

ISSN 0024-497X

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2023



ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2023

Химический состав плейстоценовых отложений Индийского океана

*М. А. Левитан, Т. А. Антонова, Л. Г. Домарацкая,
А. В. Кольцова, К. В. Сыромятников* 423

Источники материала поверхностных донных осадков ряда районов
Норвежско-Гренландского бассейна (по геохимическим данным)

*А. В. Маслов, Н. В. Политова, А. А. Ключиткин, Н. В. Козина,
М. Д. Кравчишина, А. Н. Новигатский, Е. А. Новичкова,
Т. Н. Алексеева, В. П. Шевченко* 445

Термобарические условия катагенеза органического вещества архипелагов
российского сегмента Баренц-региона (Земля Франца-Иосифа, Новая Земля)

Д. С. Никитин, М. Д. Хуторской, О. С. Самсонова 473

Особенности состава верхнедевонских углистых пород (р. Сула, Северный Тиман)

О. С. Котик, Н. В. Пронина, Н. С. Инкина, П. А. Безносков 499

Континентальный генезис песков новолуцкой пачки саблинской
свиты среднего кембрия (северо-запад Московской синеклизы)

М. В. Платонов, М. А. Тугарова 515

УДК 551.35:550.4:551.79

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

© 2023 г. М. А. Левитан^а, *, Т. А. Антонова^а, Л. Г. Домарацкая^а,
А. В. Кольцова^а, К. В. Сыромятников^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

*e-mail: m-levitan@mail.ru

Поступила в редакцию 06.03.2023 г.

После доработки 17.04.2023 г.

Принята к публикации 20.04.2023 г.

Сделан геохимический обзор плейстоценовых отложений Индийского океана, основанный на отчетах по рейсам глубоководного бурения и других литературных источниках. Составлена база данных, включающая свыше 2000 химических анализов образцов выделенных для исследования донных осадков. Построены таблицы среднего арифметического состава литогенных и биогенных осадков. Проведено нормирование полученных данных по Постархейским австралийским глинистым сланцам (РААС). Выявлена ведущая роль терригенной кластики в формировании химического состава бескарбонатных осадков и бескарбонатного вещества планктоногенных карбонатов. Установлены основные геохимические ассоциации, а также три главных фактора, определяющих состав осадков: терригенный, карбонатный и гидрогенный. Рассчитаны средневзвешенный химический состав, скорости накопления элементов в исследованных осадках и их абсолютные массы. Полученные параметры химического состава могут быть использованы в дальнейшем для сравнительного анализа с аналогичными параметрами в других океанических отложениях в рамках плейстоценового стратона в Мировом океане.

Ключевые слова: плейстоцен, Индийский океан, донные осадки, база данных, геохимия.

DOI: 10.31857/S0024497X23700234, EDN: WUPFHB

В учение о химическом составе земной коры А.Б. Ронов с сотрудниками внесли значительный вклад, акцентировав внимание исследователей на средневзвешенный химический состав осадочных отложений стратонов в пределах крупных регионов (а также континентов и океанов) [Ронов и др., 1990].

Как известно, для расчета средневзвешенного химического состава осадочных отложений выбранного стратона необходимо сначала построить литолого-палеогеографическую (или литолого-фаціальную) карту и затем обчислить ее с помощью объемного метода [Ронов, 1949]. В итоге получается набор количественных параметров седиментации, куда входят, в частности, массы сухого осадочного вещества и массы вещества в единицу времени (называемые в данной статье скоростями накопления). Распределение масс сухого осадочного вещества по литологическим грациям в рамках исследуемого стратона в данном регионе характеризует средневзвешенный литологический состав. Этот параметр используется для целей сравнительного анализа в пределах стратона в пространстве. Для сравнения страто-

нов во времени применяют сравнительный анализ скоростей накопления. Для этих целей также широко используется метод абсолютных масс, в котором массы сухого осадочного вещества нормируются не только по времени, но также и по площади [Лисицын, 1974]. Для перехода к средневзвешенному химическому составу отложений исследуемого стратона необходимо ранее полученные значения средневзвешенного литологического состава умножить на средние арифметические содержания. К сожалению, по плейстоцену континентов и океанов в силу объективных причин эта информация группой А.Б. Ронина не была получена.

Международный проект глубоководного бурения, начатый в 1969 г., позволил получить уникальные данные по строению и составу осадочной толщи Мирового океана, дать ее стратиграфическое расчленение и провести обширные стратиграфические корреляции. Проект продолжается и в настоящее время, однако уже сейчас есть предпосылки для применения объемного метода А.Б. Ронина к плейстоценовым отложениям Мирового океана. В частности, опубликована

монография М.А. Левитана “Плейстоценовые отложения Мирового океана” [Левитан, 2021], в которой приведены, например, данные по средневзвешенному литологическому составу плейстоцена Индийского океана.

ФОРМУЛИРОВКА НАУЧНОЙ ЗАДАЧИ

Целью настоящего обзора является характеристика химического состава плейстоценовых осадков Индийского океана на основе расчета таких ключевых количественных его индикаторов как средневзвешенный химический состав (т.е. массы химических элементов в основных литологических градациях), средневзвешенные скорости накопления химических элементов в плейстоцене и абсолютные массы накопления химических элементов. Для достижения этой цели необходимо решить такие задачи как составление базы данных по химическому составу плейстоценовых отложений океана и расчет средних арифметических значений содержащих петрогенных и редких элементов в закартированных [Левитан, 2021] литологических градациях.

Такого рода цели и задачи ранее никем не ставились. Их достижение необходимо для создания основы будущего сравнительного анализа внутри плейстоценового стратона Мирового океана, а также для балансовых расчетов в системе континенты–океаны. Кроме того, результаты расчета средних арифметических составов могут быть использованы, например, для сравнения с ними составов предполагаемых океанических осадочных пород в разрезах континентов, в частности, в районе развития палеоокеана Мезотетис.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В качестве фактического материала для создания базы данных по химическому составу плейстоценовых отложений Индийского океана авторы использовали, главным образом, материалы из отчетов по рейсам глубоководного бурения (рис. 1).

Ниже приводятся списки литературных источников. Для группы пелагических глин (включающей в себя мио-, эвпелагические и цеолитовые глины) результаты химических анализов взяты из работ [Лисицын и др., 1987; Лукашин, 1981; Мигдисов и др., 2001; Свальнов, 1983; Fagel et al., 1997; Pattan et al., 1995, 2001; Wijayananda, Cronan, 1994]. Для группы гемипелагических глин (включающей в себя и Марино-гляциальные терригенные осадки) химические анализы представлены в работах [Лукашин, 1981; Свальнов, 1983, 1991; Donnelly, 1980; Fleet, Kempe, 1974; Marchig, Vallier, 1974; Pimm, 1974]. По химическому составу терригенных турбидитов взяты данные из работ [Crowley et al., 1990; Schnetger et al., 2000]. Терри-

генные пески и крупные алевролиты геохимически охарактеризованы в работах [Лукашин, 1981; Свальнов, 1983]. Химический состав диамиктитов представлен анализами в работах [Cranston, 1991; Frakes, 1975].

Для кокколитовых илов и глин (илы содержат более 70% CaCO_3 , а глины – от 30 до 70% CaCO_3 , причем в составе карбонатной части осадков кокколиты преобладают над фораминиферами, составляя свыше 70% от общего числа остатков карбонатных организмов) опубликованы многочисленные анализы химического состава в работах [Лукашин, 1981; Лукашин и др., 1989; Свальнов, 1983; Cook, 1975a; Donnelly, 1980; Emmanuel et al., 2002; Liu, Schmitt, 1990; Malone et al., 1990; Shimmiel, Mowbray, 1991].

Фораминиферо-кокколитовые и кокколито-фораминиферовые илы содержат свыше 70% CaCO_3 , а кокколито-фораминиферовые и фораминиферо-кокколитовые глины – от 30 до 70% CaCO_3 . При этом в составе карбонатной части осадков фораминиферы составляют от 30 до 70% от суммы карбонатных компонентов. Рассматриваемая группа отложений хорошо изучена в геохимическом отношении [Лукашин и др., 1989; Мигдисов и др., 2001; Свальнов, 1983; Cook, 1975a; Donnelly, 1980; Emmanuel et al., 2002; Jarrard, Lyle, 1991; Liu, Schmitt, 1990; Malone et al., 1990].

