ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 2023 г. А. В. Маслов^{а, *}, Н. В. Политова^{б, **}, А. А. Клювиткин^б,
Н. В. Козина^б, М. Д. Кравчишина^б, А. Н. Новигатский^б, Е. А. Новичкова^б,
Т. Н. Алексева^б, В. П. Шевченко^б

^аГеологический институт РАН,
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^бИнститут океанологии им. П.П. Шишова РАН,
Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: politova@ocean.ru

Поступила в редакцию 25.02.2023 г.

После доработки 22.03.2023 г.

Принята к публикации 20.04.2023 г.

Рассмотрен валовый химический (основные породообразующие оксиды) состав и систематика редкоземельных элементов, Sc, Cr, Zr и Th проб поверхностных донных осадков, отобранных в ряде рейсов НИС “Академик Мстислав Келдыш” в Норвежско-Гренландском бассейне (хребты Мона, Книповича, Колбейнсей и Эгир, котловины Норвежского и Гренландского морей, континентальный склон Шпицбергена, западная континентальная окраина Баренцева моря и др.) для определения источников слагающего их тонкого алюмосиликокластического материала. Если для прибрежных осадков очевидно первоочередное влияние терригенного сноса, то в открытом море осадки испытывают влияние относительно более теплых атлантических вод, ведущее к разбавлению их карбонатом кальция, основными продуцентами которого выступают планктонные фораминиферы. Сделан вывод, что источником тонкой алюмосиликокластики для большинства исследованных проб являлись в разных соотношениях как кислые, так и основные магматические породы (вулканические породы Исландии).

Ключевые слова: Норвежско-Гренландский бассейн, поверхностные донные осадки, химический состав, редкие и рассеянные элементы, источники тонкой алюмосиликокластики.

DOI: 10.31857/S0024497X23700222, EDN: WUFFTM

Как известно, Арктика играет одну из ключевых ролей в формировании климата нашей планеты. Актуальность исследования происходящих здесь на фоне изменяющегося климата разнообразных глобальных процессов, в том числе формирования и эволюции различных седиментосистем, трудно переоценить. Именно этим определяется повышенный интерес специалистов разных стран к получению нового фактического материала, позволяющего детально исследовать процессы осадконакопления и реконструировать на основе геолого-геохимической и микропалеонтологической информации основные особенности климатических изменений на границе Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана в Норвежско-Гренландском бассейне [Grousset, Chesselet, 1986; Boyle, 1988; Broecker, Denton, 1989; Imbrie et al., 1992; Hebbeln, Berner, 1993; Lackschewitz et al., 1994;

Лисицын, 2014 и др.]. Работы по исследованию процессов осадконакопления здесь ведутся давно как отечественными [Горшкова, 1960, 1965; Матишов, 1973; Емельянов и др., 1975; Батулин, 1986; Матишов, Павлова, 1990; Тримонис, 1995; Биогеоценозы ..., 1996; Богданов и др., 1997; Кошелева, Яшин, 1999; Харин и др., 2003; Левитан и др., 2005, 2007; Захаренко, 2008; Чамов и др., 2008, 2010; Лукашин, 2008а, 2008б; Лисицын, 2014; Маслов и др., 2022а, 2022б], так и иностранными учеными [Grousset, Chesselet, 1986; Vogt, 1986; Johannessen et al., 1994; Lackschewitz et al., 1994; Stein et al., 1996; Vogt et al., 2001; Vorren et al., 1998; The Northern ..., 2001; Evans et al., 2002; Farmer et al., 2003; Andrews, Eberl, 2007; Pirrung et al., 2008; Verplanck et al., 2009; Andrews, Vogt, 2014; Cruz, 2015]. Но подробно химический состав донных

осадков в Норвежско-Гренландском бассейне изучался мало.

Одним из важных аспектов исследования любой седиментосистемы является анализ минерального и химического состава поверхностных донных осадков в целях реконструкции состава источников слагающего их материала. Традиционно эти работы основываются на данных анализа ассоциаций глинистых минералов и других компонентов осадков [Левитан и др., 2007; Andrews, Vogt, 2014]. Мы попытались решить эту задачу на основе исследования валового минерального и химического состава (основные породообразующие оксиды, редкие и рассеянные элементы) различных типов поверхностных донных осадков, пробы которых отобраны в Норвежско-Гренландском бассейне в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”. Считается, что такой подход является одним из эффективных методов реконструкции состава пород на палеоводосборах в тех случаях, когда традиционными методами это сделать сложно или невозможно [Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; Feng, Kerrich, 1990; McLennan et al., 1993; Girty et al., 1994; Fedo et al., 1996; Cullers, 2000, 2002; Lee, 2002; Geochemistry ..., 2003; Braccialli et al., 2007; Negrel et al., 2015; Маслов и др., 2018, 2020]. Он использован нами ранее при исследовании поверхностных донных осадков Белого, Баренцева и Каспийского морей [Маслов и др., 2012, 2014, 2019].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАСЕЙНА

Полярная Атлантика является ключевым районом глобального климатического конвейера, местом, где встречаются и преобразовываются водные массы Арктики и Атлантики. Система течений в изучаемом регионе играет важнейшую роль (рис. 1). На Фарерско-Исландском пороге, в Фарерско-Шетландском желобе и Датском проливе на глубине происходит постоянное или пульсационное перетекание холодных вод с севера на юг [Sarafanov et al., 2012]. Северо-Атлантическое течение несет теплые и соленые воды с юга в Норвежское море, образуя Норвежское течение, которое подпитывается с запада также и водами Восточно-Исландского течения. На поверхности своей основной струей оно проходит между Фарерскими и Шетландскими островами. Второй поток Норвежского течения (Норвежское прибрежное течение) движется вдоль побережья Скандинавского п-ова на северо-восток и является продолжением течений из Балтийского моря и норвежских фьордов [Никитин, Касьянов, 2015]. Лофотенская котловина играет роль аккумулятора теплых и соленых вод, существенно влияя на изменение водных масс и температуру поверх-

ностных вод [Volkov et al., 2013; Dugstad et al., 2019; Дриц и др., 2020]. Выше 70° с.ш. Северо-Атлантическое течение разделяется: Нордкапская ветвь уходит на восток в Баренцево море, а Западно-Шпицбергенская движется на север, охлаждаясь за счет притока вод из Баренцева моря. Часть вод Западно-Шпицбергенского течения вовлекается в циклонический водоворот в центре Гренландского моря, уходя на запад, а другие его ветви движутся в северо-восточном направлении в бассейне Северного Ледовитого океана как глубинные теплые течения [Rossby et al., 2009; Randelhoff et al., 2018].

Вдоль восточного побережья Гренландии на юг перемещаются воды, образовавшиеся в высоких северных широтах – Восточно-Гренландское течение, которое переносит холодные воды через Датский пролив в Атлантический океан [McClelland et al., 2012]. В районе 74° с.ш. от него отделяется Ян-Майенская ветвь, направленная на юго-восток. При подходе к хр. Мона она поворачивает на восток, а затем на северо-восток. Вторая ветвь отходит в том же направлении от Восточно-Гренландского течения в районе 71° с.ш. В Исландской котловине ее воды формируют Восточно-Исландское течение.

Значительные участки дна в Норвежско-Гренландском бассейне заняты известковыми осадками (от крупнозернистых песков до илов), образованными преимущественно остатками раковин фораминифер и кокколитофорид [Hald, 2001; Левитан и др., 2007]. Вдоль берегов, на шельфе и частично на материковых склонах присутствуют разнообразные терригенные (гравийно-галечниковые, песчаные, песчано-алевритовые, пелитовые и др.) осадки. Существенную роль играет здесь и материал ледового разноса; осадки с высоким его содержанием распространены вдоль побережий Гренландии, Ньюфаундленда и Лабрадора [Hebbeln, Wefer, 1991; Stein et al., 1996; Bischof, 2000; Andrews et al., 2014]. Вблизи вулканических островов (Исландия, Ян-Майен и др.) развиты вулканогенные осадки и осадки с обломками вулканических пород, шлаков и вулканическим пеплом. По представлениям авторов работы [Левитан и др., 2007], Норвежско-Гренландский бассейн может быть подразделен на две части – в северо-западной преобладают холодные менее соленые полярные воды и доминируют терригенные обломочно-глинистые илы с продуктами ледового разноса, а в юго-восточной распространены теплые более соленые атлантические воды и илы, заметно обогащенные биогенными карбонатами и не содержащие материал ледового разноса. Свойственная подводным хребтам, плато и возвышенностям бассейна повышенная гидродинамическая активность в придонном слое ведет к накоплению в их пределах более крупнозерни-

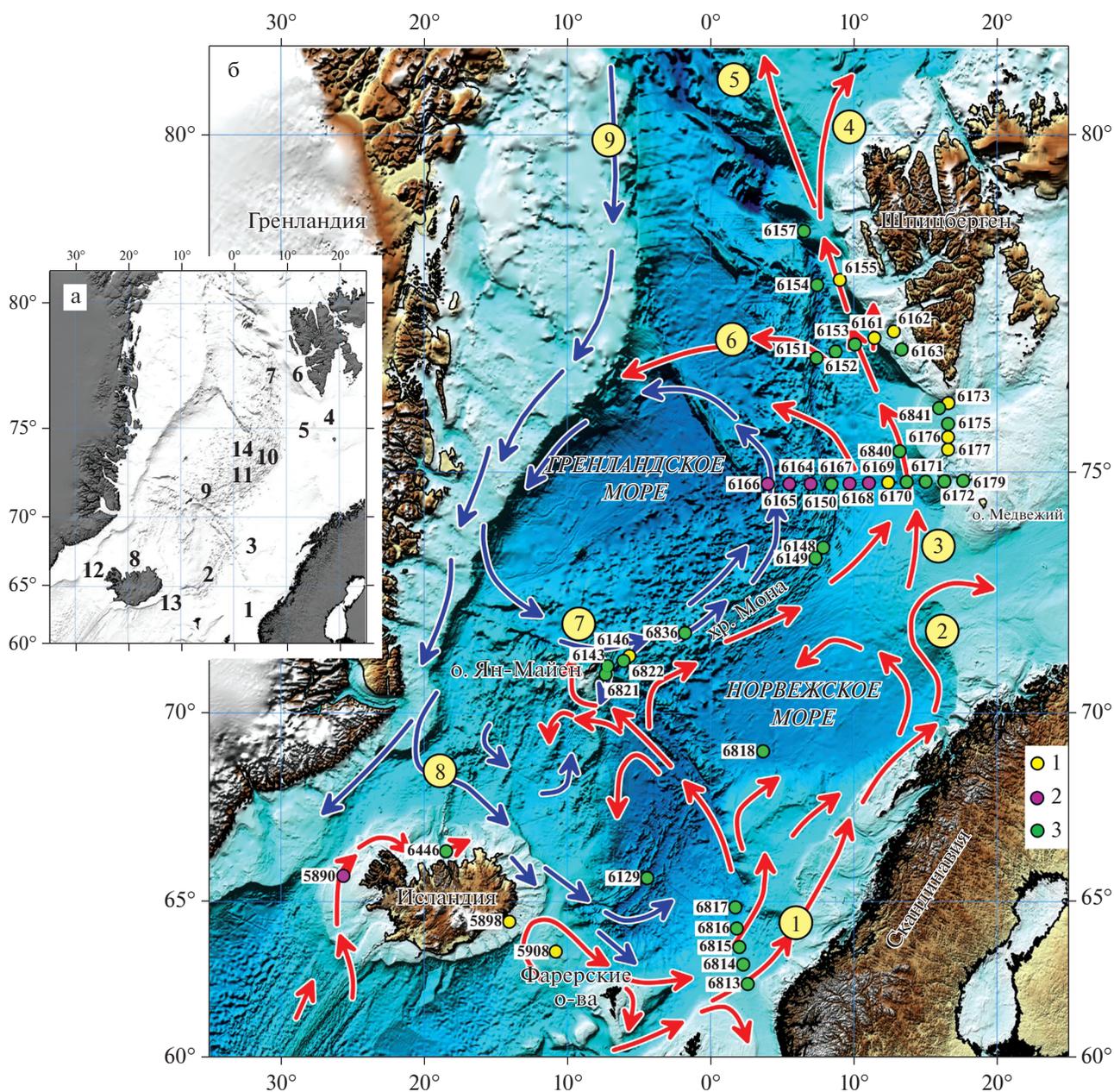


Рис. 1. Обзорная схема Северной Атлантики (а), поверхностные течения, по [Blindheim, Rey, 2004; Slubowska-Woldengen et al., 2008] и положение проб поверхностных донных осадков, отобранных в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” (б).

Пробы: 1 – песчано-алевритовых осадков; 2 – фораминиферовых песков; 3 – илов алеврито-пелитовых и пелитовых. (а): 1–14 – районы отбора проб (1 – континентальный склон Скандинавии; 2 – южная часть Норвежской котловины; 3 – юго-западная часть Лофотенской котловины; 4 – желоба на западе Баренцева моря между Шпицберген и о. Медвежий; 5 – континентальный склон Шпицбергена; 6 – шельф Шпицбергена; 7 – хр. Книповича; 8 – южное окончание хр. Колбейсей; 9 – южное окончание хр. Мона; 10 – северное окончание хр. Мона; 11 – рифтовая/центральная зона хр. Мона; 12 – Датский пролив; 13 – Исландско-Фарерский порог; 14 – восточная окраина Гренландского моря); (б): 6446, 6813 и др. – станции отбора проб. Синие стрелки – направления перемещения полярных вод; красные стрелки – то же, вод Атлантического океана; цифры в кружках – течения: 1 – Норвежское Атлантическое течение; 2 – Нордкапское течение; 3 – Западно-Шпицбергенское течение; 4 – Свальбардская ветвь; 5 – ветвь плато Ермак; 6 – обратное Атлантическое течение; 7 – Ян-Маейское течение; 8 – Восточно-Исландское течение; 9 – Восточно-Гренландское течение.

стых осадков, чем в расположенных рядом котловинах.

Шельф Скандинавии имеет ширину от 40 до 200 км и в основном перекрыт гравийно-песчано-илистыми образованиями. Мористее расположены две глубоководные котловины, разделенные разломной зоной Ян-Майен и плато Воринг на юго-востоке. Южная (Норвежская) котловина имеет глубины от 3500 до 4000 м. По центру ее пересекает палеосрединговый хребт Эгир. Северная (Лофотенская) котловина более мелководная (глубины ее в основном 3200–3300 м, но есть участки и с большими, до 3500 м, глубинами).

У берегов Западного Шпицбергена шельф сравнительно узкий (30–60 км) и в основном находится на глубинах 100–250 м. При этом заметно более глубокое положение (на 50–100 м) занимает поверхность дна к югу от желоба Исдьюпет. Край шельфа располагается вдоль банок на глубинах 170–230 м, а вдоль желобов – на глубинах 250–340 м. Система неглубоких (50–150 м) краевых (продольных) желобов и некрутых (30') склонов разделяет Западно-Шпицбергенский шельф на внутреннюю (прибрежную) и внешнюю части. Вдоль о. Принца Карла шельф ограничен краевыми желобами и склонами, как с запада, так и с востока (пролив/грабен Форландсуннет). Важная особенность шельфа – расчлененность его глубокими (150–350 м) поперечными желобами Конгсдьюпет, Исдьюпет, Бельсундьюпет и др. Они являются прямым продолжением на шельфовой равнине грабенообразных долин (фьордов) Западного Шпицбергена, образовавшихся в результате сводового неотектонического поднятия и дробления архипелага [Матишов, 1978].

Гренландское море отделено от расположенных рядом бассейнов хорошо выраженными подводными поднятиями (порогами). Так, Исландско-Гренландский порог (глубины 160–380 м) отгораживает Датский пролив от прилегающих районов Северной Атлантики. Поднятия дна, протягивающиеся от северной оконечности Гренландии к Западному Шпицбергену, отделяют Гренландское море от Северного Ледовитого океана. Границей между Гренландским и Норвежским морями являются хребты Ян-Майен, Мона и Книповича [Дубинин и др., 2013]. Восточно-Гренландский хребт делит Гренландское море на Северную (глубины 3100–3200 м) и Южную (глубины 3500–3700 м) впадины.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ

Представленный далее обзор не претендует на полный охват предшествующих работ. В нем показаны некоторые результаты седиментологических, геохимических и изотопно-геохимических исследований, более или менее касающихся рас-

сматриваемых нами вопросов. Обзор построен в хронологическом порядке.

Так, почти 70 лет назад Т.И. Горшкова [1965] указала на особенности накопления карбонатов в Норвежско-Гренландском бассейне, связанные с его рельефом и течениями. По ее данным, карбонаты формируются в основном в районах, испытывающих влияние теплых атлантических вод, а максимумы карбонатонакопления тяготеют к зонам конвергенции теплых и холодных вод (районы к юго-западу от Исландии и Шпицбергена, западная часть Норвежского и северная часть Гренландского морей).