К бентогенным карбонатным и карбонатно-обломочным отложениям относятся развитые в основном в тропиках кораллово-водорослевые рифы; ракушка двустворок и гастропод; остатки иглокожих, серпул и секреторных бентосных фораминифер; мшанковые биогермы и т.п. образования, располагающиеся на шельфе Австралии. Кроме того, они присутствуют в виде заметной примеси к планктоногенным карбонатным илам на ряде подводных хребтов (Оуэн, Сейшельском, Мальдивском). Из-за их высокой карбонатности (в среднем содержание CaCO_3 составляет 92.63%) в единственном источнике по химическому составу [Emmanuel et al., 2002] приведены лишь данные по Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Sr .

В диатомовых илах содержится свыше 50 мас. % биогенного опала, а в диатомовых глинах – от 30 до 50 мас. %. К сожалению, в большинстве литературных источников по диатомовым илам и глинам плейстоцена Индийского океана точных данных по содержанию биогенного опала нет. Немногочисленные отечественные работы содержат результаты применения устаревших методик определения SiO_2 ам., дающих сильно заниженные результаты. Поэтому при составлении нашей базы данных в этом случае приходилось ориентироваться в основном на литологические макро- и микроописания. В выборке представлены материалы из работ [Лукашин, 1981; Свальнов, 1983; Donnelly, 1980; Plank, Ludden, 1992].

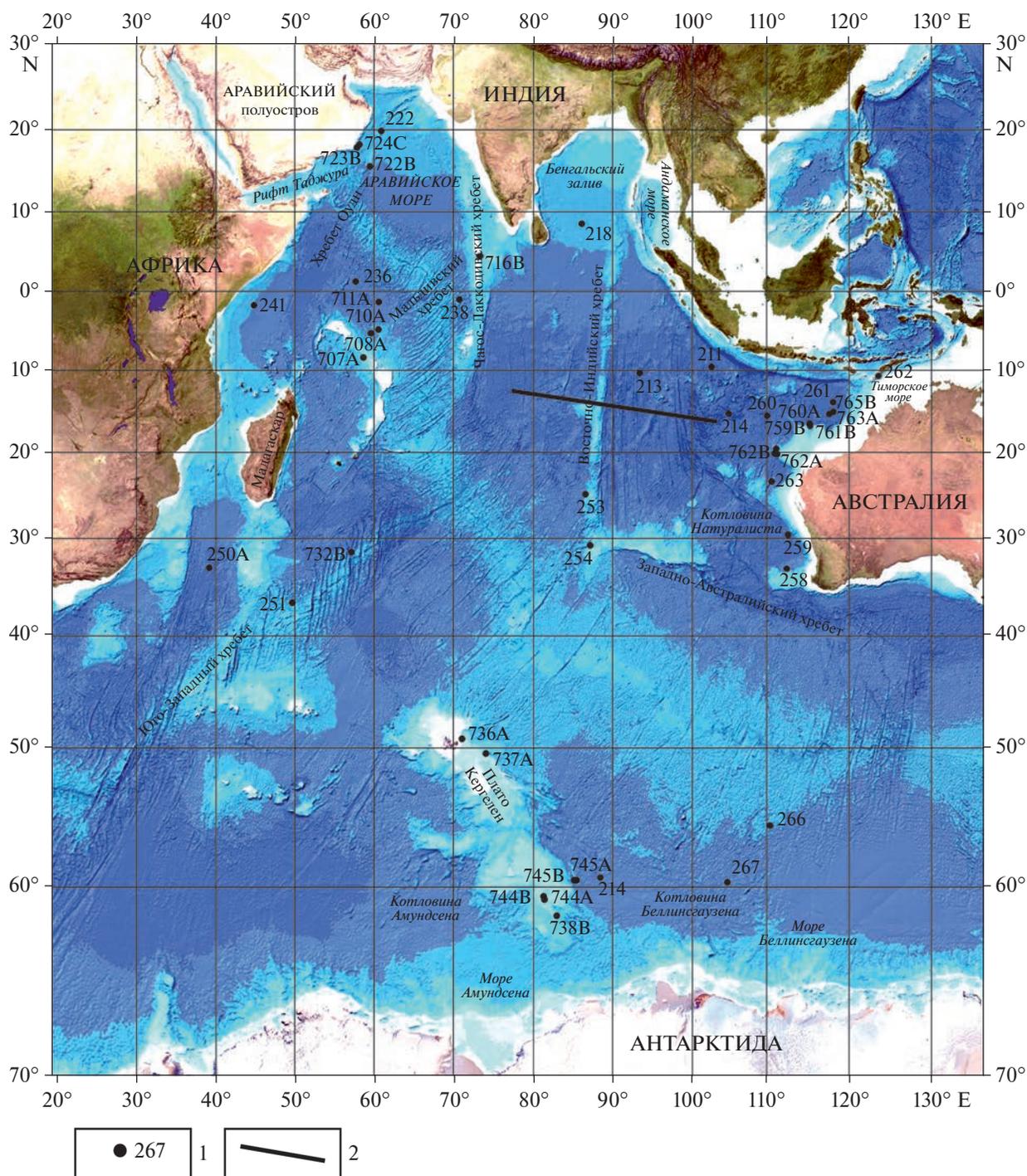


Рис. 1. Расположение разрезов плейстоценовых отложений Индийского океана, для которых известны химические анализы проб.

1 – скважины глубоководного бурения; 2 – Индоокеанский геотраверз [Мигдисов и др., 2001].

Для диатомово-радиоляриевых осадков также принимается содержание биогенного опада в илах свыше 50 мас. %, а в соответствующих глинах – от 30 до 50 мас. %. В нашу базу данных вошли материалы из работ [Лукашин, 1981; Мигдисов и др., 2001; Свальнов, 1983; Cook, 1975b; Cranston, 1991; Donnelly, 1980; Frakes, 1975].

Нельзя не отметить, что рейсы фазы DSDP прошли в 1974–1975 гг., а рейсы фазы ODP – в 1990–2002 гг. Это обстоятельство объясняет непривычно “древний” возраст большинства литературных ссылок, использованных в данном обзоре. Кроме того, пик отечественных исследований на данную тему в Индийском океане также

пришелся (по известным причинам) на период, предшествовавший 1990-м годам. К последней четверти XX века относится и большинство работ индийских коллег и специалистов из других стран. В отчетах по 2 рейсам фазы IODP Проекта глубоководного бурения, исследовавших индоокеанские континентальные окраины Австралии, данные по химическому составу осадков не приведены [Gallagher et al., 2017; Hobbs et al., 2019].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для дальнейшей характеристики выборки использованных данных рассмотрим проблему возраста проб, для которых сделаны химические анализы. Ранее [Левитан, 2021] уже было отмечено, что в силу ряда обстоятельств нами использована “старая” стратиграфическая шкала [Алексеев и др., 1997], в которой возраст подошвы плейстоцена, совпадающей с кровлей субхрона Олдувей, составляет округленно 1.8 млн лет. Изучение выборки показало, что в целом ряде скважин было сделано только по 1–2 анализа проб плейстоценовых осадков. В тоже время для керн нескольких скважин известно по несколько десятков анализов. Такая неоднородность заставила авторов статьи ограничиться только интервалом всего плейстоцена, без подразделения на неоплейстоцен и эоплейстоцен.

Авторы отчетов по рейсам использовали широкий арсенал методов анализа: от “мокрой химии” до количественного спектрального анализа, атомной адсорбции, РФА, ИСП АЭС, ИСП МС и т.д. В последние годы широко применяется РФ-сканирование. Как известно, в геохимических обзорах не принято давать описания использованных химико-аналитических процедур (см., например [Taylor, McLennan, 2013]). Тем не менее, широкий разброс применявшихся методов анализа заставляет задуматься о корректности сопоставления данных, полученных ими.

Рассмотрим эту проблему на примере сравнения данных по Zr, полученных, с одной стороны, методом количественного спектрального анализа [Лукашин, 1981], а с другой – методом ИСП МС [Мигдисов и др., 2001]. Чувствительность метода количественного спектрального анализа составила $9 \times 10^{-4}\%$, а ИСП МС – на два порядка выше. В первом из методов воспроизводимость анализов составляет $\pm 11\%$, в методе ИСП МС относительная ошибка определения Zr была равна от 6 до 10%. Для одного и того же района на востоке южно-тропической зоны Индийского океана среднее содержание Zr в 20 образцах пелагических глин составило по В.Н. Лукашину [1981] 147 г/т, а в 26 образцах пелагических глин по А.А. Мигдисову и др. [2001] – 131 г/т. Таким образом, полученные результаты довольно близки.