Обзор результатов исследований поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна, полученных к середине 1980-х гг., и ряда связанных с этими работами других тем сделан П. Фогтом [Vogt, 1986]. Значительное место в нем уделено и анализу публикаций отечественных специалистов – Т.И. Горшковой, Е.М. Емельянова с коллегами, А.П. Лисицына, В.В. Белоусова и Г.Б. Удинцева. Глубоководные донные отложения бассейна рассматриваются автором как смесь ледниково-морского детрита, поступавшего с суши глинистого материала и биогенных компонентов/известковых планктонных фораминифер. Показано, что между Исландией и Норвегией из-за большого количества обломков фораминифер в поверхностных осадках велика доля крупной фракции. Между Гренландией и Шпицбергенем большую часть крупной фракции составляет, напротив, ледниковый песок, в котором наряду с кварцем присутствуют полевые шпаты и другие алюмосиликаты. Вулканогенные компоненты в осадках широко развиты на расстоянии нескольких сотен километров от Исландии, Ян-Майена и Восточно-Гренландской вулканической провинции. Вблизи Исландии и Фарерских островов более 50% осадков имеют вулканогенный генезис. Сметит и набухающий иллит в тонкой фракции осадков рассматриваются как “естественные трассеры”, позволяющие реконструировать разнос осадков с Исландско-Фарерского порога Норвежским атлантическим течением.

Большое внимание в обзоре П. Фогта уделено поверхностным отложениям континентальных окраин, характеризующимся значительной пестротой состава. Так, в прибрежной зоне Норвегии за пределами полосы (5–30 км) коренных выходов изверженных и метаморфических пород, присутствуют грубые отложения (песок, гравий, ракуша, камни, глыбы), сменяющиеся на внешнем шельфе илами или илистыми глинами. Мористее крутых узких шельфов материковый склон до глубины 1000 м покрыт гляциально-морскими валунными глинами. На большей части шельфов Гренландии и Исландии распространены промытые течениями ледниковые пески и гравий.

На внутреннем шельфе юго-востока Гренландии кристаллические породы перекрыты ледниковыми отложениями, сменяющимися местами коренными выходами базальтов. Внешний шельф состоит здесь из грубообломочных отложений конечных морен. Гравий Шпицбергенской отмели представлен преимущественно породами мезозоя, перенесенными на короткие расстояния прибрежными льдами. В самой мелководной части отмели от 80 до 90% осадков сложены, напротив, обломками раковин. Обломки базальтов (эратические валуны) на юго-восточном шельфе Фарерских островов предполагают перенос их льдом практически до края шельфа.

В заметке [Pfirman, 1987] рассмотрено распределение осадков в Гренландском море и проливе Фрама. Установлено, что в котловине Борейя/Бореас, расположенной западнее хр. Книповича, верхняя часть осадочного разреза содержит множество согласных рефлекторов. Прозрачные слои между ними, по-видимому, образованы телами гравитационных потоков. Автор считает, что и у западной окраины Гренландского бассейна можно ожидать широкое распространение подобных образований, поступавших с шельфа Восточной Гренландии. На западе пролива Фрама в верхней части осадочного чехла также велика роль гравитационных отложений. Центральная часть пролива характеризуется большим числом согласных отражателей; отложения массовых потоков присутствуют здесь у склонов некоторых возвышенностей, а восточная находится под влиянием придонных течений. В работах [Laberg, Vorren, 1995; Vorren et al., 1998; Fohrmann et al., 2001] также отмечено, что вдоль континентальных склонов Норвежско-Гренландского бассейна есть несколько конусов выноса, в строении которых преобладают отложения грязевых и мутьевых потоков.

В публикации [Hebbeln, Berner, 1993] показано, что для глубоких частей пролива Фрама характерны илистые осадки, а песчаные отложения встречаются на прилежащих шельфах. Значительный вклад в формирование осадков вносит ледовый разнос [Berner, Wefer, 1990; Hebbeln, Wefer, 1991]. Продуктивность поверхностных вод сильно влияет на содержание в осадках $C_{орг}$ и биогенного опала; рост их происходит с запада на восток, в сторону теплого Западно-Скандинавского течения. Каолинит в осадках рассматривается как результат адвекции с взвешенным материалом из Северной Атлантики и Баренцева моря.

Самое высокое содержание карбоната установлено в наиболее глубоких районах Норвежского моря [Johannessen et al., 1994]. Вдоль арктического фронта содержание его падает. Показано, что накопление продуктов ледового разноса происходит преимущественно в северо-западной части Норвежско-Гренландского бассейна в полосе

влияния Восточно-Гренландского течения и вдоль Арктического фронта.

По данным авторов публикации [Lackschewitz et al., 1994], анализ химического состава поверхностных донных осадков окрестностей хр. Колбейнсей позволяет выделить три их группы. Первая характеризуется высокими содержаниями Fe_2O_3 , V, Co, Ni, Cu и Zn, что свидетельствует о существенной доле в составе осадков вулканокластики. Осадки группы 2 обладают высоким содержанием $CaCO_3$, CaO и Sr, указывающим на преобладание в них биогенного карбоната. Содержание последнего максимально в восточной части зоны разлома Спар, находящейся под влиянием Восточно-Исландского течения. Осадки группы 3 характеризуются повышенными концентрациями K, Rb, Cs, La и Pb, предполагающими высокую роль в них терригенной компоненты (продукты ледового разноса).

М.А. Левитан с соавторами [1995] установили, что поверхностные донные осадки Арктики характеризуются на континентальных окраинах достаточно контрастными/локальными ассоциациями глинистых минералов, состав которых в основном контролируется составом пород прибрежных районов суши. Мористее контрастность таких ассоциаций уменьшается, отражая гомогенизацию материала из различных источников.

Р. Штайн с соавторами [Stein et al., 1996] описали на континентальной окраине Восточной Гренландии между 68° и 75° с.ш. выраженные вариации содержания материала ледового разноса в осадках. Это указывает на изменения положения кромки Гренландского ледового щита и различную частоту поступлений айсбергов в Гренландском море.

Анализ более 20000 образцов материала ледового разноса из голоценовых осадков Норвежского моря позволил установить, что среди них преобладают осадочные, а также изверженные и метаморфические горные породы, кварц и полевые шпаты [Bischof, 2000]. Источником смектита в осадках выступают Исландия и ее шельф. Каолинит поступает из Северного моря, а хлорит – из каледонид Центральной Норвегии и связан, как правило, с айсберговым разносом. Источником иллита могут быть мезозойские отложения Норвегии.

Анализ потоков $C_{орг}$ в голоценовые осадки выявил в Норвежско-Гренландском бассейне циркументинентальную зональность: повышенные абсолютные массы $C_{орг}$ тяготеют к континентам и крупным островам [Taylor et al., 2002].

Авторами работы [Farmer et al., 2003] определен изотопный состав Nd, Sr и Pb тонкозернистых осадков ряда районов Северной Атлантики. Сравнение приледниковых отложений и материала ледового разноса показало, что для некоторых интервалов, связанных с событиями Генриха,

Гудзонов пролив является возможным источником кластики с низкими (<-15) величинами ϵ_{Nd} . Обломочный материал с более высокими значениями ϵ_{Nd} мог поступать как из Фенноскандинавии, так и с юго-востока Лаврентии. Осадки конусов выноса у о. Медвежий и континентального шельфа Норвегии имеют изотопный состав Nd, Sr и Pb, неотличимый от отложений залива Святого Лаврентия. Отложения северной и западной периферии Исландии характеризуются значениями ϵ_{Nd} (5.7–6.2) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7042–0.7050), позволяющими считать их источниками вулканические породы Исландии. Осадки шельфа Восточной Гренландии обладают более низкими ϵ_{Nd} (–6.5...–4.2) и более высокими $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.704–0.713).

Изучение осадков плато Воринг позволило М.А. Левитану с соавторами [2005, 2007 и ссылка там] показать, что максимум последнего оледенения маркируется накоплением осадков с повышенным содержанием песка. На поверхности плато распространены известково-глинистые илы с содержанием карбоната кальция от 10 до 30%. Материал ледового разноса отсутствует; глинистые минералы представлены иллитом и хлоритом. Основным источником терригенного материала для плато Воринг служит, по мнению авторов указанной работы, Скандинавия и ее континентальная окраина.

В публикациях [Andrews, Eberl, 2007; Andrews et al., 2009, 2010, 2014] рассмотрен состав отложений шельфов Восточной Гренландии и Исландии. Показано, что характерная их особенность – наличие хорошо распознаваемых локальных источников осадочного материала. Последнее тысячелетие ознаменовано появлением далеких источников (комплексы пород Европейской или Канадской Арктики).

По данным авторов монографии [Левитан и др., 2007], основным источником смектита в поверхностных донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна выступает Исландия, а подчиненными являются Фареро-Исландский порог, Ян-Майенская зона разломов, хр. Эгир и юго-восточные районы Гренландия. Каолинит и хлорит в осадки поступают преимущественно со Скандинавии и Шпицбергена, а также из Баренцева моря. Кроме того, хлорит может попадать в осадки и при эрозии комплексов пород восточной и северо-восточной Гренландии. Показано, что вариации скоростей осадконакопления в указанном бассейне в последнем ледниково-межледниковом цикле обусловлены изменениями объема континентальных ледников Северного полушария, т.е. контролировались климатом, а адвекция атлантических вод, способствовавшая поступлению в осадки биогенного карбоната, играла подчиненную роль. Эпохи усиления процессов айсбергового разноса связаны с периодами наступания и де-

градации ледниковых щитов; в межледниковья в осадках возрастает доля биогенных компонентов.

Анализ изотопного состава Nd и Sr в осадках юго-восточного шельфа Гренландии позволил оценить вклад обломочного материала различных районов в их состав в течение последних 50 тыс. лет [Verplanck et al., 2009]. Установлено, что диаметры конуса выноса желоба Скорсби-Занд имеют диапазоны значений ϵ_{Nd} и $^{87}Sr/^{86}Sr$, предполагающие их формирование за счет продуктов эрозии палеопротерозойского и/или каледонского фундамента и третичных базальтов Гренландии. Южнее осадки также обладают характеристиками, указывающими на образование их за счет местных гнейсов. Во всех исследованных районах местный детрит перемешан с материалом, обладающим иными значениями ϵ_{Nd} и $^{87}Sr/^{86}Sr$. Вероятно, это материал айсбергового разноса.

Исследования изотопно-геохимических особенностей поверхностных осадков пролива Фрама показали, что в них присутствует материал как с архипелага Шпицберген, так и из морей Арктики [Mascali et al., 2012]. Отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{206}Pb$ в осадках указывают на смешение продуктов эрозии пород Канады, Сибири и Гренландии.

В диссертации К. Тешнер [Teschner, 2013] основное внимание сосредоточено на обмене водных масс Норвежско-Гренландского бассейна и Северной Атлантики и вариациях климата плиоцен-плейстоцена. Идет в ней речь и об изотопно-геохимических характеристиках осадков. Так, изотопный состав Nd осадков континентальной окраины Шпицбергена рассматривается как результат смешения пород архипелага и отложений Евразийского шельфа. Изотопные характеристики Nd и Sr осадков плато Воринг сопоставимы с теми, что характерны для шельфа Норвегии и побережья Исландии. Радиогенными источниками кластики для них могли быть осадки Баренцева моря, принесенные айсбергами и морским льдом, а также основные вулканические породы Исландии. Нерадиогенным источником автор считает отложения норвежского шельфа, сложенные в основном продуктами выветривания пород палеопротерозоя Фенноскандии.

В работе [Andrews, Vogt, 2014] суммированы результаты рентгеноструктурных исследований фракция <2 мм поверхностных осадков запада Норвежско-Гренландского бассейна. Возможными их источниками являются, по мнению авторов, докембрийские породы фундамента, девонские красноцветы и более молодые отложения, в т.ч. базальты.

По данным [Сгуз, 2015], в дистальной части гидротермальной системы Тролльвегген (Ян-Майенский гидротермальный район, расположен восточнее осевой зоны хр. Мона на 71° с.ш.) фо-

новым компонентом осадков являются пелагические и гемипелагические илы, в которых присутствуют как вулканические породы (преимущественно базальты и вулканическое стекло), так и продукты гидротермальной деятельности.

М.Д. Кравчишиной с соавторами [2019] приведены результаты исследований донных осадков гидротермального поля Тролльвегген, расположенного восточнее осевой зоны хр. Мона. По их данным, осадки с гидротермальной минерализацией обогащены Ba, Sr, Zn, Pb, Cu, Mo и U и характеризуются пиритовой и барит-марказитовой минеральными ассоциациями. Позднее выполнено изучение минералогических и изотопно-геохимических особенностей Fe-Mn корки Ян-Майенского гидротермального района [Кравчишина и др., 2022]. Показано, что содержание Mn в ней увеличивается, а Fe и редкоземельных элементов (РЗЭ) уменьшается от основания к поверхности. Распределение лантаноидов, высокие значения ϵ_{Nd} и пониженные величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ позволяют, по мнению авторов, предполагать, что главным источником вещества корки были гидротермальные растворы.

Статья [Харин, Ерошенко, 2020] обобщает исследования каменного материала четвертичных осадков морей Арктики, Северной Атлантики и Антарктики. Отмечено, что осадки у берегов Гренландии и Скандинавии содержат более 100 кг/м³ материала ледового разноса. У побережья Норвегии встречаются габбро, пироксениты, диориты, сиениты, кварциты, амфиболиты и кристаллические сланцы, а в осадках Норвежской котловины и Фареро-Исландского порога – базальты, граниты и гранито-гнейсы, гранодиориты, диориты, пегматиты, пироксениты, амфиболиты и кристаллические сланцы. В Норвежско-Гренландском бассейне выделено несколько терригенно-петрографических провинций. Так, гнейсо-гранит-амфиболит-филлитовая провинция характерна для юго-восточной части Норвежского моря. На хребтах Рейкьянес и Колбейнсей (Исландская базальтовая провинция) среди грубого материала преобладают базальтоиды, принесенные айсбергами из Исландии.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами исследованы 45 проб (из них – 10 проб алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадков, 6 проб фораминиферовых песков и 29 проб пелитовых и алеврито-пелитовых илов) поверхностных донных осадков, отобранных в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” (см. рис. 1). Одной из целей этих экспедиций являлось комплексное изучение седиментосистемы (рассеянное осадочное вещество приводного слоя атмосферы и водной толщи –

верхний слой осадка – подстилающие донные отложения) Северной Атлантики [Клювиткин и др., 2020, 2021; Новигатский и др., 2019]. Исследования охватывали районы активных участков ультрамедленного спредингового Срединно-Атлантического хребта: Мона (в том числе акватории, примыкающее к гидротермальным полям в его южной и северной частях), Книповича, Колбейнсей, палеоспрединговый хребет Эгир, глубоководные котловины Норвежского и Гренландского морей, континентальный склон архипелага Шпицберген и желоба Стурфьорд и Квейтола западной континентальной окраины Баренцева моря (табл. 1).

Поверхностные (0–2 см) донные осадки отобраны с помощью дночерпателей “Океан-0.25”, “Океан-50”, а также мультикорера KUM Mini-MUC K/MT 410. Цвет осадка определен с помощью каталога цветов по шкале Манселла [Munsell ..., 2012], а его тип по классификации морских донных осадков [Безруков, Лисицын, 1960]. Гранулометрический состав осадков установлен по методике В.П. Петелина [1961].

Пробы для анализа химического состава высушивались в лаборатории при температуре +70°C и растирались до состояния пудры с помощью планетарной мельницы Pulverisette 6 (Fritsch, Германия). Перед растиранием пробы не подвергались какой-либо предварительной обработке, за исключением отсеивания фракции >1 мм.

Содержание основных породообразующих оксидов, а также V и Cr в 17 пробах пелитовых и алеврито-пелитовых илов и 4 пробах песчано-алевритовых осадков определено рентгеноспектральным флуоресцентным методом (РФА) на СРМ-35 и EDX-8000 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики – Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, И.А. Желунец и А.А. Некрасова). Пределы определения CaO, V, Cr и MnO составляли соответственно 0.30, 0.003, 0.003 и 0.02 мас. %.

Рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава 10 проб пелитовых и алеврито-пелитовых илов (навески 1–2 г) из этой же выборки выполнен там же А.Д. Рянской и Т.Я. Гуляевой на дифрактометре SHIMADZU XRD-7000. Параметры съемки – фильтрованное медное излучение, диапазон углов 2Θ 3°–70°, скорость 1°/мин. Фазово-минеральный состав проб определен методом Ритвельда с помощью программы SiroQuant (Sielectronics, Австралия) [Рянская и др., 2015a, 2015b].