Это позволяет надеяться на корректность сопоставления данных, полученных различными химико-аналитическими методами. Для характеристики химических анализов базы данных необходимо отметить, что все содержания петрогенных элементов для наших целей были пересчитаны в содержания петрогенных оксидов.

В характеристике выборки важную роль играет правильное определение литологии образца, подвергнутого химическому анализу. Опыт показывает, что название осадка, данное в отчетах по глубоководному бурению, далеко не всегда соответствует действительности. Для правильного определения необходимо помимо макроописаний и, реже, текстурно-структурных признаков широко использовать данные по гранулометрии и компонентному анализу, получаемые при изучении смесляков. Особенно важны соотношения между остатками кокколитофорид и фораминифер для карбонатных осадков, и между остатками диатомей и радиолярий – для кремнистых. Другим важным моментом являются данные химических анализов. Именно с их помощью можно точно провести границу между абиогенными осадками и карбонатными глинами (по содержанию СаО 16.8%), между металлоносными осадками и пелагическими глинами [(Fe + Mn)/Ti = 25] и т.д. Реже используются данные минералогического анализа. Здесь особенно часто применяются результаты количественного анализа кварца, цеолитов и глинистых минералов.

Принятые для каждой пробы названия литотипов включаются далее в состав тех типов осадков, которые картировались при литолого-фациальном анализе. В целом авторы руководствовались классификацией вещественно-генетических типов океанских осадков [Безруков, Лисицын, 1961], которая затем использовалась при составлении карты поверхностного слоя осадков Индийского океана [Безруков, Лисицын, 1974].

Наконец, нельзя не указать на крайнюю неравномерность распределения проб по типам осадков. Например, для пелагических глин из кернов бурения химических анализов не было совсем. Поэтому нам пришлось к материалам отчетов по рейсам глубоководного бурения добавить данные из других источников. Среди них следует отдельно отметить публикацию А.А. Мигдисова с соавторами [2001], содержащую около 200 анализов проб плейстоценовых осадков Индоокеанского геотраверза (см. рис. 1), хорошо охарактеризованных в литологическом и стратиграфическом отношении. Всего в нашей выборке по плейстоцену Индийского океана находится более 2000 проб, из них 75% составляют образцы из кернов глубоководного бурения. Итого в базе данных собраны результаты около 25000 элементоопределений.

Для работы с выборкой использовались методы математической статистики из пакета Statgraphics plus версия 5. Основной задачей являлось определение средних арифметических содержаний каждого проанализированного элемента для каждой выбранной литологической градации. Необходимо отметить, что в качестве статистически достоверных значений средних арифметических содержаний нами приняты только те содержания, которые основаны на не менее 7 анализах [https://habr.com/ru/post/339798]. Применялись также корреляционный и факторный анализы.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Средний химический состав

Результаты определения среднего арифметического химического состава по исследованным типам плейстоценовых отложений Индийского океана представлены в табл. 1 и 2. Эти таблицы свидетельствуют о значительных колебаниях содержаний исследованных элементов в каждом из изученных типов осадков. Такие колебания вызваны как фациальной изменчивостью (пространственными факторами), так и возрастными изменениями, связанными с эволюцией основных осадкообразующих процессов и флюктуациями параметров седиментации.

В течение плейстоцена вырос поток литогенного вещества, карбонатов и биогенного опада, резко уменьшилась роль пелагических глин [Левитан, 2021]. Соответственно, в отложениях, вскрытых колонками Индоокеанского траверза, выросло значение отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, содержаний CaO , Na_2O , Ba , Sr , Cd , а также п.п.п., очень заметно снизились средние содержания Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , Li , Cu , Zn , Ni , Co , V , Zr [Мигдисов и др., 2001].

Высокоразрешающее исследование изменчивости химического состава карбонатных планктоногенных осадков хребта Оуэн четко выявило влияние климатической изменчивости и флюктуаций ряда орбитальных и суборбитальных параметров в плейстоценовое время [Shimmield, Mowbray, 1991]. Изучение эволюции плейстоценового карбоната накопления на континентальной окраине Австралии в Индийском океане показало, что коралловые постройки и мшанковые биогермы появились лишь в неоплейстоцене (возможно, во время Среднеплейстоценового перехода) в связи с похолоданием климата [Gallagher et al., 2017; Hobbs et al., 2019].

До сравнительного анализа полученных данных необходимо отметить, что многие элементы имеют несколько минералов-носителей. Так, например, Si встречается в кварце, биогенном опаде, многих минералах алюмосиликатов (в поле-

вых шпатах, вулканических стеклах, глинистых минералах, цеолитах и т.д.). Mg распространен в кальцитах, пироксенах, оливинах и т.д. Кроме того, различные элементы обладают различными соотношениями литогенных и гидрогенных форм в отличающихся типах отложений. Экспериментальные определения форм элементов в четвертичных осадках Индийского океана доказали абсолютное доминирование гидрогенных форм Mn , Ni , Co , Cu , Zn , Y (особенно в пелагических глинах) и большую роль литогенных форм для Fe , Ti , Zr , Cr , Ga , V [Лукашин, 1981; Мигдисов и др., 2001].

Сравнительный анализ средних арифметических составов наиболее распространенных глинистых отложений – пелагических и гемипелагических глин – выполнен по отношению к Постархейским австралийским глинистым сланцам (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1987]. Он показал, что пелагические глины обогащены MnO , Co , Ni , Cu , Y (рис. 2). При этом обогащение SiO_2 , P_2O_5 и V по отношению к гемипелагическим глинам, на наш взгляд, вызвано присутствием во многих образцах миопелагических глин с радиоляриями [Мигдисов и др., 2001], которые расположены в южно-тропическом поясе повышенной первичной продукции. Повышенные содержания MnO обусловлены высоким содержанием гидрогенного вещества, а Co , Ni и Cu были сорбированы из морской воды прежде всего оксигидроксидами Mn и, возможно, другими сорбентами. Y , скорее всего, находится в больших количествах в костном детрите рыб [Yasukawa et al., 2015], обогащающем пелагические глины [Свальнов, 1983]. Более высокое содержание CaO в гемипелагических глинах абсолютно закономерно, т.к. эти осадки накапливались выше глубины карбонатной компенсации.

В то же время нельзя не видеть, что указанные различия в среднем химическом составе плейстоценовых пелагических и гемипелагических глин Индийского океана лишь камуфлируют основную закономерность: принадлежность обоих типов глин одной терригенной матрице. Таким образом, подтверждаются взгляды Н.М. Страхова [1979a] о существенно терригенной природе литогенного вещества в океане.

Гемипелагические глины и терригенные турбидиты по составу очень близки к PAAS и между собой (см. рис. 2). При этом несколько большее содержание MnO в гемипелагических глинах вполне логично, учитывая различие сравниваемых типов отложений в гранулометрическом составе. Обе разновидности объединяет также несколько повышенное по отношению к PAAS содержание CaO и пониженное – Sr . Нельзя не отметить, что в турбидитах повышенное содержание CaO обусловлено прослоями гемипелагиче-

Таблица 1. Средние арифметические содержания химических элементов в плейстоценовых литогенных отложениях Индийского океана