Содержание редких и рассеянных элементов во всех пробах определено в ИГГ УрО РАН (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чердниченко и Л.К. Дерюгина) методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре NexION 300S (“Perkin Elmer”,

Таблица 1. Станции и районы Норвежско-Гренландского бассейна, поверхностные донные осадки которых рассматриваются в настоящей работе

№ п/п	Рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”	Станция	Широта, градусы с.ш.	Долгота, градусы з.д./в.д.	Глубина, м	Район	№ п/п	Рейс НИС “Академик Мстислав Келдыш”	Станция	Широта, градусы с.ш.	Долгота, градусы з.д./в.д.	Глубина, м	Район
1	71	5890	65.75	-25.64	268	12	24	75	6169	74.81	12.39	2321	5
2	71	5898	64.41	-14.05	110	13	25	75	6170	74.82	13.70	2038	5
3	71	5908	63.49	-10.80	445	13	26	75	6171	74.83	15.02	1279	5
4	75	6129	65.69	-4.43	3761	2	27	75	6172	74.83	16.34	327	4
5	75	6143	71.08	-7.20	2375	9	28	75	6173	76.19	16.59	264	4
6	75	6146	71.31	-5.67	620	9	29	75	6175	75.84	16.59	360	4
7	75	6148	73.58	7.87	2150	10	30	75	6176	75.62	16.58	268	4
8	75	6149	73.37	7.33	2650	10	31	75	6177	75.40	16.58	153	4
9	75	6150	74.78	8.43	3013	7	32	75	6179	74.84	17.64	296	4
10	75	6151	76.92	7.40	3511	7	33	77	6446	66.44	-18.47	690	8
11	75	6152	77.02	8.73	2213	5	34	80	6813	62.47	2.59	433	1
12	75	6153	77.13	10.08	1865	5	35	80	6814	63.09	2.28	1015	1
13	75	6154	78.02	7.44	3495	7	36	80	6815	63.63	2.00	1511	1
14	75	6155	78.09	9.02	1108	5	37	80	6816	64.20	1.83	2163	1
15	75	6157	78.77	6.52	1871	7	38	80	6817	64.83	1.73	2871	1
16	75	6161	77.23	11.45	555	5	39	80	6818	69.07	3.67	3277	3
17	75	6162	77.33	12.80	232	6	40	80	6821	70.90	-7.34	344	9
18	75	6163	77.05	13.34	433	6	41	80	6822	71.20	-6.09	1282	9
19	75	6164	74.78	7.00	2453	7	42	80	6836	71.82	-1.79	2600	11
20	75	6165	74.78	5.50	3013	14	43	80	6838	73.37	7.32	2800	11
21	75	6166	74.78	4.00	3480	14	44	80	6840	75.37	13.20	1519	5
22	75	6167	74.79	9.75	2558	7	45	80	6841	76.11	15.97	385	4
23	75	6168	74.80	11.07	2452	5							

Примечание. Районы работ: 1 – континентальный склон Скандинавии; 2 – Норвежская котловина; 3 – Лофотенская котловина; 4 – желоба на западной границе Баренцева моря; 5 – юго-западный континентальный склон Шпицбергена; 6 – юго-западный шельф Шпицбергена; 7 – хр. Книповича; 8 – южное окончание хр. Колбейнсей; 9 – южное окончание хр. Мона; 10 – северное окончание хр. Мона; 11 – рифтовая/центральная часть хр. Мона; 12 – Датский пролив; 13 – Исландско-Фарерский порог; 14 – восточная граница котловины Гренландского моря.

США). Пределы обнаружения элементов – 0.005–0.1 мкг/г при точности анализа 10–15 отн. %.

При обработке аналитических данных выполнено сопоставление их с такими референтными объектами, как средний постархейский австралийский сланец (PAAS [Taylor, McLennan, 1985]), средний архейский аргиллит, средние гранитоиды архея и базальты мезо-кайнозоя [Condie, 1993], средний европейский сланец (ES [Haskin, Haskin, 1966]), составная проба фанерозойских сланцев Северной Америки (NASC [Gromet et al., 1984]), базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB [Gale et al., 2013]) и рядом породных ассоциаций Исландии [Wood et al., 1979; Hards et al., 1995; Slater et al., 2001; Kokfelt et al., 2006; Peate et al., 2009]. Привлечены также данные по геохимии различных комплексов пород прибрежных районов Скандинавии, Западного Шпицбергена и Восточной Гренландии, которые можно рассматривать в первом приближении как прообраз источников обломочного материала для поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Общая характеристика исследованных осадков

На станциях, расположенных на обращенном в Норвежскую котловину континентальном склоне Скандинавского полуострова (район 1, см. рис. 1а), поверхностные донные осадки представлены окисленными песчано-алеврито-пелитовыми илами светлого оливково-коричневого цвета (2.5Y/5/3) (0.5–1 см), ниже которого (1–4 см) присутствует восстановленный мелко- и среднезернистый серо-коричневый (2.5Y/5/2) фораминиферовый песок с примесью алеврито-пелитового ила (~10–15%) и гравийно-галечного материала (ст. 6813, глуб. 433 м). Мористее (ст. 6814, глуб. 1115 м) залегают алеврито-пелитовые илы темного желтовато-коричневого цвета (10YR/4/4). Содержание кальцита в них – 33% (здесь и далее – по данным рентгенодифракционного анализа). Далее к северу на станциях 6815 и 6816 (глубины 1511 м и 2163 м соответственно) встречены окисленные пелитовые илы темного желтовато-коричневого цвета (10YR/4/4) с примесью (~5–10%) средне-крупнозернистого фораминиферового песка, а также обломков пород (~5%) гравийной и галечной размерности. В илах наблюдаются Fe-Mn корки и стяжения, а также Fe-Mn трубки по чехлам полихет. Содержание кальцита в пробе 6816 достигает 55%. На ст. 6817 (глуб. 2871 м) осадки представлены пелитовым фораминиферовым илом темного серовато-коричневого цвета (10YR/4/2) с обломками Fe-Mn корок (от 1 до 4.5 см), ожелезненными стяжениями, а также Fe-Mn трубками, образованными по чехлам полихет. На поверхности

осадка наблюдаются полихеты и их ожелезненные трубки.

На ст. 6129 (глуб. 3761 м) в южной части Норвежской котловины (район 2) в окрестностях хр. Эгир, поверхностные осадки представлены мягким гомогенным алеврито-пелитовым фораминиферовым илом (содержание кальцита 70%) коричневого цвета (10YR5/3) с редкими пятнами более темного и более светлого оттенков.

В юго-западной части Лофотенской котловины (район 3, ст. 6818) на глубине 3277 м наблюдаются окисленные темные серовато-коричневые (10YR/4/2) алеврито-пелитовые илы с примесью песчаного и гравийного материала и линзами фораминиферового песка.

Между южным окончанием архипелага Шпицберген и о. Медвежий (район 4) на станциях 6173, 6175 и 6176 (глубины – 264, 360 и 268 м) в желобе Стурфьорд поверхностные осадки представлены темно-серыми алеврито-пелитовыми илами с примесью неокатанных обломков гравийной размерности, слабо реагирующими с HCl (содержание кальцита – 2%), окисленными пелитовыми илами коричневого цвета и серо-коричневым, реагирующим с HCl, песком с алеврито-пелитовой и гравийно-галечной примесью. Здесь же, рядом с метановым сипом (ст. 6841, глубина 395 м), развиты темные оливково-коричневые алеврито-пелитовые илы (2.5Y/3/3) с сильным запахом H₂S. В них содержится большое количество погонофоров и их трубок. В желобе Квейтола на глубине 296 м (ст. 6179) наблюдаются однородные окисленные алеврито-пелитовые илы, реагирующие с HCl (содержание кальцита – 20%), а западнее на глубине 327 м (ст. 6172) присутствуют темно-серые алеврито-пелитовые илы с песчаной и гравийной примесью, также реагирующие с HCl. На ст. 6177 (Шпицбергенская банка, глуб. 153 м) подняты несортированные реагирующие с HCl серо-коричневые пески с алеврито-пелитовой и гравийно-галечной примесью.

На ст. 6170 (глуб. 2038 м), расположенной у подножия континентального склона Баренцева моря (район 5), донные осадки представлены пелитовыми илами серовато-коричневого цвета с примесью фораминифер песчаной размерности. На глубинах 2452 и 2321 м (станции 6168 и 6169) наблюдаются коричневые мелкозернистые фораминиферовые пески с алеврито-пелитовой примесью. Северо-западнее на ст. 6840 (глуб. 1519 м) присутствуют окисленные алеврито-пелитовые илы оливково-коричневого цвета (2.5Y/4/3) с примесью песчаного материала (~5–10%), фораминиферы и обломки вулканического стекла). Содержание кальцита здесь достигает 25%. В осадке наблюдаются как живые полихеты, так и их чехлы, а также обилие спикул губок. На ст. 6171 (глуб. 1279 м) встречены реагирующие с HCl серо-ко-

ричневые алевритовые илы с гравийной примесью и коричневый мелкозернистый песок с некатоантными гравийными обломками и дресвой.

К западу от Шпицбергена (район 6) вкост Западнo-Шпицбергенского течения, несущего теплые атлантические воды на север, поверхностные донные осадки исследованы на нескольких станциях. Так, на ст. 6162 (глуб. 238 м), расположенной на шельфе архипелага, присутствует плохо сортированный коричневый песок с примесью слабо окатанных обломков щебня и дресвы. На ст. 6163 (глуб. 433 м, впадина шельфа) наблюдаются окисленные пелитовые илы серовато-коричневого цвета с примесью алеврита. Содержание кальцита в них всего 2%. На ст. 6155 (глуб. 1108 м) присутствуют серо-коричневые алевритовые илы с гравийной примесью и коричневый мелкозернистый песок с гравием и дресвой. Осадки реагируют с HCl. Такой же песок с плохо окатанным гравием наблюдается на ст. 6161 (глуб. 555 м). Глубже (ст. 6153, глуб. 1865 м, ст. 6152, глуб. 2213 м) распространены реагирующие с HCl коричневые пелитовые илы с примесью фораминифер.

В центральной части хр. Книповича (район 7) на ст. 6151 (глуб. 3511 м) присутствуют реагирующие с HCl коричневые пелитовые илы с алевритовой примесью, трубками погонофор, примазками черного цвета и редкими фораминиферами. Несколько севернее на ст. 6154 (глуб. 3495 м) наблюдаются коричневые сильно биотурбированные пелитовые илы, также реагирующие с HCl. На северном окончании хр. Книповича (ст. 6157, глуб. 1871 м) распространены примерно такие же осадки, содержащие алевритовую и песчаную примесь. На ст. 6150 (глуб. 3013 м), расположенной на южном окончании хр. Книповича, присутствуют алевритовые коричневые илы с редкими фораминиферами и ходами илоедов; они реагируют с HCl. Западнее, на ст. 6164 (глуб. 2453 м), развиты коричневые фораминиферовые заиленные пески, а восточнее на ст. 6167 (глуб. 2558 м) — мелкозернистые коричневые фораминиферовые пески с алеврито-пелитовой примесью.

Вблизи северного побережья Исландии на ст. 6446 (глуб. 690 м), в одной из впадин южной части хр. Колбейнсей (район 8), распространены пелитовые гомогенные зеленовато-темно-серые (10Y4/1) илы с точечными вкраплениями гидротроилита. Они не реагируют с 5% HCl, имеют слабый запах сероводорода и содержат мелкие раковины двустворок, сцементированные стенки ходов илоедов и незначительное количество мелкого гравия.

На южном окончании хр. Мона (район 9) поверхностные осадки отобраны на четырех станциях. Со дна глубоководной впадины на ст. 6143 (глуб. 2375 м) подняты однородные полужидкие

темно-серые (10YR3/2) пелитовые илы с примесью мелкозернистого песка. На ст. 6146 (глуб. 620 м) обнаружены темные серовато-коричневые (10YR4/2) мелко-среднезернистые пески с остроугольными обломками вулканических пород размером 1–2 см. На ст. 6821 (глуб. 344 м), расположенной в пределах мелководной впадины, прилежащей к Ян-Майенскому гидротермальному району, присутствует алеврито-пелитовый ил темно-болотного цвета с примесью песка и включениями вулканогенных дресвы и щебня, а также аутигенных Fe-Mn корочек. Есть здесь раковины моллюсков и полихеты. Наконец, на ст. 6822 (глуб. 1282 м) подняты окисленные темно-коричневые (10YR/3/3) песчано-алевиито-пелитовые илы с примесью гравийного и галечного материала.

На северном окончании хр. Мона (ст. 6148, глуб. 2150 м), прилежащем к гидротермальному полю Локи Касл (район 10), поверхностные осадки представлены окисленным рыжевато-темно-коричневым пелитовым илом с примесью (10–15%) фораминифер песчаной размерности. Содержание кальцита в илах около 50%. На ст. 6149 (глуб. 2650 м) в таких же илах наблюдается примесь черного вулканического стекла.

В рифтовой зоне хр. Мона (район 11) на ст. 6836 (глуб. 2600 м), где предполагается присутствие вулканических построек [Богданов и др., 1997], развиты окисленные песчано-алевиито-пелитовые илы темного оливково-коричневого цвета (2.5Y/3/3) с примесью песчаного (в основном фораминиферы) материала и включениями вулканических обломков. На ст. 6838 (глуб. 2800 м) встречены окисленные песчано-алевиито-пелитовые илы коричневого цвета (10YR/4/3) с незначительной примесью гравийного и галечного материала. В осадках присутствует большое количество вулканического стекла.

На ст. 5890, расположенной в Датском проливе (район 12) на глубине 268 м, поверхностные донные осадки сложены современными тепловодными планктонными фораминиферами (~80%) песчаной размерности. Литогенная песчано-алевиитовая примесь (до 20%) представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками пород, вулканическим стеклом, рудными минералами, а также пироксенами, эпидотом и оливином.

На Исландско-Фарерском пороге (район 13) на ст. 5898 (глуб. 110 м) присутствуют песчано-алевиитовые илы, в составе которых преобладает вулканическое стекло, рудные минералы, обломки вулканических пород, кварц, встречаются пироксены, амфиболы и оливин. Биогенная примесь (~10%) представлена редкими планктонными фораминиферами и разнообразным комплексом бентосных их разновидностей. Содержание карбоната кальция составляет около 10%. На ст. 5908 (глуб.

445 м), расположенной примерно посередине между Исландией и Фарерскими островами, осадки представлены песчано-алевритовыми илами, в которых преобладают обломки пород и кварц, а содержания вулканического стекла и рудных минералов значительны. Биогенная примесь (~10%) — это редкие планктонные и разнообразие бентосные фораминиферы. Содержание карбоната кальция не выше 10%.

Вблизи восточной окраины Гренландского моря (район 14) на станциях 6165 (глуб. 3013 м) и 6166 (глуб. 3480 м) обнаружены коричневые мелкозернистые фораминиферовые пески с алевропелитовой примесью, реагирующие с HCl.

Исходя из особенностей гранулометрического состава, исследованные пробы могут быть отнесены к трем группам: 1) песчано-алевритовые преимущественно алюмосиликокластические осадки (пробы, отобранные на станциях 5898, 5908, 6146, 6155, 6161, 6162, 6169, 6173, 6176 и 6177). По величинам $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ осадки Фарерско-Исландского порога сопоставимы с граувакками [Маслов и др., 2022а]. К грауваккам или лититам принадлежат осадки шельфа Шпицбергена и континентального склона Скандинавии; 2) преимущественно фораминиферовые пески (пробы 5890, 6164–6168); 3) илы пелитовые и алеврито-пелитовые (пробы 6129, 6143, 6148–6154, 6157, 6163, 6170–6172, 6175, 6179, 6813–6818, 6821, 6822, 6836, 6838, 6840, 6841 и 6446). Высокое содержание в ряде проб последней группы CaCO_3 предполагает возможность выделения четвертой группы — карбонатно-пелитовых илов и, соответственно, диктует необходимость пересчета содержания в них редких и рассеянных элементов на бескарбонатное вещество. Но пока число таких проб в нашем распоряжении невелико; по-видимому, это дело будущего.

Минеральный состав осадков

Содержание кварца в исследованных нами пробах группы 3 варьирует от 2 (ст. 6143) до 46% (ст. 6175). Максимальное содержание кварца наблюдается вдоль южной, юго-западной и западной периферии архипелага Шпицберген (станции 6152, 6840, 6163, 6175 и 6179), а также вблизи западной оконечности Скандинавии (ст. 6814). В пробах, отобранных на станциях 6163 и 6175 у побережья Шпицбергена, содержание кварца в илах достигает 43–46%, тогда как содержание кальцита минимально (~2%). Однако уже в нескольких десятках километрах мористее (станции 6179, 6840 и 6152) оно повышается до 25–29%. Возможно, это объясняется влиянием на состав поверхностных осадков на первых двух станциях материала, поступающего с архипелага, тогда как мористее расположенные поверхностные осадки

испытывают влияние “относительно более теплых” атлантических вод. Сокращение содержания карбоната кальция до <10% в поверхностных осадках от центральной части пролива Фрама к континентальным склонам Гренландии и Шпицбергена подчеркивалось и ранее (см., например, [Hebbeln, Berner, 1993]). Связано это, по всей видимости, с тяготением основных продуцентов карбоната — планктонных фораминифер — к теплым атлантическим водам. По данным [Johannesen et al., 1994], максимальные концентрации карбоната в осадках характерны для центральной части Норвежского моря, тогда как высокие скорости седиментации в ряде районов Гренландского, Исландского и Норвежского морей, ведут к уменьшению его содержания. Вдоль Арктического фронта, где разбавление терригенным материалом минимально, содержание карбоната составляет 20–40%. На континентальном склоне Норвегии (станции 6814 и 6816) содержание кальция варьирует от 33 до 55%.

Количество плагиоклаза в пробах группы 3, поднятых на большинстве станций, варьирует от 7% (ст. 6129) до 15–20% (районы к югу и западу от Шпицбергена). Максимальное содержание его (42%) характерно для южной периферии хр. Мона (ст. 6143).

Содержание мусковита в осадках группы 3 изменяется от 8 (ст. 6143) до 16% (ст. 6163). К западу и югу от Шпицбергена его количество составляет от 11 до 16%. На юге хр. Мона и в центральной части Норвежского моря содержание мусковита снижается до ~8%, а на континентальном склоне Норвегии увеличивается до 10–14%.

Максимальное содержание амфиболов, хлорита, каолинита и доломита в осадках группы 3 достигает 5–8% [Маслов и др., 2022а]. Хлорит (3–8%) присутствует в составе осадков почти на всех станциях, расположенных вблизи Шпицбергена и Скандинавии. Нет его только в пределах хр. Мона и в центральной части Норвежского моря (станции 6129, 6148 и 6816). Наиболее высокие концентрации хлорита наблюдаются в Норвежском бассейне вблизи Скандинавии, комплексы метаморфических пород которой и выступают, по всей видимости, его источником [Grousset, Chesselet, 1986]. В осадках ст. 6143 восточнее о. Ян-Майен установлено высокое содержание (40%) моноклинного пироксена.

Распределение перечисленных минералов в ряде представительных проб показано на рис. 2. Более полная информация о результатах анализа минералогического состава осадков приведена в работе [Маслов и др., 2022а].

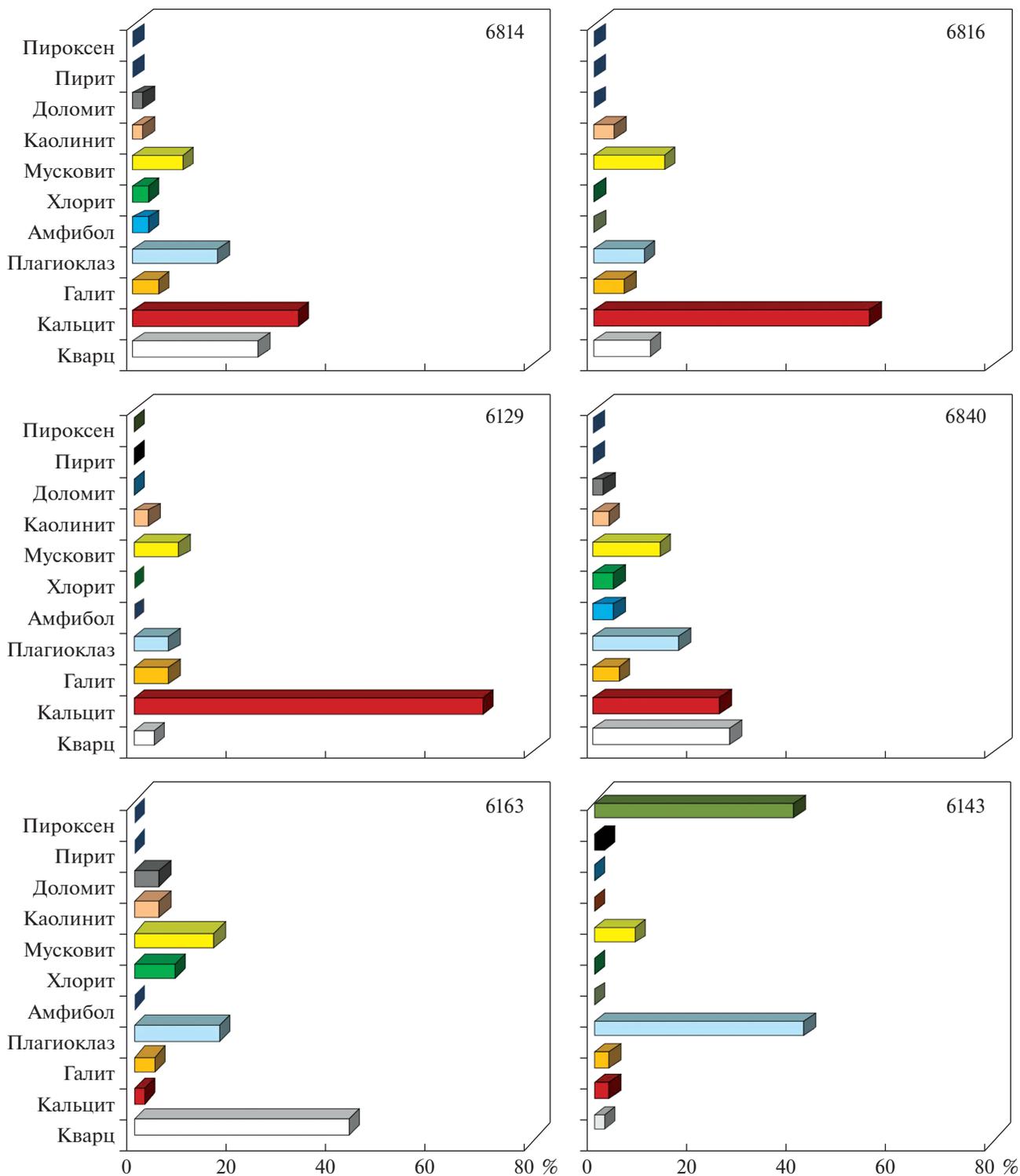


Рис. 2. Распределение основных минеральных компонентов в представительных пробах пелитовых и алевроито-пелитовых осадков Норвежско-Гренландского бассейна по данным рентгенодифракционного анализа (в % от общего количества). 6814, 6163 и др. – станции отбора проб.

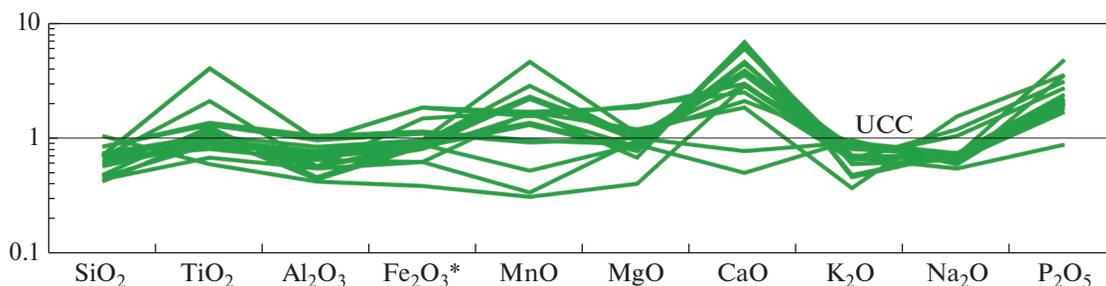


Рис. 3. Нормированные к средней верхней континентальной коре (UCC) содержания ряда основных породообразующих оксидов в пелитовых и алевроито-пелитовых осадках Норвежско-Гренландского бассейна.

Химический состав осадков

Содержание основных породообразующих оксидов установлено нами только в пелитовых и алевроито-пелитовых осадках (группа 3, всего 20 проб, табл. 2). Содержание широкого спектра редких и рассеянных элементов определено для осадков всех трех групп.

Среднее содержание SiO₂ и Al₂O₃ в пробах группы 3 составляет 44.76 ± 10.94 и 10.69 ± 3.03 мас. % (соответственно 0.63 и 0.71 UCC (верхняя континентальная кора по [Rudnick, Gao, 2003]) (рис. 3). Величина TiO₂среднее равна 0.90 ± 0.67 мас. % (1.47 UCC); максимальное содержание (2.61 мас. %) характерно для илов ст. 6821. Среднее содержание суммарного железа в виде Fe₂O₃ составляет 5.54 ± 2.20 мас. % (1.03 UCC). Параметр MgOсреднее заметно меньше, чем CaOсреднее (2.53 ± 0.95 против 13.20 ± 7.10 мас. %). Максимальное содержание CaO в илах достигает ~25 мас. %. Среднее содержание K₂O (1.99 ± 0.48 мас. %) в пелитовых и алевроито-пелитовых илах Норвежско-Гренландского бассейна несколько ниже, чем среднее содержание Na₂O (2.57 ± 0.85 мас. %); максимальное содержание названных оксидов достигает соответственно 2.71 (ст. 6163, шельф Шпицбергена) и 5.15 (ст. 6446, южное окончание хр. Колбейнсей) мас. %. P₂O₅среднее в исследованной выборке проб группы 3 составляет 2.50 UCC; максимальная величина P₂O₅проба/P₂O₅UCC (4.82) характерна для желтовато-коричневых биотурбированных илов ст. 6814 (континентальный склон Норвегии).

Содержание редких и рассеянных элементов в представительных пробах различных групп и районов Норвежско-Гренландского бассейна приведено в табл. 3. Среднее содержание Sc в пробах группы 1 (алюмосиликокластические песчано-алевритовые осадки) составляет 16 ± 9 мкг/г (рис. 4). Содержание Sc находится в пределах 40...160 мкг/г (Scсреднее ~67 ± 34 мкг/г). Параметр Сосреднее составляет 16 ± 10 мкг/г. Содержание Zr варьирует от 100 до 260 мкг/г. Среднее содержание Zr в пробах группы 1 равно 148 ± 55 мкг/г. Среднее содержание La и Yb равно 18 ± 4 и 1.15 ± 0.28 мкг/г.

Концентрация Th изменяется в осадках этой группы в интервале 1–8 мкг/г, а Thсреднее составляет 5 ± 2 мкг/г. Сумма РЗЭ варьирует от 61.5 до 108.5 мкг/г (ΣРЗЭсреднее – 83.0 ± 14.6 мкг/г). Содержание La и Yb в пробах варьирует от 13 до 25 мкг/г и от 0.8 до 1.6 мкг/г. Среднее содержание легких (ЛРЗЭ, от La до Eu) и тяжелых (ТРЗЭ, от Gd до Lu) лантаноидов составляет 74 ± 14 и 9 ± 2 мкг/г, а ЛРЗЭ/ТРЗЭсреднее варьирует от 5 до 10. Величина (La/Yb)_N (при нормировании содержания РЗЭ нами использованы данные для хондрита из [Taylor, McLennan, 1985]) изменяется в осадках группы 1 от 5.49 до 13.51. Значения Eu/Eu* отвечают интервалу 0.63–1.02.

Параметр Scсреднее в пробах группы 2 (фораминиферные пески) составляет 11 ± 2 мкг/г. Среднее содержание Sc равно 50 ± 9 мкг/г. Параметр

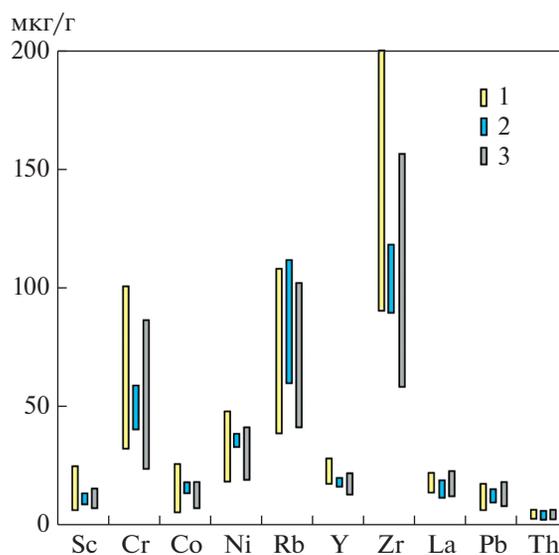


Рис. 4. Абсолютные содержания (среднее арифметическое ± стандартное отклонение) ряда редких и рассеянных элементов в осадках разных групп. Осадки: 1 – песчано-алевритовые; 2 – фораминиферные пески; 3 – пелитовые и алевроито-пелитовые илы.

Таблица 2. Содержание основных породообразующих оксидов, S, V и Cr (мас. %) представительных пробах поверхностных донных осадков различных групп и районов Норвежско-Гренландского бассейна

Компонент	Район																
	Станция																
	1	1	3	4	5	5	5	6	6	6	7	8	9	9	10	11	13
	6813	6816	6818	6175	6155	6170	6152	6162	6163	6157	6446	6143	6821	6148	6836	5898	
	Тип осадка																
	ИП-АП	ИП-АП	ИП-АП	ИП-АП	ПАО	ИП-АП	ИП-АП	ПАО	ИП-АП	ИП-АП	ИП-АП	ИП-АП	ИП-АП	ИП-АП	ИП-АП	ИП-АП	ПАО
SiO ₂	69.56	31.91	29.92	56.08	61.09	38.60	42.08	53.78	57.10	48.10	44.63	46.48	47.74	29.09	39.95	48.67	
TiO ₂	0.372	0.790	0.555	0.817	0.701	0.588	0.597	0.904	0.870	0.671	1.351	2.580	2.608	0.426	0.618	2.520	
Al ₂ O ₃	6.52	7.04	8.72	14.87	12.51	10.23	10.75	15.90	15.89	12.73	8.73	14.58	14.60	8.40	11.91	12.60	
Fe ₂ O ₃ *	2.14	5.10	4.40	6.01	5.32	4.72	4.89	7.73	6.26	5.32	8.30	10.13	10.35	3.45	5.24	13.73	
MnO	0.03	0.13	0.16	0.09	0.27	0.22	0.22	0.14	0.10	0.46	0.17	0.17	0.15	0.17	0.23	0.18	
MgO	0.98	2.03	2.11	2.44	2.18	2.40	2.55	2.60	2.14	2.73	2.90	4.66	4.84	1.67	2.55	4.24	
CaO	10.28	23.20	21.59	2.82	4.72	15.70	13.21	1.74	1.79	7.67	6.60	10.58	9.07	24.75	13.55	8.94	
K ₂ O	1.91	1.34	1.99	2.52	2.31	2.25	2.26	3.02	2.71	2.61	1.04	1.93	1.85	1.65	2.39	0.79	
Na ₂ O	1.79	2.45	2.18	1.97	1.48	2.34	2.41	1.92	1.91	2.39	5.15	3.41	3.92	2.14	2.38	3.34	
P ₂ O ₅	0.131	0.325	0.272	0.538	0.263	0.301	0.283	0.506	0.323	0.361	0.535	0.407	0.464	0.256	0.298	0.266	
ппп	6.08	25.42	27.85	11.53	9.08	22.42	20.57	11.43	10.65	16.77	19.87	4.83	4.18	27.69	20.70	4.71	
S	0.164	0.267	0.239	0.350	0.188	0.260	0.251	0.356	0.310	0.248	0.608	0.223	0.237	0.325	0.193	0.228	
V	0.003	0.007	0.006	0.017	0.015	0.008	0.009	0.021	0.020	0.014	0.020	0.029	0.032	0.004	0.011	0.033	
Cr	0.002	0.002	0.003	0.010	0.008	0.004	0.005	0.011	0.011	0.007	0.008	0.016	0.017	0.002	0.006	0.007	
Сумма	99.96	100.01	100.00	100.06	100.14	100.03	100.09	100.06	100.07	100.07	99.92	100.03	100.06	100.02	100.02	100.26	

Примечание. ИП-АП – ил пелитовый и алевро-пелитовый, ПАО – песчано-алевритовый осадок.