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	36.81–67.57/59.54 (n = 115)	38.80–65.50/51.12 (n = 55)	47.55–54.70/50.32 (n = 30)	Н.о.	–
TiO ₂	0.27–0.97/0.78 (n = 119)	0.23–1.74/0.97 (n = 84)	0.66–0.80/0.72 (n = 30)	–	Н.о.
Al ₂ O ₃	10.58–19.57/16.21 (n = 115)	9.66–23.06/15.39 (n = 41)	13.60–15.10/14.39 (n = 30)	Н.о.	–
Fe ₂ O ₃	4.39–15.16/7.51 (n = 117)	4.18–14.30/7.71 (n = 90)	5.27–8.21/6.85 (n = 30)	–	7.52–15.54/9.67 (n = 17)
MnO	0.07–11.32/1.07 (n = 153)	0.013–2.880/0.179 (n = 170)	0.08–0.14/0.10 (n = 30)	0.25–0.95/0.45 (n = 18)	0.04–0.10/0.06 (n = 17)
MgO	0.88–3.36/2.45 (n = 153)	1.68–5.44/2.74 (n = 41)	3.07–3.56/3.24 (n = 30)	Н.о.	–
CaO	0.56–3.91/0.88 (n = 113)	0.42–16.60/5.04 (n = 109)	7.20–8.23/7.57 (n = 30)	–	–
Na ₂ O	0.86–2.07/1.30 (n = 111)	0.63–2.75/1.40 (n = 39)	1.26–2.22/1.54 (n = 30)	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	1.74–3.59/2.26 (n = 113)	1.61–7.71/2.65 (n = 40)	2.29–3.94/2.73 (n = 30)	Н.о.	–
P ₂ O ₅	0.10–0.43/0.27 (n = 111)	0.13–0.32/0.18 (n = 39)	0.14–0.17/0.15 (n = 30)	Н.о.	Н.о.
П.п.п.	3.48–9.61/7.47 (n = 113)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	27–88/51 (n = 115)	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sc	11–39/20 (n = 113)	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
V	37–300/112 (n = 155)	20–310/76 (n = 80)	105–128/119 (n = 20)	5–44/24 (n = 18)	35–85/70 (n = 13)
Cr	29–820/67 (n = 151)	10–430/76 (n = 60)	87–102/96 (n = 20)	23–125/52 (n = 15)	Н.о.
Co	5–270/90 (n = 154)	4–170/16 (n = 68)	16–19/18 (n = 20)	4–19/8 (n = 16)	Н.о.
Ni	16–1000/244 (n = 155)	4–890/44 (n = 78)	46–61/55 (n = 20)	4–14/7 (n = 18)	6–40/27 (n = 17)
Cu	130–470/286 (n = 114)	–	28–37/33 (n = 20)	Н.о.	21–56/28 (n = 17)
Zn	30–482/140 (n = 115)	–	81–97/91 (n = 20)	Н.о.	Н.о.
Rb	50–126/67 (n = 113)	Н.о.	132–160/149 (n = 20)	Н.о.	Н.о.
Ga	2–50/21 (n = 45)	Н.о.	Н.о.	3–22/9 (n = 20)	Н.о.

Таблица 1. Окончание

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
As	2–21/9 (<i>n</i> = 77)	Н.о.	2.1–7.5/4.3 (<i>n</i> = 20)	Н.о.	Н.о.
Sr	76–212/135 (<i>n</i> = 114)	–	208–213/211 (<i>n</i> = 20)	Н.о.	Н.о.
Y	13–1800/136 (<i>n</i> = 39)	8–64/28 (<i>n</i> = 78)	22–23/22 (<i>n</i> = 20)	10–49/26 (<i>n</i> = 19)	Н.о.
Zr	35–270/142 (<i>n</i> = 151)	26–490/125 (<i>n</i> = 81)	122–144/131 (<i>n</i> = 20)	3–660/200 (<i>n</i> = 20)	Н.о.
Ba	258–3430/1250 (<i>n</i> = 114)	–	460–509/489 (<i>n</i> = 20)	Н.о.	Н.о.
Pb	6–81/38 (<i>n</i> = 88)	–	18–21/20 (<i>n</i> = 20)	Н.о.	Н.о.
Mo	1–9/3 (<i>n</i> = 21)	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cs	1–8/5 (<i>n</i> = 113)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cd	0.2–10.6/2.3 (<i>n</i> = 72)	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Hf	1.5–6.7/3.9 (<i>n</i> = 109)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Th	4.6–36/15.2 (<i>n</i> = 108)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
U	0.9–18/2.7 (<i>n</i> = 26)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ta	0.5–1.9/1 (<i>n</i> = 27)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sb	0.1–3.1/1.2 (<i>n</i> = 52)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.

Примечания. Содержания петрогенных компонентов и потери при прокаливании даны в мас. %, редких элементов – в г/т; Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; в числителе – колебания значений, в знаменателе – среднее арифметическое, *n* – число проб; 1–5 – типы отложений: 1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – терригенные турбидиты, 4 – морские пески, 5 – морские диамиктиты; П.п.п. – потери при прокаливании.

ских кокколитовых глин и илов, которые, строго говоря, не входят в состав турбидитных циклитов.

Высокая геохимическая мобильность Mn в ходе геохимической дифференциации в условиях сверхнизких скоростей седиментации пелагических глин, доминирования планктоногенного органического вещества, очень высоких Eh окислительного диагенеза и фиксации в осадках в виде твердой фазы привела к исключительно высокому содержанию MnO в пелагических глинах. Напротив, огромные скорости седиментации терригенных турбидитов, доминирование терригенного органического вещества, хорошо развитый восстановительный диагенез и, как его следствие,

активное растворение твердых фаз Mn и вывод этого элемента из осадков в иловую и затем в наддонную воду [Страхов, 1979б] – все это способствует низким содержаниям остаточного MnO в терригенных турбидитах.

Сравнение существенно обломочных литогенных осадков (терригенных турбидитов и морских диамиктитов) друг с другом (см. табл. 1) выявило в турбидитах более высокое содержание MnO, V, Ni, в то время как в диамиктитах содержится заметно больше Fe₂O₃.

Сравнение составов обломочных осадков плейстоцена Индийского океана и верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003] выявило следую-

Таблица 2. Средние арифметические содержания химических элементов в плейстоценовых биогенных отложениях Индийского океана

Компонент	Типы отложений						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	1.50–47.53/26.15 (n = 579)	47.33	1.00–50.93/19.76 (n = 159)	33.20	Н.о.	63.9–87.60/73.0 (n = 7)	51.27–81.75/64.25 (n = 121)
TiO ₂	0.02–1.04/0.40 (n = 596)	0.72	0.01–0.94/0.34 (n = 182)	0.57	Н.о.	0.04–0.88/0.50 (n = 7)	0.04–1.04/0.46 (n = 76)
Al ₂ O ₃	0.29–15.95/9.49 (n = 613)	17.18	0.10–12.93/7.82 (n = 163)	13.14	Н.о.	0.58–11.80/6.70 (n = 7)	0.76–22.83/10.89 (n = 121)
Fe ₂ O ₃	0.01–16.31/4.21 (n = 666)	7.63	0.01–0.55/3.92 (n = 208)	6.59	0.003–0.065/ 0.02 (n = 366)	0.30–10.58/3.66 (n = 7)	1.23–13.67/5.68 (n = 123)
MnO	0.001–1.07/0.07 (n = 736)	0.13	0.001–0.56/0.08 (n = 270)	0.13	0.00005–0.516/ 0.003 (n = 350)	0.0060.452/0.11 (n = 69)	0.0001–2.85/0.43 (n = 127)
MgO	0.06–8.78/2.26 (n = 467)	Н.о.	0.19–7.35/2.29 (n = 277)	Н.о.	0.30–3.46/1.86 (n = 366)	0.23–2.23/1.42 (n = 7)	0.15–3.01/1.46 (n = 122)
CaO	16.8–50.12/30.97 (n = 618)	Н.о.	17.78–54.50/33.29 (n = 163)	Н.о.	50.03–53.16/ 51.87 (n = 366)	0.26–5.79/1.63 (n = 7)	0.62–16.34/2.50 (n = 121)
Na ₂ O	0.20–3.43/1.96 (n = 402)	3.55	0.08–7.40/0.67 (n = 221)	1.13	Н.о.	0.74–1.93/1.47 (n = 7)	0.77–4.80/1.72 (n = 74)
K ₂ O	0.09–3.86/1.82 (n = 418)	3.29	0.02–2.65/1.69 (n = 152)	2.84	Н.о.	0.22–3.00/1.60 (n = 7)	0.75–6.07/2.50 (n = 121)
P ₂ O ₅	0.04–4.26/0.41 (n = 562)	0.74	0.04–1.23/0.54 (n = 146)	0.91	Н.о.	0.05–0.17/0.11 (n = 7)	0.07–0.30/0.18 (n = 74)
П.п.п.	17.6539.20/30.49 (n = 21)	Н.о.	29.50–41.14/38.44 (n = 8)	Н.о.	Н.о.	Н.о.	3.70–22.50/8.10 (n = 66)
Li	10–40/29 (n = 54)	52	7–122/23 (n = 25)	39	Н.о.	Н.о.	13–50/29 (n = 64)
Sc	1–14/8 (n = 15)	14	0.03–2.6/1.5 (n = 7)	2.5	Н.о.	Н.о.	3–28/17 (n = 61)
V	9–165/23 (n = 276)	42	3–135/51 (n = 70)	86	–	15–140/55 (n = 51)	5–110/60 (n = 67)
Cr	2–200/73 (n = 284)	132	1–308/146 (n = 187)	245	Н.о.	7–78/52 (n = 33)	1–248/55 (n = 65)
Co	1–185/17 (n = 168)	31	0.4–82/9 (n = 200)	15	–	4–75/16 (n = 40)	1–159/56 (n = 67)
Ni	2–640/57 (n = 326)	103	3–182/56 (n = 212)	94	–	4–360/23 (n = 51)	1–297/91 (n = 114)
Cu	1–220/29 (n = 254)	52	11–241/185 (n = 161)	311	Н.о.	Н.о.	1–407/146 (n = 111)
Zn	2–100/51 (n = 253)	92	3–144/69 (n = 161)	116	Н.о.	Н.о.	25–215/91 (n = 115)
Rb	2–56/25 (n = 161)	45	0.2–86/49 (n = 134)	82	Н.о.	Н.о.	19–193/70 (n = 63)
Ga	2–32/10 (n = 45)	18	1–38/11 (n = 48)	18	–	2–35/13 (n = 50)	–

Таблица 2. Окончание

Компонент	Типы отложений						
	1	2	3	4	5	6	7
As	2–13/6 (n = 11)	11	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.2–15/5.5 (n = 46)
Sr	335–10800/1452 (n = 252)	Н.о.	146–5107/1895 (n = 265)	Н.о.	1139–11859/ 2769 (n = 366)	Н.о.	67–486/190 (n = 62)
Y	2–250/21 (n = 266)	38	8–190/31 (n = 64)	52	–	10–45/27 (n = 35)	–
Zr	3–540/70 (n = 281)	127	4–500/90 (n = 74)	151	–	7–240/70 (n = 62)	36–196/109 (n = 66)
Ba	108–3470/458 (n = 203)	829	28–4600/275 (n = 155)	462	Н.о.	Н.о.	204–5042/2146 (n = 63)
Pb	1–70/18 (n = 55)	33	1–15/13 (n = 133)	22	Н.о.	Н.о.	11–75/34 (n = 48)
Mo	–	–	–	–	Н.о.	Н.о.	1–4/3 (n = 16)
Cs	0.2–4.5/1.9 (n = 13)	3.4	0.03–3.4/1.0 (n = 7)	1.7	Н.о.	Н.о.	2.0–10.8/4.0 (n = 63)
Cd	–	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	1–10/3 (n = 45)
Hf	0.2–3.0/1.2 (n = 7)	2.17	0.03–0.05/0.28 (n = 7)	0.47	Н.о.	Н.о.	1.0–5.1/3.0 (n = 53)
Th	0.5–6.8/2.7 (n = 78)	4.9	0.1–13/2.2 (n = 57)	3.7	Н.о.	Н.о.	2–35/14 (n = 61)
U	0.2–4.8/3.2 (n = 69)	5.8	0.1–3.0/2.9 (n = 133)	4.9	Н.о.	Н.о.	1.1–4.2/2.3 (n = 12)
Sb	–	–	–	–	Н.о.	Н.о.	0.6–2.4/1.06 (n = 22)

Примечания. Содержания петрогенных компонентов даны в мас. %, редких элементов – в г/т; Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; в числителе – колебания значений, в знаменателе – среднее арифметическое; n – число проб; 1–7 – типы отложений: 1 – кокколитоые глины и илы, 2 – бескарбонатное вещество кокколитоых глин и илов, 3 – кокколитоиво–фораминиферовые глины и илы, 4 – бескарбонатное вещество кокколитоиво–фораминиферовых глин и илов, 5 – бентогенные и карбонатно–обломочные отложения; 6 – диатомовые глины и илы, 7 – радиоляриево–диатомовые глины и илы; П.п.п. – потери при прокаливании.

щие особенности. Для терригенных турбидитов характерно практическое совпадение содержаний TiO_2 , MnO , K_2O , P_2O_5 . Они обогащены Fe_2O_3 , MgO и CaO . Типично заметное обеднение SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O . По редким элементам наблюдается примерное равенство содержаний V, Cr, Co, Ni, Cu, As, Y, Pb. Турбидиты относительно обогащены Zn и Rb, а обеднены Sr, Zr, Ba.

Пески шельфа Восточной Африки заметно обогащены MnO , содержат почти одинаковое количество Y и Zr, обеднены V, Cr, Ni, Ga. Морские диамиктиты явно обогащены Fe_2O_3 , а обеднены V и Ni. Содержание MnO и Cu примерно одинаково.

В целом специфика химического состава обломочных плейстоценовых отложений, с очевидностью имеющих терригенный источник доминирующей части осадочного материала, свидетельствует о регионально-геологических особенностях турбидитов, чьим источником являются Гималаи; морских песков (Восточная Африка); морских диамиктитов залива Прюдс (Восточная Антарктида). Небольшую роль играют автохтонные океанические компоненты (например, биогенный $CaCO_3$).

Содержание химических элементов в карбонатных раковинах планктоногенных илов обусловлено, с одной стороны, их вхождением в кристаллическую решетку карбонатных минералов, с

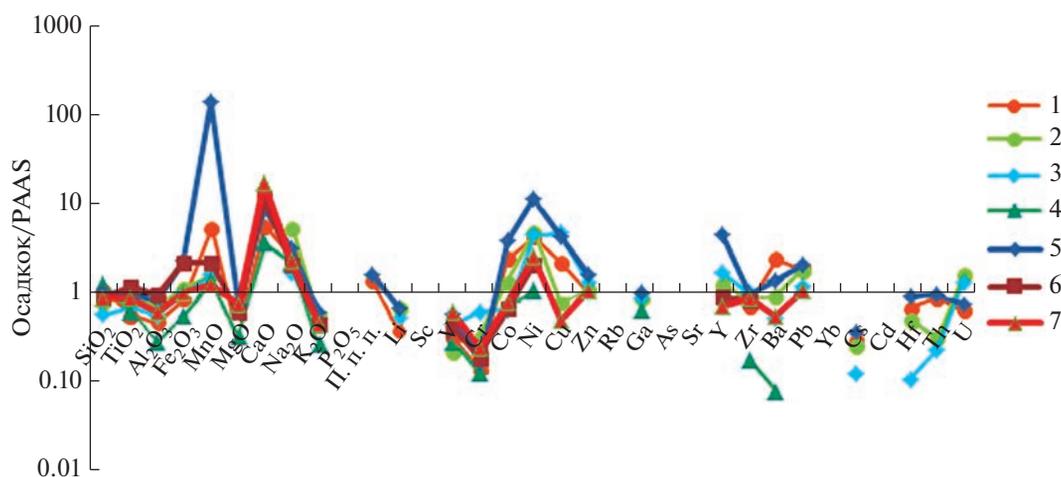


Рис. 2. Спайдер-диаграмма плейстоценовых осадков по отношению к PAAS.

1 – радиоляриево-диатомовые глины и илы; 2 – бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых глин и илов; 3 – бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых глин и илов; 4 – диатомовые глины и илы; 5 – пелагические глины; 6 – гемипелагические глины; 7 – терригенные турбидиты.

изоморфным замещением Са такими элементами с близкими ионными радиусами, как например Mg и Sr. С другой стороны, часть элементов может сорбироваться на поверхности рассматриваемых минералов [Хорн, 1972]. Общеизвестно, что сорбционная емкость этих минералов пренебрежимо мала по сравнению с оксигидроксидами Fe и Mn, взвешенным органическим веществом, глинистыми минералами, цеолитами, костным детритом. Поэтому в морской геологии и геохимии так распространен пересчет состава осадков на бескарбонатное вещество.

В то же время совершенно очевидны черты различия химических составов отличающихся по своей литологии плейстоценовых биогенных отложений Индийского океана. Если сравнить средний состав кокколито-фораминиферовых илов и глин, с одной стороны, и средний состав кокколитовых глин и илов, с другой (см. табл. 2), то выясняется практически одинаковая их карбонатность и несколько более высокое содержание литогенного вещества в кокколито-фораминиферовых глинах и илах. Естественно, что одни элементы сосредоточены преимущественно в карбонатной части осадка, а другие – в литогенной. Нормирование состава кокколито-фораминиферовых глин и илов по кокколито-фораминиферовым глинам и илам показало определенное их обогащение Cu (в наибольшей степени), Sr (среднее по величине); P, Rb, Zn, Sr, Y (наиболее слабое обогащение). Вероятно, обогащение Mg обусловлено относительно более высоким содержанием высокомагнезиального кальцита, поскольку эти илы обычно аккумулируются батиметрически выше кокколито-фораминиферовых осадков. Повышенное содержание P и Cu, скорее всего, связано с известной приуроченностью кокколи-

тово-фораминиферовых осадков к зонам развития несколько более высокой первичной продукции, чем существенно кокколито-фораминиферовых отложений, в эвфотическом слое водной толщи [Лисицын, 1978]. Причины обогащения другими указанными элементами пока не вполне очевидны.