Таблица 3. Содержание редких и рассеянных элементов (мкг/г) в представительных пробах поверхностных донных осадков различных групп и районов Норвежско-Гренландского бассейна

Компонент	Группа															
	1							2							3	
	Район															
	Станция															
4	5	5	6	9	13	5	7	7	7	12	14	14	14	1	1	2
Sc	6177	6155	6169	6162	6146	5898	6168	6167	6164	5890	6165	6166	6813	6816	6129	
Cr	7	10	10	13	26	33	10	10	10	16	13	10	12	9	9	
Co	40	50	50	70	160	70	50	50	40	60	60	40	18	26	23	
Ni	5	15	15	10	27	32	14	15	14	19	19	15	3	11	12	
Rb	19	33	35	31	70	40	32	35	38	35	40	35	10	18	27	
Sr	71	100	100	120	42	18	89	100	77	43	120	87	58	32	45	
Y	500	300	900	230	600	400	900	1000	1000	800	700	900	270	600	1400	
Zr	16	22	20	24	23	30	19	20	16	19	20	16	10	12	18	
Nb	110	110	110	150	160	260	100	110	88	120	120	89	95	64	100	
Ba	10	12	12	16	44	28	11	12	10	18	14	10	6.1	8	12	
La	190	290	360	330	900	110	330	350	310	60	350	220	230	290	170	
Ce	14	23	18	25	20	13	16	18	15	10	20	15	9	12	11	
Pr	25	45	34	45	35	27	30	33	29	20	41	32	17	23	21	
Nd	2.9	5	3.8	5.2	4	3.5	3.4	3.8	3	2.6	4	3.2	1.9	3	2.4	
Sm	11	18	14	19	15	15	13	14	11	11	15	11	7	12	9	
Eu	2	3.3	2.5	3.4	2.8	3.3	2.3	2.5	2.1	2.2	2.8	2.1	1.3	2.8	1.8	
Gd	0.46	0.7	0.6	0.8	1	1	0.6	0.6	0.5	0.6	0.7	0.5	0.33	0.7	0.48	
Tb	2.1	3.5	2.8	3.7	3.2	4	2.5	2.8	2.4	2.5	3	2.3	1.4	2.8	2.2	
Dy	0.25	0.4	0.3	0.4	0.4	0.5	0.3	0.3	0.27	0.3	0.3	0.26	0.16	0.4	0.27	
Ho	1.5	2.3	1.9	2.4	2.3	3.2	1.8	1.9	1.5	2	1.9	1.4	1	2.4	1.7	
Er	0.29	0.4	0.37	0.5	0.5	0.6	0.34	0.37	0.3	0.4	0.38	0.29	0.19	0.5	0.33	
Tm	0.9	1.3	1.1	1.4	1.3	1.8	1	1.1	0.9	1.1	1.1	0.9	0.6	1.3	0.9	
Yb	0.12	0.18	0.15	0.2	0.18	0.25	0.14	0.15	0.12	0.15	0.16	0.12	0.08	0.18	0.13	
Lu	0.8	1.2	0.9	1.3	1.2	1.5	0.9	1	0.8	0.9	1.1	0.8	0.6	1.1	0.8	
Pb	0.13	0.18	0.14	0.21	0.17	0.23	0.13	0.14	0.12	0.13	0.16	0.12	0.09	0.17	0.13	
Th	9	20	15	19	7	2.6	14	16	11	9	15	12	7	6	9	
U	4.3	7	5	8	3	1.1	4.5	5	4.5	0.63	7	5	2.5	2.4	2.5	
	1.4	1.8	1.1	2.3	0.8	0.5	1	1.1	0.9	0.5	1.4	1	0.8	0.5	0.6	

Таблица 3. Окончание

Компонент	Группа													
	3													
	Район													
	Станция													
3	4	4	5	5	6	7	7	8	9	10	10	11	11	
6818	6175	6841	6152	6170	6163	6154	6157	6446	6143	6821	6148	6149	6836	6838
Sc	7	13	7	16	11	13	18	16	24	17	8	16	12	11
Cr	33	70	60	50	50	80	60	34	160	130	36	100	50	50
Co	11	9	7	13	16	10	14	16	30	23	12	21	16	13
Ni	22	30	24	33	40	32	37	27	60	50	31	50	28	31
Rb	62	81	42	100	110	100	110	22	64	40	67	73	74	100
Sr	700	210	110	600	900	210	500	280	800	500	1100	800	400	190
Y	12	21	13	19	22	24	22	20	26	16	15	22	13	16
Zr	50	170	100	100	120	180	110	110	300	160	71	92	72	82
Nb	7	15	9	11	13	17	13	15	90	56	8	10	9	10
Ba	260	270	220	370	390	310	370	160	600	500	310	280	330	280
La	17	14	15	18	20	23	22	14	33	31	12	14	19	24
Ce	34	24	30	32	36	42	39	25	60	60	24	27	40	49
Pr	4	3.1	3.9	3.8	4	5	5	3.8	7	7	2.6	2.9	5	5.6
Nd	15	12	15	14	15	18	17	17	26	28	10	11	17	21
Sm	3	2.4	3.1	2.5	2.8	3.4	3.1	3.8	4.3	5	1.8	2.2	3.3	4.1
Eu	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	0.8	0.7	1.1	1.3	1.5	0.46	0.6	0.7	0.9
Gd	2.8	2.6	2.8	2.8	3.1	3.7	3.3	4	4	5	2	2.6	3.1	3.6
Tb	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.6	0.5	0.6	0.23	0.3	0.4	0.5
Dy	2.3	1.9	2.4	1.9	2.1	2.4	2.2	3.8	2.8	3.4	1.4	2	2.6	3
Ho	0.4	0.39	0.5	0.37	0.4	0.5	0.4	0.7	0.5	0.6	0.27	0.4	0.5	0.6
Er	1.2	1.2	1.4	1.1	1.2	1.4	1.2	2.1	1.4	1.7	0.8	1.2	1.4	1.6
Tm	0.17	0.18	0.22	0.15	0.16	0.21	0.18	0.29	0.19	0.23	0.11	0.17	0.21	0.24
Yb	1	1.2	1.4	1	1.1	1.4	1.1	1.8	1.2	1.4	0.7	1.1	1.3	1.5
Lu	0.15	0.18	0.22	0.15	0.16	0.21	0.17	0.26	0.17	0.2	0.1	0.17	0.2	0.23
Pb	13	16	18	14	17	17	20	13	5	5	10	14	12	13
Th	4.6	5	5	5	6	8	7	2.1	4.1	3.6	3.6	3.8	6	7
U	0.8	2	1.7	1.1	1.2	2.3	1.5	0.9	1	1	0.8	0.8	1.2	1.2

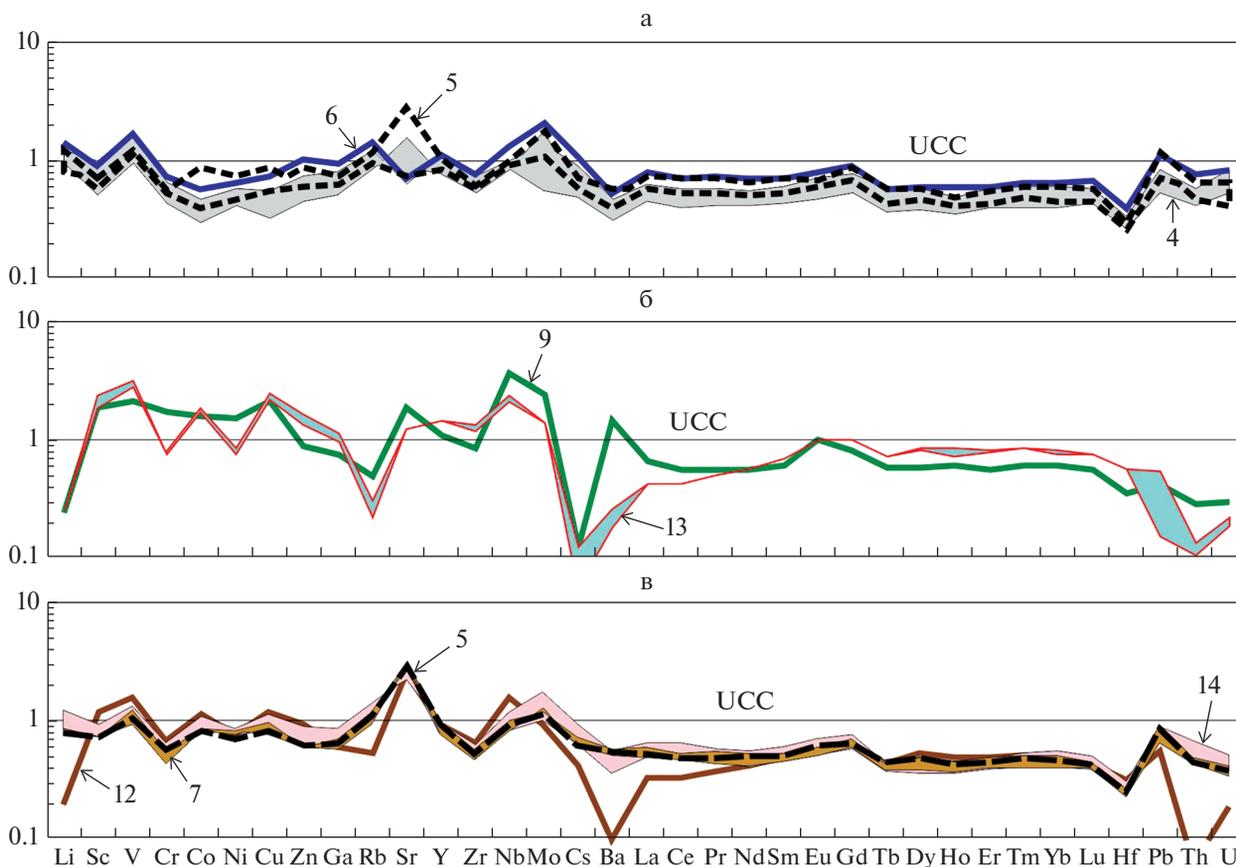


Рис. 5. Нормированные к UCC содержания редких и рассеянных элементов в алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадках (а, б) и фораминиферовых песках (в) различных районов Норвежско-Гренландского бассейна. 1–14 – номера районов (см. рис. 1а).

Со_{среднее} составляет 15 ± 2 мкг/г, что почти равно среднему содержанию Со в осадках группы 1. Содержание Zr варьирует от 88 до 120 мкг/г, среднее – 105 ± 14 мкг/г. Среднее содержание La и Yb равно 16 ± 3 и 0.92 ± 0.12 мкг/г. Концентрация Th изменяется в осадках группы 2 в интервале 1...8 мкг/г, Th_{среднее} составляет 4 ± 2 мкг/г. Это почти столько же, как и в осадках группы 1. Сумма РЗЭ варьирует от 54 до 92 мкг/г ($\Sigma\text{РЗЭ}_{\text{среднее}} - 72 \pm 13$ мкг/г). Среднее содержание ЛРЗЭ и ТРЗЭ составляет 65 ± 12 и 7.2 ± 0.8 мкг/г, а ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{среднее} равно 9 ± 2 . Величина $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ изменяется в осадках группы 2 от 7.51 до 12.67. Значение $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{среднее}}$ равно 0.73 ± 0.04 .

В пробах группы 3 (пелитовые и алеврито-пелитовые илы) среднее содержание Sc составляет 12 ± 4 мкг/г. Среднее содержание Cr равно 55 ± 32 мкг/г (минимум – 18, максимум – 160 мкг/г). Величина Со_{среднее} составляет 13 ± 6 мкг/г. Содержание Zr варьирует от 50 до 300 мкг/г, среднее – 109 мкг/г. Содержание Mn изменяется от 160 до 2400 мкг/г (среднее – 963 ± 489 мкг/г), а среднее содержание Mo равно 1.36 ± 0.77 мкг/г (минимум –

0.33, максимум – 4.10 мкг/г). Соответственно значения Mo/Mn варьируют от 0.0008 до 0.0036 (среднее – 0.0016 ± 0.0008). Концентрация Ba меняется от 160 до 600 мкг/г. Содержание La и Yb в пробах группы 3 варьирует от 9 до 33 мкг/г и от 0.60 до 1.80 мкг/г (среднее – 18 ± 6 и 1.13 ± 0.25 мкг/г, что сопоставимо с их средними концентрациями для осадков группы 2). Концентрация Th изменяется от 2 до 8 мкг/г, а Th_{среднее} составляет 5 ± 2 мкг/г. Сумма РЗЭ варьирует от 40 до 146 мкг/г ($\Sigma\text{РЗЭ}_{\text{среднее}} - 83 \pm 25$ мкг/г; в PAAS $\Sigma\text{РЗЭ} - 185$ мкг/г). Параметр ЛРЗЭ_{среднее} составляет 74.6 ± 23.3 мкг/г, величина ТРЗЭ_{среднее} равна 8.8 ± 2.0 мкг/г. Соответственно ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{среднее} имеет значение 8 ± 2 . Величина $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N,среднее}}$ составляет 10.71 ± 2.74 , а значение $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{среднее}}$ равно 0.74 ± 0.08 .

Сопоставление абсолютных содержаний некоторых из перечисленных элементов в осадках приведено на рис. 4. Его рассмотрение позволяет сделать вывод, что с учетом погрешностей содержание редких и рассеянных элементов в осадках

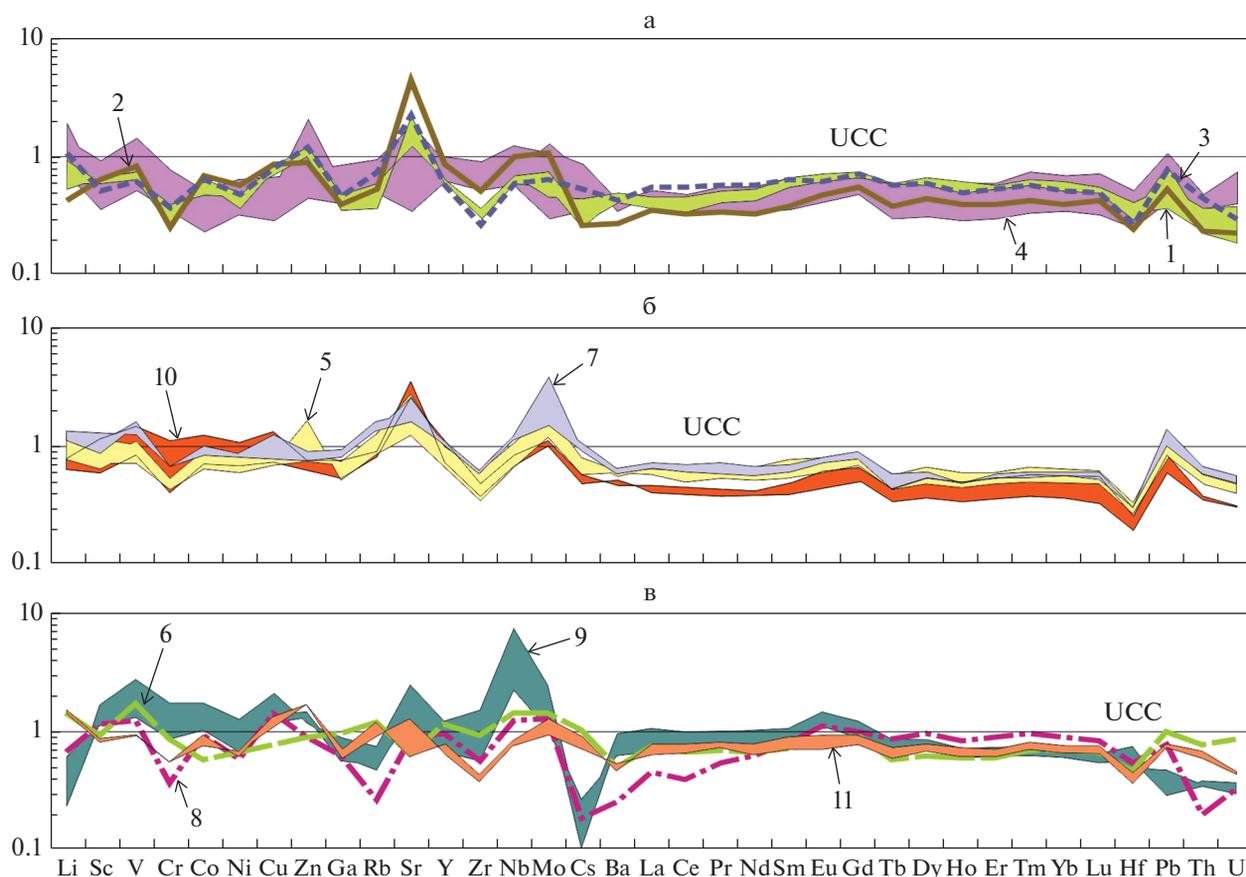


Рис. 6. Нормированные к UCC содержания редких и рассеянных элементов в пелитовых и алевроито-пелитовых илах различных районов Норвежско-Гренландского бассейна. 1–14 – номера районов (см. рис. 1а).

всех групп сопоставимо. Нормированные к UCC содержания элементов показаны на рис. 5 и 6.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Максимальные величины Zr/Sc и Th/Sc во всей выборке проб не превышают 20 и 0.76. Соответственно на диаграмме $Zr/Sc-Th/Sc$ [McLennan et al., 1993] фигуративные точки поверхностных осадков расположены в области тренда, определяемой составом пород на палеоводосборах (рис. 7а). Из сказанного следует, что донные осадки Норвежско-Гренландского бассейна сложены материалом первого седиментационного цикла. Следовательно, геохимические характеристики осадков позволяют достаточно корректно судить о составе пород-источников слагающей их алюмосиликокластики.

Соотношение ЛРЗЭ и ТРЗЭ в пелитовых и алевроито-пелитовых илах (группа 3) Норвежско-Гренландского бассейна помещает их фигуративные точки между референтными точками PAAS и среднего мезо-кайнозойского базальта К. Конди. Разнообразные породные ассоциации Исландии

[Hards et al., 1995; Slater et al., 2001; Kokfelt et al., 2006; Peate et al., 2009] по этим параметрам также заметно отличаются от илов [Маслов и др., 2022б]. Сказанное дает основание считать, что илы группы 3 сложены продуктами разрушения как основных, так и кислых магматических пород, а доля последних в них несколько выше.

Величины $(La/Yb)_N$, $(Gd/Yb)_N$ и Eu/Eu^* составляют для мезо-кайнозойских базальтов соответственно 2.75, 1.20 и 1.07, а для архейских гранитоидов – 16.89, 1.89 и 0.48 (все по данным [Condie, 1993]). Различные породные ассоциации Исландии характеризуются значениями названных параметров в пределах 0.69–5.42, 0.96–2.30 и 1.00–1.12 [Hards et al., 1995; Slater et al., 2001; Kokfelt et al., 2006; Peate et al., 2009]. Такой референтный объект, как N-MORB [Gale et al 2013], имеет значения $(La/Yb)_N$, $(Gd/Yb)_N$ и Eu/Eu^* 0.86, 1.12 и 0.97.