Остальные компоненты, помимо вышеуказанных, обладают дефицитом содержания в кокколито-фораминиферовых глинах и илах по сравнению с кокколито-фораминиферовыми отложениями. Особенно большой дефицит (<0.5) наблюдается для Na_2O и Co.

Интересно, что содержание Mg в современных склерактиниевых кораллах и в раковинках планктонных фораминифер одного из районов Северной Атлантики практически одинаково [Демина, Галкин, 2013]. Отсюда следует, что, исходя из сравнения содержания MgO в кокколито-фораминиферовых осадках и в бентогенных карбонатных отложениях (см. табл. 2), примерно 0.8 содержания MgO в кокколито-фораминиферовых глинах и илах Индийского океана сосредоточены в карбонатной части, а 0.2 – в литогенной. Еще один важный вывод состоит в примерно одинаковом содержании MgO в плейстоценовых кокколито-фораминиферовых отложениях, планктонных фораминиферах и бентогенных карбонатах Индийского океана. Следовательно, скелетный материал кокколитов содержит заметно меньше магния, чем раковинки планктонных фораминифер. Кроме того, необходимо помнить, что часть MgO из бентогенных карбонатов является раннедиагенетической и принадлежит доломитизированным мшанковым биогермам шельфа Юго-Западной Австралии [Hobbs et al., 2019].

Отношение бескарбонатного вещества (бкв) кокколито-фораминиферовых глин и илов, а также бкв кокколито-фораминиферовых глин и илов к РААС (см. рис. 2) выявило терригенный характер обоих веществ. Определенная специфика состоит в слегка повышенном содержании Na_2O и Ni , и в пониженном — V , Cs , Th в бескарбонатном веществе кокколито-фораминиферовых глин и илов. В свою очередь, бескарбонатное вещество кокколито-фораминиферовых глин и илов отличается несколько повышенным содержанием Ni и Cu , а пониженным — Na_2O , Cs , Hf , Th .

При нормировании среднего состава диатомово-радиоляриевых осадков по диатомовым отложениям выяснилось заметное обогащение первых Mn , Ni , Co ; Zr и Ca . Менее выражено обогащение для Al и P . Выявленные тренды объясняются сочетанием большей роли литогенного вещества и большей первичной продукции в районах накопления диатомово-радиоляриевых осадков. Нормирование по РААС (см. рис. 2) подтверждает сделанные выводы и указывает на существенно терригенную природу океанических кремнистых осадков плейстоцена Индийского океана, в состав которых к терригенной матрице добавлено небольшое количество биогенного опада и гидрогенных форм элементов (например, Mn , Co , Ni). В диатомово-радиоляриевых отложениях в целом немного выше, чем в РААС, содержание MnO , CaO , Co , Cu , Ba . Диатомовые глины и илы по составу ближе к РААС, но обеднены Al_2O_3 , MgO , K_2O , Cr , Zr , Ba . Это обусловлено как более высоким содержанием биогенного SiO_2 , разбавляющего терригенные компоненты (см. табл. 2, отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), так и накоплением диатомовых осадков в менее продуктивной зоне Южного океана, чем диатомово-радиоляриевые отложения, аккумулировавшиеся в южно-тропической зоне повышенной первичной продукции.

Результаты применения методов математической статистики. Для корреляционного анализа были использованы компоненты химического состава (оксиды петрогенных элементов, а также V , Cr , Co , Ni , Zr , Ba) в тех типах отложений (пелагических глинах, гемипелагических глинах, терригенных турбидитах, кокколито-фораминиферовых глинах и илах, диатомовых глинах и илах, диатомово-радиоляриевых глинах и илах), которые полностью охарактеризованы этими компонентами.

В таблице 3 представлена получившаяся корреляционная матрица с коэффициентами Пирсона. В результате ее анализа выявлены следующие геохимические ассоциации и отдельные элементы: 1) SiO_2 ; 2) TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , Zr ; 3) MnO , K_2O , Co , Ni ; 4) CaO , P_2O_5 ; 5) Na_2O ; 6) Cr ; 7) Ba . Обращает на себя внимание вхождение K_2O в 2 ассоциации: с одной стороны, он коррелирует

с Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Zr ; а с другой — с MnO , V , Ni , Co . K_2O входит в состав терригенного материала в калиевых полевых шпатах и иллитах, а в пелагическом веществе — в состав аутигенных цеолитов [Мигдисов и др., 2001].

На основе табл. 1, 2 и, особенно, табл. 3 мы провели факторный анализ в разновидности главных компонент с варимаксным вращением. В результате были найдены три основных фактора, определяющих геохимию плейстоценовых отложений Индийского океана. Коэффициенты вариации равны: для первого фактора 59.977, второго фактора 27.859 и третьего фактора 11.821. Первый фактор, с нашей точки зрения, означает роль терригенного материала, второй — карбонатного и третий — гидрогенного.

Средневзвешенный химический состав

Как указывалось выше, при исследовании средневзвешенного химического состава умножается масса того или иного типа отложений на его среднеарифметический химический состав. По данным [Левитан, 2021], среди плейстоценовых отложений Индийского океана масса пелагических глин равна 192.6×10^{18} г, гемипелагических глин — 267.4×10^{18} г, терригенных турбидитов — 1029.5×10^{18} г, морских песков — 20.3×10^{18} г, морских диамиктитов — 2.9×10^{18} г, кокколито-фораминиферовых глин и илов — 365.4×10^{18} г, кокколито-фораминиферовых глин и илов — 213.1×10^{18} г, бентогенных и карбонатно-обломочных отложений — 72.3×10^{18} г, диатомовых глин и илов — 110.9×10^{18} г, радиоляриево-диатомовых глин и илов — 75.3×10^{18} г. Перемножение этих значений на средние арифметические содержания изученных элементов (см. табл. 1, 2) дает нам возможность построить табл. 4 и 5.

Учитывая очень низкие значения масс плейстоценовых морских песков и диамиктитов, эти отложения будут исключены из дальнейшего анализа масс элементов в плейстоцене Индийского океана. Это же относится и к тем компонентам бентогенных и карбонатно-обломочных отложений (см. табл. 5), для которых нет данных.

В целом в плейстоценовых отложениях Индийского океана содержится: 1036.65×10^{18} г SiO_2 , 13.92×10^{18} г TiO_2 , 287.49×10^{18} г Al_2O_3 , 137.69×10^{18} г Fe_2O_3 , 4.44×10^{18} г MnO , 62.56×10^{18} г MgO , 318.39×10^{18} г CaO , 33.61×10^{18} г Na_2O , 53.58×10^{18} г K_2O , 5.45×10^{18} г P_2O_5 .

Сложнее оценить ситуацию с потерями при прокаливании (п.п.п.). Учитывая приведенные в табл. 4 и 5 данные, можно полагать, что только за счет CO_2 карбонатов п.п.п. могут составлять примерно в 1.17 меньше, чем масса CaO , т.е. порядка

Таблица 3. Корреляционная матрица Пирсона

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V	Cr	Co	Ni	Zr	Ba
SiO ₂	1.00	0.39	0.19	0.26	0.25	-0.21	-0.96	0.41	0.36	-0.75	0.40	-0.78	0.44	0.19	-0.02	0.36
TiO ₂		1.00	0.94	0.88	0.35	0.64	-0.60	0.26	0.72	-0.37	0.69	-0.25	0.24	0.27	0.63	0.06
Al ₂ O ₃			1.00	0.96	0.46	0.70	-0.43	0.30	0.80	-0.12	0.61	-0.16	0.38	0.44	0.78	0.24
Fe ₂ O ₃				1.00	0.67	0.67	-0.46	0.35	0.85	0.00	0.62	-0.21	0.56	0.63	0.73	0.27
MnO					1.00	0.54	-0.28	0.51	0.76	0.36	0.53	-0.20	0.87	0.97	0.48	0.33
MgO						1.00	0.00	0.19	0.71	0.27	0.73	0.29	0.26	0.51	0.76	-0.10
CaO							1.00	-0.39	-0.53	0.77	-0.58	0.70	-0.46	-0.23	-0.23	-0.40
Na ₂ O								1.00	0.53	-0.18	0.18	-0.78	0.63	0.53	0.19	0.44
K ₂ O									1.00	-0.03	0.81	-0.24	0.78	0.80	0.87	0.54
P ₂ O ₅										1.00	-0.23	0.60	0.15	0.41	0.12	-0.08
V											1.00	-0.01	0.45	0.50	0.73	0.18
Cr												1.00	-0.43	-0.17	0.16	-0.40
Co													1.00	0.93	0.50	0.74
Ni														1.00	0.58	0.52
Zr															1.00	0.49
Ba																1.00

Примечание. Полужирным курсивом обозначены коэффициенты Пирсона, установленные с достоверностью 95%.