При использовании этих данных для интерпретации параметров спектров РЗЭ поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна необходимо помнить об одном важном

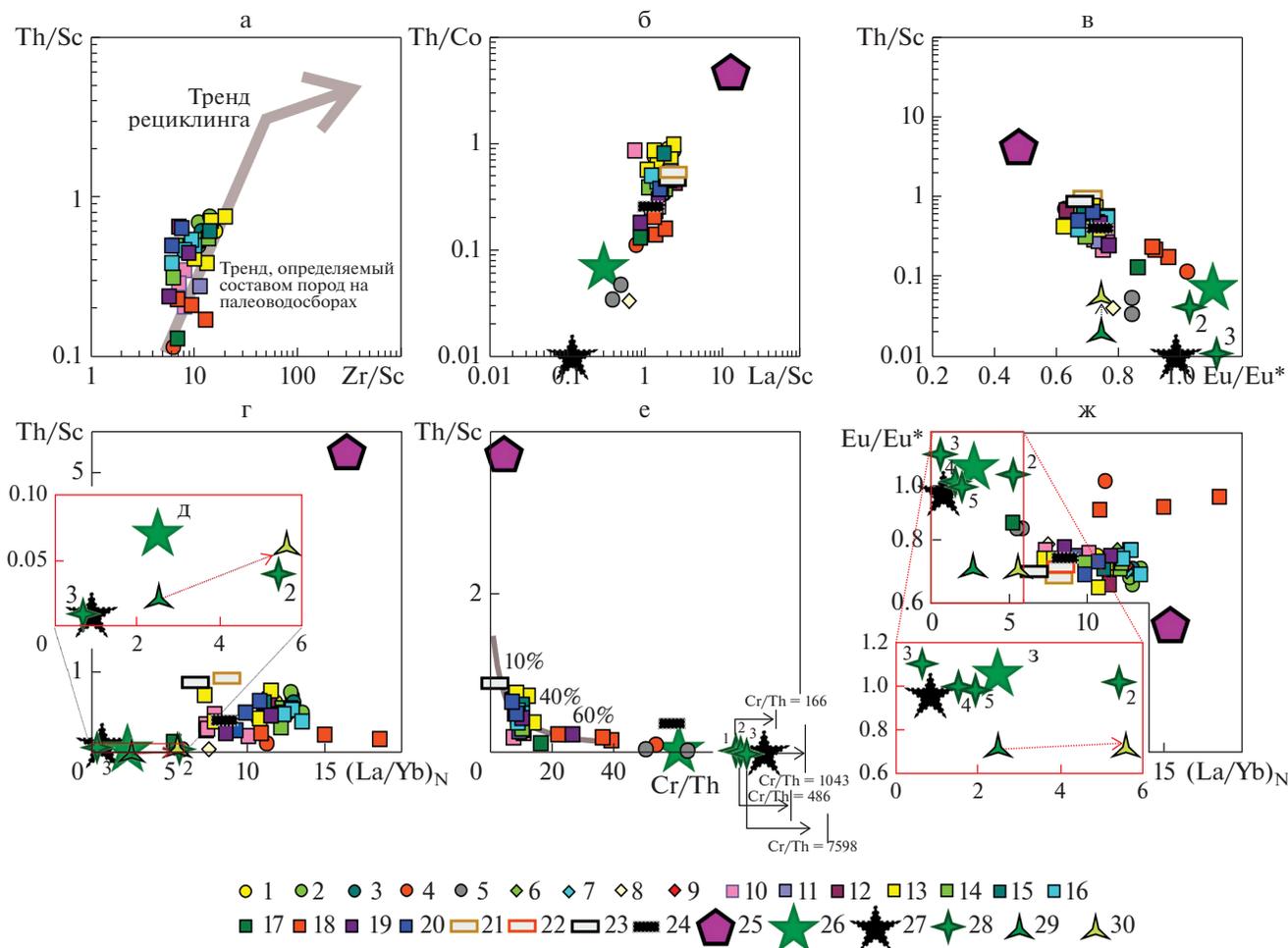


Рис. 7. Положение фигуративных точек разных групп поверхностных донных осадков в разных районах Норвежско-Гренландского бассейна на диаграммах Zr/Sc–Th/Sc (а), La/Sc–Th/Co (б), Eu/Eu*–Th/Sc (в), (La/Yb)_N–Th/Sc (г, д), Cr/Th–Th/Sc (е) и (La/Yb)_N–Eu/Eu* (ж, з).
 1–5 – алюмосиликокластические песчано-алевритовые осадки (1 – район 4, 2 – район 5, 3 – район 6, 4 – район 9, 5 – район 13); 6–9 – фораминиферовые пески (6 – район 5, 7 – район 7, 8 – район 12, 9 – район 14); 10–20 – пелитовые и алеврито-пелитовые илы (10 – район 1, 11 – район 2, 12 – район 3, 13 – район 4, 14 – район 5, 15 – район 6, 16 – район 7, 17 – район 8, 18 – район 9, 19 – район 10, 20 – район 11); 21 – PAAS; 22 – ES; 23 – NASC; 24 – средний архейский аргиллит; 25 – средние гранитоиды архея; 26 – средние базальты мезо-кайнозой; 27 – N-MORB; 28 – различные породные ассоциации Исландии (цифры у маленьких звездочек: 1 – базальты Исландии [Wood et al., 1979], 2 – вулканический центр Snæfell [Hards et al., 1995], 3 – сегмент Theistareykir Северной вулканической зоны [Slater et al., 2001]), 4 – неовулканические зоны [Kokfelt et al., 2006], 5 – полуостров Рейкьянес [Peate et al., 2009]); 29 – базальты в истоках р. Хвита S; 30 – осадки устья р. Хвита S, все по [Thorpe et al., 2019].

обстоятельстве. В публикации [Thorpe et al., 2019] рассмотрены изменения состава и геохимических особенностей осадков первого цикла небольшой (протяженность ~130 км) реки Хвита S (Hvita S) на юго-западе Исландии, водосбор которой сложен плейстоценовыми (~82%) и постгляциальными (~18%) базальтами. Авторами выяснено, что даже в условиях холодного климата при широком распространении ледников, в верхней части водосбора начинается химическое выветривание, приводящее к появлению в осадках вторичных продуктов изменения базальтов. Вниз по течению степень химического выветривания

осадков нарастает. По мере уменьшения размера зерен мафические минералы в осадках становятся менее распространенными, а мелкая фракция обогащается смектитом и рентгеноаморфными фазами. Меняется и распределение лантаноидов. Если исходные базальты характеризуются значениями (La/Yb)_N и Eu/Eu* соответственно 2.53 и 0.74, то для тонкозернистых (<45 мкм) речных осадков примерно в 25 км ниже по течению от места взятия образца коренных пород параметр (La/Yb)_N равен уже 3.84. Примерно в 100 км ниже он составляет 5.86, а в устье реки – 5.60. Величина Eu/Eu* при этом не меняется. Таким образом,

можно думать, что рассматриваемые далее илы с относительно низкими ($\sim 5-7$) значениями $(La/Yb)_N$ сложены материалом, для которого величины названного параметра в материнских породах могли быть еще ниже, т.е. сопоставимы с присущими базальтам.

Диапазон $(La/Yb)_N$ в алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадках (группа 1) Норвежско-Гренландского бассейна составляет 5.49–13.51. При этом осадки районов 4, 5, 6 и 9 обладают весьма высокими величинами $(La/Yb)_N$ (11.26–13.51), тогда как песчано-алевритовые осадки района 13 (Исландско-Фарерский порог) характеризуются более низкими значениями этого параметра (5.49 и 5.86). Отношение $(Gd/Yb)_N$ в осадках группы 1 изменяется от 2.03 до 2.52 (среднее – 2.24 ± 0.16). Наиболее выраженное деплетирование ТРЗЭ наблюдается в песчано-алевритовых осадках района 5 (подножие континентального склона Баренцева моря). Величина Eu/Eu^* для осадков этой группы равна 0.75 ± 0.12 , а максимальное значение (1.02) свойственно поверхностным донным осадкам южного окончания хр. Мона. Все сказанное предполагает, что за исключением осадков Исландско-Фарерского порога песчано-алевритовые осадки всех других районов сложены продуктами размыва зрелых в геохимическом отношении комплексов пород.

Фораминиферовые пески (группа 2) районов 5, 7 и 14 обладают высокими величинами $(La/Yb)_N$ (12.01–12.67). Такие же осадки района 12 (Датский пролив) характеризуются существенно более низким значением $(La/Yb)_N$ (7.51). Для осадков данной группы также как и для осадков группы 1 свойственно некоторое деплетирование ТРЗЭ ($(Gd/Yb)_{N\text{среднее}} = 2.29 \pm 0.08$, диапазон – 2.21–2.48). Среднее значение Eu/Eu^* для них статистически не отличается от величины Eu/Eu^* для осадков группы 1. Таким образом, фораминиферовые пески Датского пролива, по всей видимости, содержат заметную долю продуктов размыва основных вулканических пород Исландии или базальтов востока или юго-востока Гренландии. Терригенная примесь, основной носитель РЗЭ, в таких же осадках других районов Норвежско-Гренландского бассейна (континентальное подножие Баренцева моря, центральная часть хр. Книповича, восточная окраина Гренландского моря) представлена продуктами размыва зрелых в геохимическом отношении комплексов пород.

Параметры нормированных на хондрит лантаноидов в осадках группы 3 (пелитовые и алеврито-пелитовые илы), как показано в публикации [Маслов и др., 2022б], варьируют от 5.26 до 18.58 ($(La/Yb)_N$) и от 0.62 до 0.96 (Eu/Eu^*). При этом низкие или достаточно низкие величины $(La/Yb)_N$ наблюдаются в 4-х из 5 проб донных осадков рай-

она 1 (континентальный склон Норвегии), в 2-х из 4 проб района 4 (район к югу от Шпицбергена) и в пробе из района 8 (южная часть хр. Колбейнсей). Все это также показывает, что среди тонкозернистых поверхностных осадков Норвежско-Гренландского бассейна есть илы как с заметной долей продуктов разрушения основных магматических пород, так и пород кислых. Илы ст. 6840 (континентальный склон Шпицбергена) по отношению $(La/Yb)_N$ достаточно близки к РААС (соответственно 9.88 и 9.15). В илах, поднятых на станциях 6814, 6815, 6816, 6817 (континентальный склон Скандинавии), 6175 и 6841 (желоб Стурфьорд), а также 6149 (северное окончание хр. Мона), величины $(La/Yb)_N$ несколько ниже, чем в РААС, но заметно выше, чем в илах южной части хр. Колбейнсей. Значения Eu аномалии в них меньше, чем в РААС (0.71–0.77 против 0.65). Несколько отличается от подавляющего большинства перечисленных выше проб РЗЭ-систематика илов ст. 6143 (южное окончание хр. Мона). Для них характерно значение $(La/Yb)_N$ более высокое, чем то, что свойственно архейским гранитоидам, наблюдается дефицит ТРЗЭ и отсутствие Eu аномалии [Маслов и др., 2022б]. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ в осадках всех трех групп и ряде референтных объектов показаны на рис. 8.

Для оценки состава пород-источников тонкой алюмосиликокластики в поверхностных донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна (с учетом того, что они сложены материалом первого седиментационного цикла) нами также привлечены данные о содержании La , Sc и Th в ряде комплексов пород, вскрывающихся на дневной поверхности в прибрежных районах Восточной Гренландии, Фарерских и Лофотенских островов, Западного Шпицбергена и Западной Скандинавии (щелочные ультраосновные лавы Северо-Восточной Гренландии [Bernstein et al., 2000], гранодиориты Lyngdal и Tranevåg, а также граниты Red Южной Норвегии [Bogaerts et al., 2003], гранитоиды Bangenhuk Нью Фрисланд, Шпицберген [Carlsson et al., 1995], метаанортозиты и гранатсодержащие гнейсы Западного гнейсового региона Норвегии [Cotkin, 1997; Peterman et al., 2009], силлы и дайки базальтов Jameson Land Basin, Восточная Гренландия [Hald, Tegner, 2000], дайки пикритов и оливиновых базальтов Фарерских островов [Holm et al., 2001], кварц-полевошпатовые породы палеопротерозоя Северо-Восточной Гренландии [Kalsbeek, 1995], породы супракрупальной последовательности Krummedal и лейкограниты каледонид Восточной Гренландии [Kalsbeek et al., 2001], анортозит-мангерит-чарнокит-гранитный (АМСГ) комплекс Лофотенских островов [Markl, 2001], метабазиты Внешних Гебрид [Mason et al., 2004], а также габ-

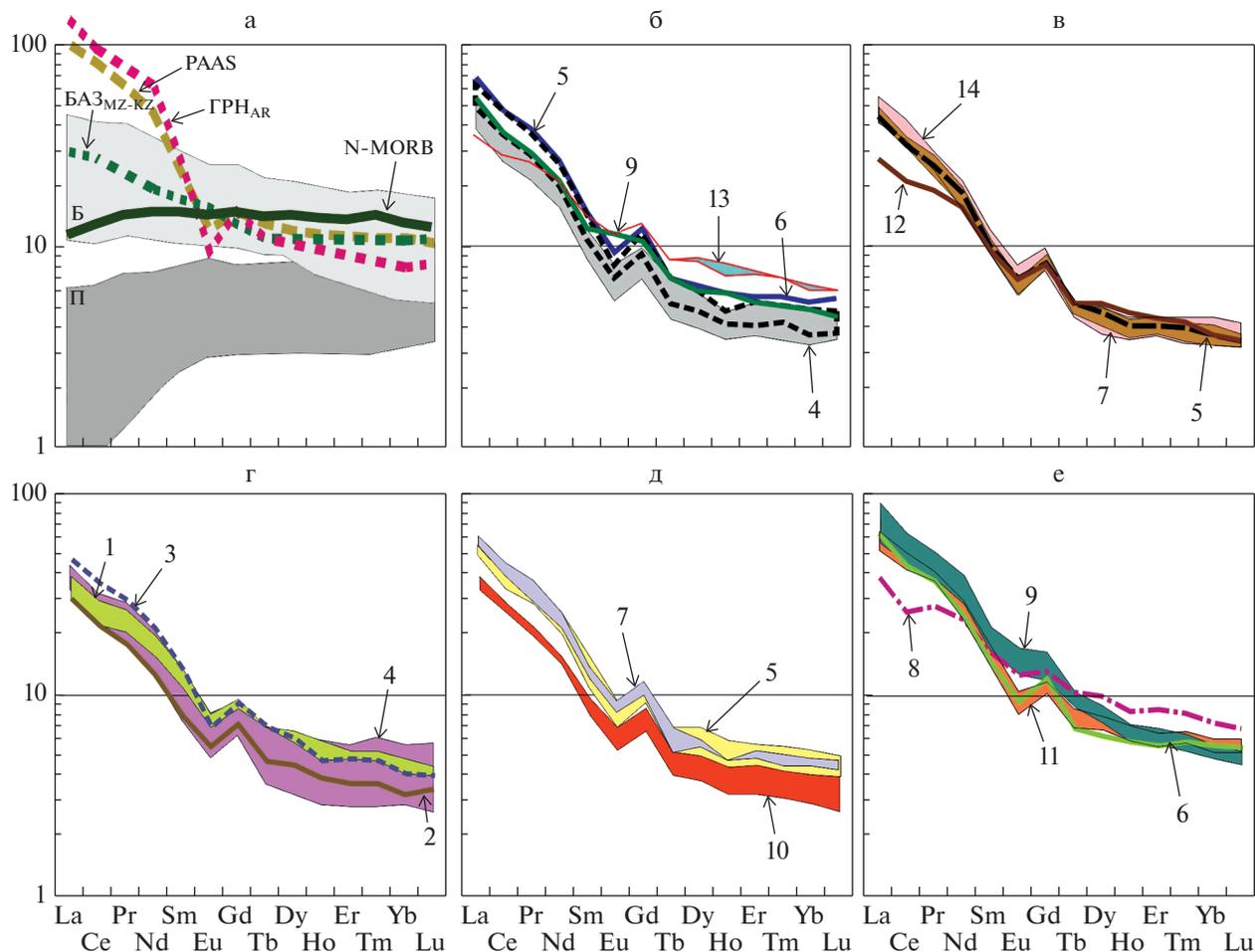


Рис. 8. Нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в донных осадках различных групп (а, б – алюмосиликокластические песчано-алевритовые осадки, в – фораминиферовые пески, г, д, е – пелитовые и алеврито-пелитовые илы) и районов (1–14, см. рис. 1а) Норвежско-Гренландского бассейна. N-MORB – средние нормальные базальты срединно-океанических хребтов [Gale et al., 2013]. ГРН_{AR} – гранитоиды архея; БАЗ_{MZ-KZ} – базальты мезо-кайнозоя, все по [Condie, 1993]. Серый фон – области спектров РЗЭ базальтов (Б) и пикритов (П) различных породных ассоциаций Исландии, по [Hards et al., 1995; Slater et al., 2001; Kokfelt et al., 2006; Peate et al., 2009].

бро, трондjemиты и риодациты Трондхейма, Норвегия [Slagstad, 2003]).

Кроме них мы использовали аналитические данные для различных комплексов пород Исландии [Hards et al., 1995; Slater et al., 2001; Kokfelt et al., 2006; Peate et al., 2009], среди которых преобладают низкокальциевые толеитовые базальты при подчиненной роли субщелочных и щелочных разностей, базанитов, нефелинитов и других подобных пород. Последние разности (субщелочные базальты зоны трансформных разломов и хр. Ян-Майен) представлены в нашей выборке по материалам из работы [Чернышева, Харин, 2007]. Это не значит, конечно, что именно названные комплексы выступали непосредственно источниками материала, слагающего алюмосиликокластические и карбонатные песчано-алевритовые осадки, а также пелитовые и алеврито-пелитовые

илы Норвежско-Гренландского бассейна, но состав их, несомненно, можно рассматривать как некий прообраз таковых.

Распределение фигуративных точек поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна и средних точек состава различных породных ассоциаций Норвежско-Гренландского бассейна на диаграмме Th–La [Taylor, McLennan, 1985] показано на рис. 9а. Подавляющее большинство точек осадков всех трех групп на указанном графике находится между референтными точками средних архейских гранитоидов и средних мезозойско-кайнозойских базальтов К. Конди [Condie, 1993], что указывает на вклад в их состав как кислых, так и основных магматических пород. Распределение точек состава песчано-алевритовых, пелитовых и алеврито-пелитовых осадков на графике позволяет также ду-

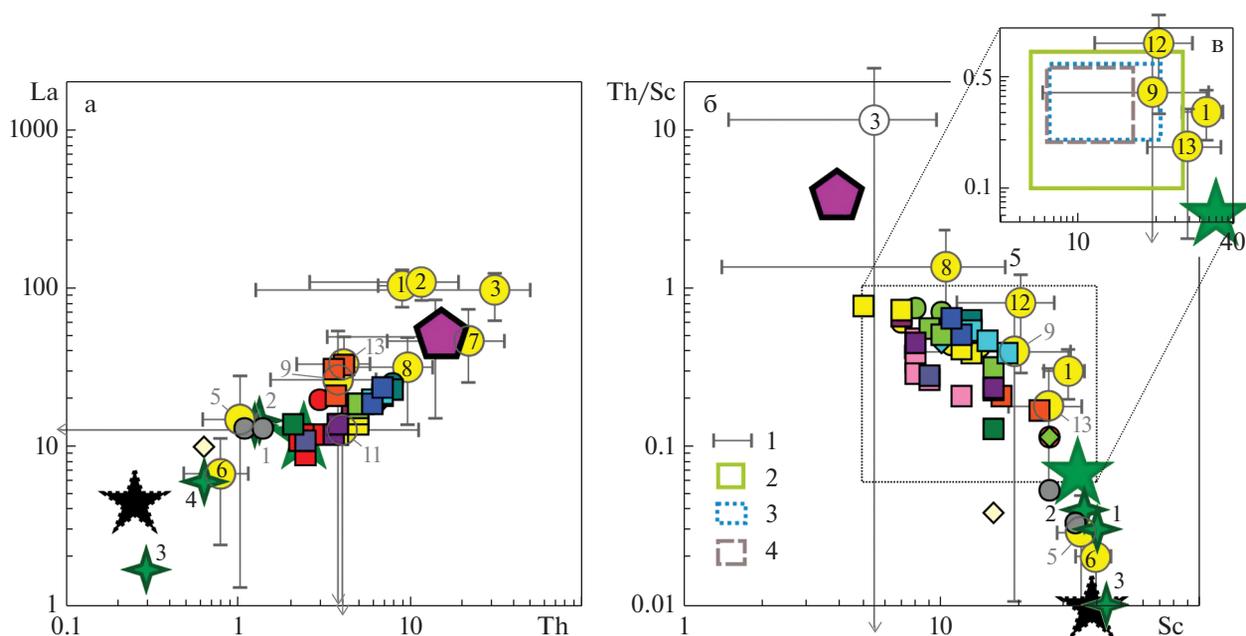


Рис. 9. Распределение фигуративных точек поверхностных донных осадков различных групп Норвежско-Гренландского бассейна и средних составов возможных комплексов пород-источников алюмосиликокластики на диаграммах Th—La (а) и Sc—Th/Sc (б, в).

Цифры в кружках: 1 — щелочные ультраосновные лавы, Северо-Восточная Гренландия; 2 — гранодиориты Lyngdal и Tranevåg, граниты Red, Южная Норвегия; 3 — гранитоиды Banguhuk, Шпицберген; 4 — метанортозиты Западного гнейсового региона, Норвегия; 5 — силлы и дайки базальтов, Бассейн Jameson Land, Восточная Гренландия; 6 — дайки пикритов и оливиновых базальтов, Фарерские острова; 7 — кварц-полевошпатовые породы палеопротерозойского фундамента, Северо-Восточная Гренландия; 8 — породы супракrustальной последовательности Krummedal и лейкограниты каледонид Восточной Гренландии; 9 — породы АМСГ-ассоциации, Лофотенские острова; 10 — метабазиты Внешних Гебрид; 11 — габбро, трондjemиты и риодациты, Трондхейм, Норвегия; 12 — гранатосодержащие гнейсы Западного гнейсового региона, Норвегия; 13 — субщелочные базальты зоны трансформных разломов и хребта Ян-Майен.

(в): 1 — стандартное отклонение ($\pm 1\sigma$); 2 — алюмосиликокластические песчано-алевритовые осадки; 3 — фораминиферовые пески; 4 — пелитовые и алеврито-пелитовые илы; Прямоугольники построены по данным о среднем арифметическом и стандартном отклонении параметров для каждой из рассматриваемых нами групп.

Остальные условные обозначения см. рис. 7.

мать, что источниками слагающего их материала первого седиментационного цикла не могли, скорее всего, являться комплексы пород, сходные по составу со щелочными ультраосновными лавами Северо-Восточной Гренландии, гранодиоритами Lyngdal и Tranevåg, гранитами Red Южной Норвегии и Banguhuk Шпицбергена.

Нет перекрытия на названной диаграмме и между областью точек состава поверхностных донных осадков и полями фигуративных точек пикритов и оливиновых базальтов Фарерских островов, а также кварц-полевошпатовых пород фундамента Северо-Восточной Гренландии. Напротив, значительное перекрытие области всех фигуративных точек осадков наблюдается с полями, образуемыми точками состава базальтов бассейна Jameson Land, а также фигуративными точками пород супракrustальной последовательности Krummedal и лейкогранитов каледонид Восточной Гренландии, пород АМСГ-ассоциации Лофотенских островов, габбро, трондjemитами и риодацитами Трондхейма и субщелочными ба-

зальтами окрестностей о. Ян-Майен. Референтная точка N-MORB и средние составы пород вулканического центра Snaefell и неовулканических зон Исландии отстоят от области распространения подавляющего большинства фигуративных точек всех трех рассматриваемых нами групп донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна довольно далеко. Среди осадков с относительно низкими содержаниями La и Th интересно отметить сходство составов алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадков района 13 (Исландско-Фарерский порог) с составом силлов и даек базальтов Бассейна Jameson Land, а также базальтами Исландии, по [Wood et al., 1979], и породами вулканического центра Snaefell. Точка фораминиферовых песчаников района 12 (Датский пролив) расположена вблизи точек состава пикритов и оливиновых базальтов Фарерских островов и пород неовулканических зон Исландии, а точки пелитовых и алеврито-пелитовых илов районов 6 (шельф Шпицбергена), 8 (южное окончание хр. Колбейнсей) и 9 (южное оконча-

ние хр. Мона) тяготеют здесь к референтной точке мезо-кайнозойских базальтов К. Конди.

На диаграмме Sc–Th/Sc [Fedo et al., 1997] подавляющее большинство фигуративных точек всех трех групп поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна также расположено между референтными точками средних архейских гранитоидов и средних мезозойско-кайнозойских базальтов К. Конди (см. рис. 9б). Вне указанной области, т.е. характеризуясь, по всей видимости, преобладанием в своем составе продуктов разрушения основных магматических пород, находятся две точки алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадков, поднятых на Исландско-Фарерском пороге, и точка фораминиферовых песчаников Датского пролива. Из сказанного можно, очевидно, сделать вывод, что геохимические характеристики, а именно – содержание Sc и Th поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна в значительной степени сопоставимы с аналогичными характеристиками таких породных ассоциаций, как гранитоиды Bangenhuk, Шпицбергена, супракрустальная последовательность Krummedal и лейкограниты каледонид Восточной Гренландии, породы АМСГ-ассоциации Лофотенских островов, гранатосодержащих гнейсы Западного гнейсового региона Норвегии и субщелочных базальты зоны трансформных разломов и хр. Ян-Майен.

На рассматриваемой диаграмме можно видеть еще одну интересную особенность исследованных образований, а именно – построенные по средним для разных групп осадков содержаниям Sc и величинам Th/Sc с учетом погрешностей прямоугольники полностью перекрываются (см. рис. 9в). Это предполагает, как и следовало, по всей видимости, ожидать, что геохимические характеристики осадков всех трех групп контролируются одними и теми же комплексами пород-источников тонкой алюмосиликокластики.

Завершая обсуждение фактического материала, можно сделать вывод, что расположение на дискриминантных диаграммах фигуративных точек поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна между референтными точками средних архейских гранитоидов и мезокайнозойских базальтов (к последней в выбранном масштабе в той или иной степени тяготеют точки различных породных ассоциаций Исландии и референтная точка N–MORB) предполагает присутствие в их составе заметной (от 20 до 30–40% по соотношению Cr/Th и Th/Sc [Маслов и др., 2022б]) доли продуктов размыва магматических пород основного состава. Систематика РЗЭ показывает, что это свойственно тонкозернистым терригенным осадкам континентального склона Норвегии, южной части хр. Колбейнсей,

северного окончания хр. Мона, а также желоба Стурфьорд.

Содержания La, Th, Sc и значения Th/Sc в поверхностных донных осадках многих районов Норвежско-Гренландского бассейна близки к таковым гранитоидов Bangenhuk Шпицбергена, силлов и даек базальтов Бассейна Jameson Land, а также пород супракрустальной последовательности Krummedal и лейкогранитов каледонид Восточной Гренландии, пород анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной ассоциации Лофотенских островов, габбро, трондьемитов и риодацитов Трондхейма, гранатосодержащих гнейсов Западного гнейсового региона Норвегии и субщелочных базальтов окрестностей о. Ян-Майен. Это дает основание полагать, что геохимические характеристики комплексов пород-источников тонкой алюмосиликокластики были в той или иной степени близки к характеристикам перечисленных породных ассоциаций.

Намеченные геохимические особенности поверхностных донных осадков Норвежско-Гренландского бассейна детализируют основанные на анализе ассоциаций глинистых минералов осадков представления предшественников [Bernier, 1991; Hebbeln, Bernier, 1993; Bischof, 2000; Левитан и др., 2007] и обозначают рамки, которые необходимо учитывать при дальнейших исследованиях. В целом, несмотря на влияние на формирование водных масс Норвежско-Гренландского бассейна крупных течений (теплого из Атлантики и холодного полярного), геохимические характеристики осадков достаточно хорошо отражают вклад в их состав во многих районах тонкой алюмосиликокластики из локальных источников.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны С.М. Исаченко, Г.В. Малафееву, С.А. Дубу и О.Ю. Мельничуку, а также экипажу НИС “Академик Мстислав Келдыш” за помощь в экспедициях и при исследовании проб. Советы и замечания анонимных рецензентов во многом способствовали доработке рукописи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспедиционные исследования проведены в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2021-0006) и при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (целевое финансирование согласно Сводному плану экспедиций на научно-исследовательских судах Минобрнауки России). Изучение литогеохимии донных осадков выполнено в рамках государственного задания ГИН РАН. Исследования осадков в акваториях гидротермальных полей имели финансовую поддержку Российского научного фонда (проект № 20-17-00157).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батулин Д.Г.* Западная континентальная окраина архипелага Шпицберген тектоника и седиментация // Геология осадочного чехла Шпицбергена / Отв. ред. А.А. Красильщиков, М.Н. Мирзаев. Л.: ПГО "Севморгеология", 1986. С. 125–135.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: АН СССР, 1960. С. 3–14.
- Биогеоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты: КНЦ РАН, 1996. 286 с.
- Богданов Ю.А., Сагалевич А.М., Галкин С.В. и др.* Геологические и биологические исследования в северной части хребта Мона (Норвежское море) // Океанология. 1997. Т. 37. № 4. С. 609–616.
- Горшкова Т.И.* Карбонаты в донных отложениях Норвежско-Гренландского бассейна как показатели распределения водных масс // Труды ВНИРО. 1965. Т. LVII. С. 297–312.
- Горшкова Т.И.* Осадки Норвежского моря // Морская геология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 132–139.
- Дриц А.В., Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д. и др.* Потoki осадочного вещества в Лofотенской котловине Норвежского моря: сезонная динамика и роль зоопланктона // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 576–594.
- Дубинин Е.П., Кохан А.В., Суцевская Н.М.* Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30.
- Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Ильин А.В.* Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград: Калининградская правда, 1975. 590 с.
- Захаренко В.С.* Особенности осадконакопления и палеогеография Шпицбергенского шельфа в плейстоцене / Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2008. 24 с.
- Клювиткин А.А., Кравчишина М.Д., Немировская И.А. и др.* Исследование седиментосистем Европейской Арктики в 75-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2020. Т. 60. № 3. С. 485–487.
- Клювиткин А.А., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д.* Исследования Европейской Арктики в 80-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш" // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 156–158.
- Кошелева В.А., Яшин Д.С.* Донные осадки Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
- Кравчишина М.Д., Кузнецов А.Б., Баранов Б.В. и др.* Гидротермальный генезис железомарганцевой корки южного сегмента хребта Мона, Норвежское море: геохимия РЗЭ, изотопный состав стронция и неодима // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 163–169.
- Кравчишина М.Д., Леин А.Ю., Боев А.Г. и др.* Гидротермальные минеральные ассоциации на 71° с.ш. Срединно-Атлантического хребта (первые результаты) // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 1039–1057.
- Левитан М.А., Васнер М., Нюрнберг Д. и др.* Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. АН. 1995. Т. 334. № 3. С. 364–366.
- Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
- Левитан М.А., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др.* История осадконакопления на плато Воринг (Норвежское море) за последние 25 тыс. лет // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 6. С. 463–580.
- Лисицын А.П.* Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под ред. Л.И. Лобковского, Р.И. Нигматулина. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.
- Лукашин В.Н.* О геохимии взвеси и осаждающегося материала в восточной части Норвежского моря // Геохимия. 2008а. № 7. С. 766–779.
- Лукашин В.Н.* Седиментация на континентальных склонах под влиянием контурных течений. М.: ГЕОС, 2008б. 250 с.
- Маслов А.В., Клювиткин А.А., Козина Н.В. и др.* Минеральный и химический состав поверхностных донных осадков ряда районов Норвежско-Гренландского бассейна // Океанология. 2022а. Т. 62. № 5. С. 795–810.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Клювиткин А.А. и др.* Распределение редкоземельных элементов и систематика $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современных донных осадках Каспийского моря // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 2. С. 203–207.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А. и др.* Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 40–62.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Клювиткин А.А. и др.* Систематика редкоземельных элементов, Sc, Sr, Zr и Th в поверхностных донных осадках Норвежско-Гренландского бассейна // Докл. АН. Науки о Земле. 2022б. Т. 507. № 2. С. 165–173.
- Маслов А.В., Политова Н.В., Шевченко В.П. и др.* Систематика Co, Hf, Se, Sr, Th и редкоземельных элементов в современных донных осадках Баренцева моря // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 2. С. 81–86.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Ронкин Ю.Л. и др.* Систематика Th, Sr, Hf, Co и редкоземельных элементов в современных донных осадках Белого моря и бассейна нижнего течения р. Северная Двина // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 214–220.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др.* Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018. 383 с.
- Матишов Г.Г.* Геоморфология материкового склона Норвежско-Гренландского бассейна и Северо-Западной Атлантики / Автореф. дисс. ... кандидата географ. наук. Ростов-на-Дону, 1973. 27 с.
- Матишов Г.Г.* Геоморфология дна и некоторые особенности гляциального морфогенеза подводной окраины Западного Шпицбергена // Океанология. 1978. Т. 18. № 2. С. 255–262.