272.13×10^{18} г. Существенную величину достигают п.п.п. за счет H₂O. Только в пелагических глинах они, вероятно, могут быть равны 14.39×10^{18} г. П.п.п. в других типах осадков оценить трудно.

Если не учитывать морские пески и диамиктиты (вследствие их низкой массы) и бентогенные и карбонатно-обломочные отложения (вследствие их карбонатности, превышающей 92%), то можно оценить массы в различных типах плейстоценовых осадков таких редких элементов как V, Co, Ni, Cr, Zr, Y.

В целом в плейстоценовых отложениях Индийского океана содержится: 0.192×10^{18} г V, 0.054×10^{18} г Co, 0.159×10^{18} г Ni, 0.200×10^{18} г Cr, 0.251×10^{18} г Zr, 0.079×10^{18} г Y.

Все показанные в табл. 4 и 5 значения для остальных типов осадков пересчитаны на %, исходя из общей суммы для каждого компонента, равной 100%. При рассмотрении структур распределения масс компонентов в осадках (в %) намечается основной тренд, в рамках которого доминирующую роль играет распределение масс самих осадков. В то же время нельзя не отметить яркие исключения, связанные с особенностями содержания в осадках MnO и CaO. Более подробный анализ указывает на существование 8 групп распределения масс компонентов: 1) осадки, MgO, Na₂O, Zr, Ni; 2) SiO₂; 3) TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, V; 4) MnO; 5) CaO; 6) P₂O₅; 7) Co, Y; 8) Cr (рис. 3).

В группе 1 очевидно, что MgO находится и в литогенной, и в карбонатной части осадков. В группе 2 обращает на себя внимание большее про-

центное содержание масс кремнезема в кремнистых осадках, чем в карбонатных, хотя соотношения масс этих осадков противоположные. Можно предположить, что индивидуальная позиция SiO₂ обусловлена его присутствием в таком разнородном материале как в кварце, биогенном опале и в алюмосиликатах различного генезиса. Не исключено, что индивидуальная позиция Na₂O в какой-то степени обусловлена разной степенью отмытости образцов от морской соли при анализе. Группа 3 характеризуется типичным распределением литогенного вещества. В группе 4 очень ярко проявлено обогащение именно пелагических глин, скорее всего, за счет максимального высоких содержания в них гидрогенных оксигидроксидов Mn. В этом плане к группе 4 примыкает и группа 7, в которой тоже на первом месте располагаются пелагические глины (за счет обогащения Y костных остатков рыб), а на втором – терригенные турбидиты. Распределение масс CaO (группа 5) характеризует особенности биогенного карбонатонакопления и здесь дополнительно можно обратить внимание на высокие массы в бентогенных и карбонатно-обломочных отложениях.

Массы P₂O₅ (группа 6) распределены сложным образом: если наибольшее процентное содержание в терригенных турбидитах определено обусловлено массой самих турбидитов, то близкие к турбидитам процентные содержания в планктонных карбонатных осадках обусловлены, напротив, наиболее высоким содержанием P₂O₅ в этих осадках. Большие процентные содержания в глинистых осадках, чем в кремнистых, вызваны,

Таблица 4. Средневзвешенные содержания химических элементов в плейстоценовых литогенных отложениях Индийского океана (в 10^{18} г)

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	114.67	136.94	518.04	Н.о.	–
TiO ₂	1.50	1.93	7.41	–	Н.о.
Al ₂ O ₃	31.22	41.15	148.15	Н.о.	–
Fe ₂ O ₃	14.46	20.62	70.52	–	0.28
MnO	2.06	0.48	1.03	0.09	0.002
MgO	4.72	7.33	33.36	Н.о.	–
CaO	1.69	13.48	77.93	–	–
Na ₂ O	2.50	3.74	15.85	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	4.35	7.08	28.11	Н.о.	–
P ₂ O ₅	0.52	0.48	1.54	Н.о.	Н.о.
П.п.п.	14.39	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	0.010	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sc	0.004	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
V	0.022	0.020	0.12	0.0005	0.0002
Cr	0.013	0.020	0.099	0.001	Н.о.
Co	0.017	0.004	0.019	0.0002	Н.о.
Ni	0.047	0.012	0.057	0.0001	0.0001
Cu	0.055	–	0.034	Н.о.	0.0001
Zn	0.027	–	0.094	Н.о.	Н.о.
Rb	0.013	Н.о.	0.15	Н.о.	Н.о.
Ga	0.004	Н.о.	Н.о.	0.0002	Н.о.
As	0.002	Н.о.	0.004	Н.о.	Н.о.
Sr	0.026	–	0.22	Н.о.	Н.о.
Y	0.026	0.007	0.023	0.0005	Н.о.
Zr	0.027	0.033	0.13	0.004	Н.о.
Ba	0.24	–	0.50	Н.о.	Н.о.
Pb	0.007	–	0.021	Н.о.	Н.о.
Mo	0.0006	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cs	0.001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cd	0.0004	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Hf	0.0008	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Th	0.003	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
U	0.0005	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ta	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sb	0.0002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; 1–5 – типы отложений: 1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – терригенные турбидиты, 4 – морские пески, 5 – морские диамиктиты; П.п.п. – потери при прокаливании.

Таблица 5. Средневзвешенные содержания химических элементов в плейстоценовых биогенных отложениях Индийского океана (в 10^{18} г)

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	95.55	42.11	Н.о.	80.96	48.38
TiO ₂	1.46	0.72	Н.о.	0.55	0.35
Al ₂ O ₃	34.68	16.66	Н.о.	7.43	8.20
Fe ₂ O ₃	15.38	8.35	0.02	4.06	4.28
MnO	0.26	0.17	0.002	0.12	0.32
MgO	8.26	4.88	1.34	1.57	1.10
CaO	113.16	70.94	37.50	1.81	1.88
Na ₂ O	7.16	1.43	Н.о.	1.63	1.30
K ₂ O	6.65	3.60	Н.о.	1.77	2.02
P ₂ O ₅	1.50	1.15	Н.о.	0.12	0.14
П.п.п.	111.41	81.92	Н.о.	Н.о.	6.10
Li	0.011	0.005	Н.о.	Н.о.	0.002
Sc	0.003	0.0003	Н.о.	Н.о.	0.001
V	0.008	0.011	–	0.006	0.005
Cr	0.027	0.031	Н.о.	0.006	0.004
Co	0.006	0.002	–	0.002	0.004
Ni	0.021	0.012	–	0.003	0.007
Cu	0.011	0.039	Н.о.	Н.о.	0.011
Zn	0.019	0.015	Н.о.	Н.о.	0.007
Rb	0.009	0.010	Н.о.	Н.о.	0.005
Ga	0.004	0.002	–	0.001	0.002
As	0.002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0004
Sr	0.53	0.40	0.20	Н.о.	0.01
Y	0.008	0.007	–	0.003	0.005
Zr	0.026	0.019	–	0.008	0.008
Ba	0.17	0.06	Н.о.	Н.о.	0.16
Pb	0.007	0.003	Н.о.	Н.о.	0.003
Mo	–	–	Н.о.	Н.о.	0.0002
Cs	0.0007	0.0002	Н.о.	Н.о.	0.0003
Cd	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0002
Hf	0.0004	0.0001	Н.о.	Н.о.	0.0002
Th	0.001	0.0005	Н.о.	Н.о.	0.001
U	0.001	0.0006	Н.о.	Н.о.	0.0002
Sb	–	–	Н.о.	Н.о.	0.0001

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньшее 7; 1–5 – типы отложений: 1 – кокколитовые глины и илы, 2 – кокколитово-фораминиферовые глины и илы, 3 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения, 4 – диатомовые глины и илы, 5 – радиоляриево-диатомовые глины и илы; П.п.п. – потери при прокаливании.