- Матишов Г.Г., Павлова Л.Г. Общая экология и палеогеография полярных океанов. Л.: Наука, 1990. 224 с.
- Никитин О.П., Касьянов С.Ю. Поверхностные течения Норвежского и Гренландского морей // Исследования морей и океанов. Вып. 216. М.: ГОИН, 2015. С. 79–85.
- Новицкая А.Н., Гладышев С.В., Кювигкин А.А. и др. Мультидисциплинарные исследования в Северной Атлантике и прилегающей Арктике в 71-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик Мстислав Келдыш” // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 510–512.
- Петелин В.П. Новый метод водно-механического анализа морских осадков // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 144–148.
- Рянская А.Д., Гуляева Т.Я., Стрелецкая М.В. Отработка методики получения ориентированных образцов глин для рентгеноструктурного анализа // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015а. С. 254–266.
- Рянская А.Д., Шапова Ю.В., Гуляева Т.Я. и др. Полнопрофильный рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава пород-коллекторов нефти и газа с использованием программы SiroQuant (на примере искусственных смесей) // Ежегодник-2014. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015б. С. 267–275.
- Тримонис Э.С. Терригенная седиментация в Атлантическом океане. М.: Наука, 1995. 255 с.
- Харин Г.С., Ерошенко Д.В. Каменный материал на дне полярных морей: распределение, состав, генезис // Океанология. 2020. Т. 60. № 6. С. 954–969.
- Харин Г.С., Удинцев Г.Б., Чернышева Е.А. Современный щелочной магматизм и гидротермальная деятельность на подводных горах Гренландского моря // Докл. АН. 2003. Т. 392. № 3. С. 375–378.
- Чамов Н.П., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю. Признаки присутствия газогидратов в верхней части осадочного чехла на бортах разломной зоны Моллой (пролив Фрама, Норвежско-Гренландский бассейн) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 51–60.
- Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Костылева В.В. и др. Структура и состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 6. С. 594–619.
- Чернышева Е.А., Харин Г.С. Щелочной вулканизм в истории формирования Норвежско-Гренландского бассейна // Петрология. 2007. Т. 15. № 3. С. 317–232.
- Andrews J.T., Eberl D.D. Quantitative mineralogy of surface sediments on the Iceland shelf, and application to down-core studies of Holocene ice-rafted sediments // J. Sed. Res. 2007. V. 77. P. 469–479.
- Andrews J.T., Vogt C. Source to sink: Statistical identification of regional variations in the mineralogy of surface sediments in the western Nordic Seas (58° N–75° N; 10° W–40° W) // Marine Geol. 2014. V. 357. P. 151–162.
- Andrews J.T., Bigg G.R., Wilton D.J. Holocene ice-rafting and sediment transport from the glaciated margin of East Greenland (67°–70° N) to the N Iceland shelves: detecting and modelling changing sediment sources // Quat. Sci. Rev. 2014. V. 91. P. 204–217.
- Andrews J.T., Darby D., Eberle D. et al. A robust, multisite Holocene history of drift ice off northern Iceland: implications for North Atlantic climate // The Holocene. 2009. V. 19. P. 71–77.
- Andrews J.T., Jennings A.E., Coleman G.C., Eberl D.D. Holocene variations in mineral and grain-size composition along the East Greenland glaciated margin (ca 67°–70° N): Local versus long-distance sediment transport // Quat. Sci. Rev. 2010. V. 29. P. 2619–2632.
- Berner H. Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstrasse, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 20. 1991. 167 s.
- Berner H., Wefer G. Physiographic and biological factors controlling surface sediment distribution in the Fram Strait // Geological history of the Polar oceans: Arctic versus Antarctic / Eds U. Bleil, J. Thiede. Dordrecht: Kluwer, 1990. P. 317–335.
- Bernstein S., Leslie A.G., Higgins A.K., Brooks C.K. Tertiary alkaline volcanics in the Nunatak Region, Northeast Greenland: new observations and comparison with Siberian maymechites // Lithos. 2000. V. 53. P. 1–20.
- Bischof J. Ice drift, ocean and climate change. Berlin: Springer, 2000. 214 p.
- Blindheim J., Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // ICES J. Marine Sci. 2004. V. 61. P. 846–863.
- Bogaerts M., Scaillet B., Liégeois J.-P., Vander Auwera J. Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallisation in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites // Precambrian Res. 2003. V. 124. P. 149–184.
- Boyle E.A. Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO₂ cycles // Nature. 1988. V. 331. P. 55–56.
- Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry / Eds J. Arribas, S. Critelli, M.J. Johnsson // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. № 420. P. 73–93.
- Broecker W.S., Denton G.H. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 2465–2501.
- Carlsson P., Johansson Å., Gee D.G. Geochemistry of the Palaeoproterozoic Bangenhuk granitoids, Ny Friesland, Svalbard // GFF. 1995. V. 117. P. 107–119.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
- Cotkin S.J. Igneous and metamorphic petrology of the eclogitic Seljeneset Meta-anorthosite and related jotunites, Western Gneiss Region, Norway // Lithos. 1997. V. 40. P. 1–30.
- Cruz M.I.F.S. Mineralogy and geochemistry of contrasting hydrothermal systems on the Arctic Mid Ocean Ridge (AMOR): The Jan Mayen and Loki’s Castle vent fields. Doutoramento em Ciências do Mar. Univeridade de Lisboa. Faculdade de Ciências. 2015. 257 p.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.

- Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos*. 2000. V. 51. P. 181–203.
- Dugstad J., Fer I., LaCasce J. et al.* Lateral heat transport in the Lofoten Basin: near-surface pathways and subsurface exchange // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2019. V. 124. P. 2992–3006.
- Evans J., Dowdeswell J.A., Grobe H. et al.* Late Quaternary sedimentation in Keiser Franz Joseph Fjord and the continental margin of East Greenland // *Glacier-Influenced Sedimentation on High-Latitude Continental Margins / Eds J.A. Dowdeswell, C. O’Cofaigh // Geol. Soc. (London). Spec. Publ.* 2002. No 203. P. 149–179.
- Farmer G.L., Barber D., Andrews J.* Provenance of Late Quaternary ice-proximal sediments in the North Atlantic: Nd, Sr and Pb isotopic evidence // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 209. P. 227–243.
- Feng R., Kerrich R.* Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 1061–1081.
- Fedo C.M., Eriksson K.A., Krogstad E.J.* Geochemistry of shales from the Archean (~3.0 Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: implications for provenance and source-area weathering // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. P. 1751–1763.
- Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W.* Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition // *Precambrian Res.* 1997. V. 86. P. 201–223.
- Fohrmann H., Backhaus J.O., Blaumel F. et al.* Modern Ocean Current-Controlled Sediment Transport in the Greenland-Iceland-Norwegian (GIN) Seas // *The Northern North Atlantic: A Changing Environment / Eds P. Schafer, W. Ritzrau, M. Schluter, J. Thiede. Berlin: Springer*, 2001. P. 135–154.
- Gale A., Dalton C.A., Langmuir C.H. et al.* The mean composition of ocean ridge basalts // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. P. 489–518.
<https://doi.org/10.1029/2012GC004334>
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. D.R. Lentz // *Geol. Ass. Canada. Geotext 4*. 2003. 184 p.
- Girty G.H., Hanson A.D., Knaack C., Johnson D.* Provenance determined by REE, Th, Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave Roof Pendant, central Sierra Nevada, California // *J. Sed. Res.* 1994. V. B64. P. 68–73.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L.* The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. P. 2469–2482.
- Grousset F.E., Chesselet R.* The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 78. P. 271–287.
- Hald M.* Climate change and paleoceanography // *The Northern North Atlantic: A Changing Environment / Eds P. Schafer, W. Ritzrau, M. Schluter, J. Thiede. Berlin: Springer*, 2001. P. 281–290.
- Hald N., Tegner C.* Composition and age of tertiary sills and dykes, Jameson Land Basin, East Greenland: relation to regional flood volcanism // *Lithos*. 2000. V. 54. P. 207–233.
- Hards V.L., Kempton P.D., Thompson R.N.* The heterogeneous Iceland plume: new insights from the alkaline basalts of the Snaefell volcanic centre // *J. Geol. Soc. (London)*. 1995. V. 152. P. 1003–1009.
- Haskin M.A., Haskin L.A.* Rare earths in European shales: a redetermination // *Science*. 1966. V. 154. P. 507–509.
- Hebbeln D., Berner H.* Surface sediment distribution in the Fram Strait // *Deep-Sea Res. I*. 1993. V. 40. P. 1731–1745.
- Hebbeln D., Wefer G.* Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait // *Nature*. 1991. V. 350. P. 409–411.
- Holm P.M., Hald N., Waagstein R.* Geochemical and Pb–Sr–Nd isotopic evidence for separate hot depleted and Iceland plume mantle sources for the Paleogene basalts of the Faroe Islands // *Chem. Geol.* 2001. V. 178. P. 95–125.
- Imbrie J., Boyle E.A., Clemens S. et al.* On the structure and origin of major glaciation cycles: 1. Linear responses to Milankovitch Forcing // *Paleoceanography*. 1992. V. 7. P. 701–738.
- Johannessen T., Jansen E., Flatoy A., Ravelo A.C.* The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas // *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean’s Role in Global Change / Eds R. Zahn, T.F. Pedersen, M.A. Kaminski, L. Labeyrie // NATO ASI I. V. 17. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag*, 1994. P. 61–85.
- Kalsbeek F.* Geochemistry, tectonic setting, and poly-orogenic history of Palaeoproterozoic basement rocks from the Caledonian fold belt of North-East Greenland // *Precambrian Res.* 1995. V. 72. P. 301–315.
- Kalsbeek F., Jepsen H.F., Jones K.A.* Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the East Greenland Caledonides // *Lithos*. 2001. V. 57. P. 91–109.
- 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. Petrol.* 2006. V. 47. P. 1705–1749.
- Laberg J.S., Vorren T.O.* Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan // *Marine Geol.* 1995. V. 127. P. 45–72.
- Lackschewitz K.S., Wallrabe-Adams H.-J., Garbe-Schonberg D.* Geochemistry of surface sediments from the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland // *Marine Geol.* 1994. V. 121. P. 105–119.
- Lee Y.I.* Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea // *Sed. Geol.* 2002. V. 149. P. 219–235.
- Maccali J., Hillaire-Marcel C., Carignan J., Reisberg L.C.* Pb isotopes and geochemical monitoring of Arctic sedimentary supplies and water mass export through Fram Strait since the Last Glacial Maximum // *Paleoceanography*. 2012. V. 27. PA1201.
<https://doi.org/10.1029/2011PA002152>
- Markl G.* REE constraints on fractionation processes of massive-type anorthosites on the Lofoten Islands, Norway // *Mineral. Petrol.* 2001. V. 72. P. 325–351.
- Mason A.J., Brewer T.S.* Mafic dyke remnants in the Lewisian Complex of the Outer Hebrides, NW Scotland: a

- geochemical record of continental break-up and re-assembly // *Precambrian Res.* 2004. V. 133. P. 121–141.
- McClelland J.W., Holmes R.M., Dunton K.H. et al.* The Arctic Ocean Estuary // *Estuaries and Coasts.* 2012. V. 35. P. 353–368.
- McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* / Eds B.R. Lipin, G.A. McKay // *Reviews in Mineralogy.* 1989. V. 21. P. 169–200.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Processes controlling the composition of clastic sediments* / Eds M.J. Johnsson, A. Basu // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1993. № 284. P. 21–40.
- Munsell Soil-Color-Charts with genuine Munsell color chips. 2009 year revised. Michigan: Munsell Color, Grand Rapids, 2012.
- Negrel P., Sadeghi M., Ladenberger A. et al.* Geochemical fingerprinting and source discrimination of agricultural soils at continental scale // *Chem. Geol.* 2015. V. 396. P. 1–15.
- Peate D.W., Baker J.A., Jakobsson S.P. et al.* Historic magmatism on the Reykjanes Peninsula, Iceland: a snap-shot of melt generation at a ridge segment // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 157. P. 359–382.
- Peterman E.M., Hacker B.R., Baxter E.F.* Phase transformations of continental crust during subduction and exhumation: Western Gneiss Region, Norway // *Eur. J. Mineral.* 2009. V. 21. P. 1097–1118.
- Pfirman S.* Sediment distribution of the Greenland Sea and the Fram Strait // *Polar Res.* 1987. V. 5. P. 319–320. <https://doi.org/10.3402/polar.v5i3.6901>
- Pirrung M., Illner P., Matthiessen J.* Biogenic barium in surface sediments of the European Nordic Seas // *Marine Geol.* 2008. V. 250. P. 89–103.
- Randelhoff A., Reigstad M., Chierici M. et al.* Seasonality of the physical and biogeochemical hydrography in the inflow to the Arctic Ocean through Fram Strait // *Front. Mar. Sci.* 2018. V. 5. 224. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00224>
- Rosby T., Ozhigin V., Ivshin V., Bacon S.* An isopycnal view of the Nordic Seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin // *Deep-Sea Res. I.* 2009. V. 56. P. 1955–1971.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // *Treatise on Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3. P. 1–64.
- Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al.* Mean fulldepth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. Geoph. Res.* 2012. V. 117. C01014.
- Slagstad T.* Geochemistry of trondhjemites and mafic rocks in the Bymarka ophiolite fragment, Trondheim, Norway: Petrogenesis and tectonic implications // *Norwegian J. Geol.* 2003. V. 83. P. 167–185.
- Slater L., McKenzie D., Gronvold K., Shimizu N.* Melt generation and movement beneath Theistareykir, NE Iceland // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 321–354.
- Slubowska-Woldengen M., Koč N., Rasmussen T.L. et al.* Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P. // *Quat. Sci. Rev.* 2008. V. 27. P. 1476–1492.
- Stein R., Nam S.-I., Grobe H., Hubberten H.* Late Quaternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the East Greenland continental margin // *Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins* / Eds J.T. Andrews, W.E.N. Austin, H. Bergsten, A.E. Jennings // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1996. № 111. P. 135–151.
- Taylor J., Tranter M., Munhoven G.* Carbon cycling and burial in the glacially influenced Polar North Atlantic // *Paleoceanography.* 2002. V. 17. № 1. <https://doi.org/10.1029/2001PA000644>
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Teschner C.* Reconstructing the Plio–Pleistocene evolution of the water mass exchange and climate variability in the Nordic Seas and North Atlantic Ocean / *Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades Dr. rer. nat. der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts Universität zu Kiel.* Kiel, 2013. 171 p.
- The Northern North Atlantic / Eds P. Schauer, W. Ritzrau, M. Schluter, J. Thiede. Berlin, Heidelberg: Springer, 2001. 520 p.
- Thorpe M.T., Hurowitz J.A., Dehouck E.* Sediment geochemistry and mineralogy from a glacial terrain river system in southwest Iceland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2019. V. 263. P. 140–166.
- Verplanck E.P., Farmer G.L., Andrews J. et al.* Provenance of Quaternary glacial and glacial marine sediments along the southeast Greenland margin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 286. P. 52–62.
- Vogt C., Knies J., Spielhagen R.F., Stein R.* Detailed mineralogical evidence for two nearly identical glacial/deglacial cycles and Atlantic water advection to the Arctic Ocean during the last 90000 years // *Global and Planet. Change.* 2001. V. 31. P. 23–44.
- Vogt P.R.* Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments // *The Nordic Seas* / Ed. B.O. Hurdle. N. Y.: Springer, 1986. P. 237–412.
- Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R.* Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin – a sub-Arctic hot spot of ocean variability // *Geophysical Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 738–743.
- Vorren T.O., Laberg J.S., Blaume F. et al.* The Norwegian–Greenland Sea continental margins: morphology and Late Quaternary sedimentary processes and environment // *Quat. Sci. Rev.* 1998. V. 17. P. 273–302.
- Wood D.A., Joron J.-L., Treuil M. et al.* Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor (the nature of mantle source inhomogeneities) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 70. P. 319–339.

Sources of Material for Surface Bottom Sediments in Some Regions of the Nordic Seas (According to Geochemical Data)

A. V. Maslov^{1, *}, N. V. Politova^{2, **}, A. A. Klyuvitkin², N. V. Kozina², M. D. Kravchishina²,
A. N. Novigatsky², E. A. Novichkova², T. N. Alekseeva², V. P. Shevchenko²

¹*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 117997 Russia*

**e-mail: amas2004@mail.ru*

***e-mail: politova@ocean.ru*

The mineral, bulk chemical (main rock-forming oxides) composition and systematics of rare-earth elements, Sc, Cr, Zr and Th of surface bottom sediments taken in a number of cruises of the R/V Akademik Mstislav Keldysh in the Nordic Seas (Mona, Knipovich, Kolbeinsey and Aegir ridges, the basins of the Norwegian and Greenland seas, the continental slope of Svalbard, the western continental margin of the Barents Sea, etc.) are considered to determine the sources of fine-grained material of bottom sediments. If for coastal sediments the primary influence of terrigenous drift is obvious, then seaward sediments are affected by “relatively warmer” Atlantic waters, leading to their dilution with calcium carbonate, the main producers of which are planktonic foraminifers. It is concluded that the source of fine-grained aluminosiliciclastics for most of the studied samples were both acidic and basic igneous rocks (volcanic rocks of Iceland) in different proportions.

Keywords: Nordic Seas, surface bottom sediments, chemical composition, trace elements, sources of aluminosiliciclastics.