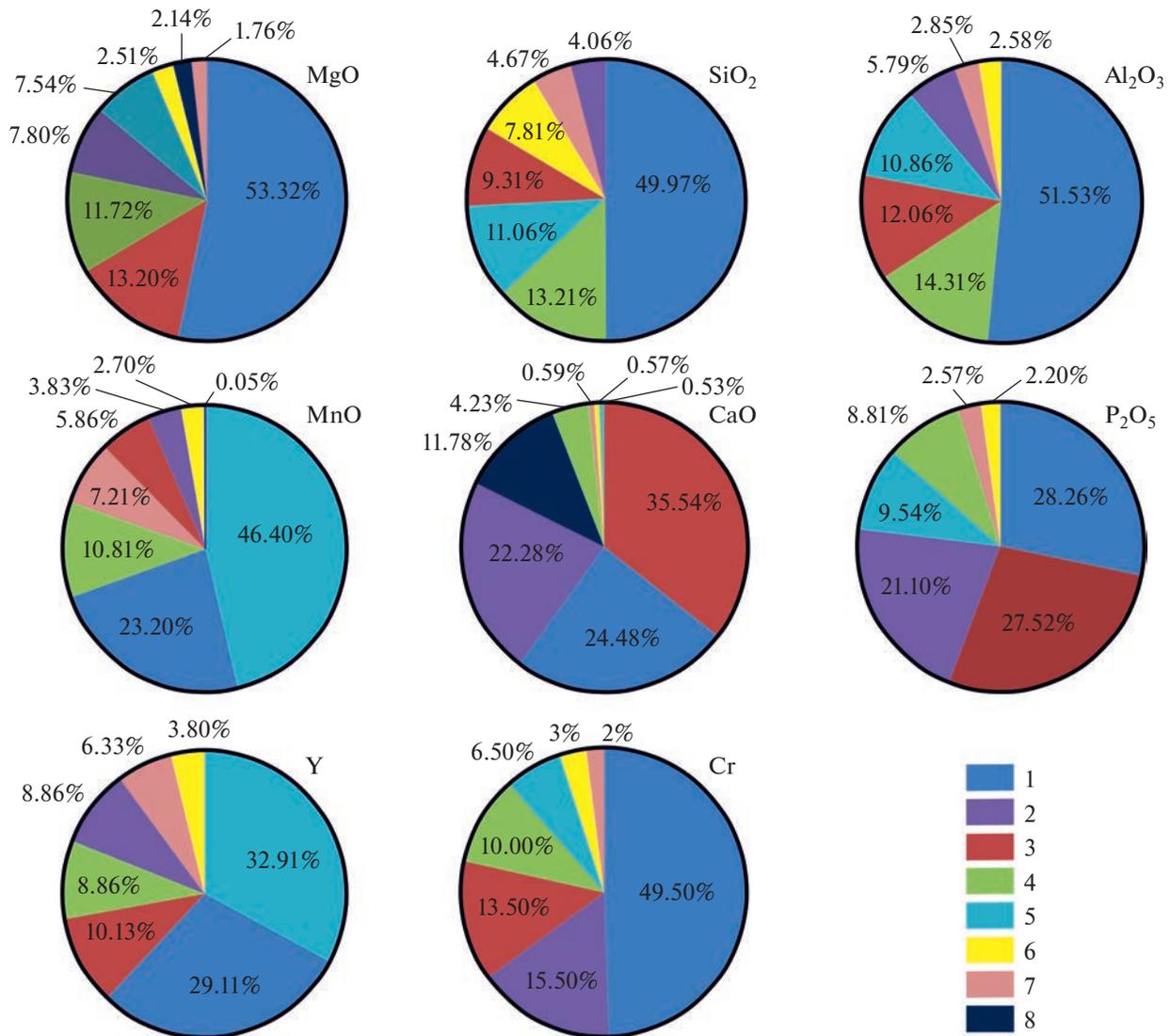


Рис. 3. Распределение масс некоторых химических компонентов (в %) в типах плейстоценовых отложений. 1 – терригенные турбидиты; 2 – кокколито-фораминиферовые глины и илы; 3 – кокколитовые глины и илы; 4 – гемипелагические глины; 5 – пелагические глины; 6 – диатомовые глины и илы; 7 – радиоляриево-диатомовые глины и илы; 8 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения.

прежде всего, бóльшими массами самих осадков, хотя нельзя и пройти мимо весьма низких содержаний фосфора в кремнистых осадках плейстоцена Индийского океана.

Распределение масс Cr (группа 8) близко напоминает распределение масс P₂O₅ с той лишь разницей, что на втором месте после терригенных турбидитов находятся не кокколитовые глины и илы, а кокколито-фораминиферовые глины и илы. Возможно, как предположили авторы статьи [Мигдисов и др., 2001], обогащение Cr этих осадков обусловлено привносом данного элемента с тех же подводных поднятий за счет размыва обнажающихся пород основного и ультраосновного состава, обогащенных Cr.

Средние скорости накопления химических элементов

Этот параметр необходим для сравнительных анализов плейстоценовых отложений Индийского океана как с другими океанами внутри плейстоценового стратона, так и с отложениями иных стратиграфических подразделений внутри осадочного чехла Мирового океана. Поскольку для нашей базы данных был выбран именно плейстоцен, продолжительность которого по “старой” шкале [Gradstein et al., 2004] равна 1.79 млн лет, то данные в нижеследующих табл. 6 и 7 получаются при делении соответствующих значений табл. 4 и 5 на 1.79 млн лет.

Таблица 6. Средние скорости накопления химических элементов в плейстоценовых литогенных отложениях Индийского океана (в 10^{18} г/млн лет)

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	64.06	76.50	289.41	Н.о.	–
TiO ₂	0.84	1.08	4.14	–	Н.о.
Al ₂ O ₃	17.44	22.99	82.77	Н.о.	–
Fe ₂ O ₃	8.08	11.52	39.40	–	0.16
MnO	1.15	0.27	0.58	0.05	0.001
MgO	2.64	4.09	18.64	Н.о.	–
CaO	0.94	7.53	43.54	–	–
Na ₂ O	1.40	2.09	8.85	Н.о.	Н.о.
K ₂ O	2.43	3.96	15.70	Н.о.	–
P ₂ O ₅	0.29	0.27	0.86	Н.о.	Н.о.
П.п.п.	8.04	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Li	0.006	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sc	0.002	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
V	0.012	0.011	0.070	0.0003	0.0001
Cr	0.007	0.011	0.055	0.0006	Н.о.
Co	0.009	0.002	0.011	0.0001	Н.о.
Ni	0.026	0.012	0.032	0.00006	0.0001
Cu	0.031	–	0.019	Н.о.	0.0001
Zn	0.015	–	0.053	Н.о.	Н.о.
Rb	0.007	Н.о.	0.084	Н.о.	Н.о.
Ga	0.002	Н.о.	Н.о.	0.0001	Н.о.
As	0.001	Н.о.	0.002	Н.о.	Н.о.
Sr	0.015	–	0.123	Н.о.	Н.о.
Y	0.015	0.004	0.013	0.0003	Н.о.
Zr	0.015	0.018	0.073	0.002	Н.о.
Ba	0.13	–	0.28	Н.о.	Н.о.
Pb	0.004	–	0.012	Н.о.	Н.о.
Mo	0.0003	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cs	0.0006	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Cd	0.0002	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Hf	0.0004	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Th	0.002	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
U	0.0003	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ta	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Sb	0.0001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньше 7; 1–5 – типы отложений: 1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – терригенные турбидиты; 4 – морские пески, 5 – морские диамиктиты; П.п.п. – потери при прокаливании.

Таблица 7. Средние скорости накопления химических элементов в плейстоценовых биогенных отложениях Индийского океана (в 10^{18} г/млн лет)

Компонент	Типы отложений				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	53.38	23.53	Н.о.	45.23	27.03
TiO ₂	0.82	0.40	Н.о.	0.31	0.20
Al ₂ O ₃	19.37	9.31	Н.о.	4.15	4.58
Fe ₂ O ₃	8.59	4.66	0.01	2.27	2.39
MnO	0.15	0.095	0.001	0.067	0.18
MgO	4.61	2.73	0.75	0.88	0.61
CaO	63.22	39.63	20.95	1.01	1.05
Na ₂ O	4.00	0.80	Н.о.	0.91	0.73
K ₂ O	3.72	2.01	Н.о.	0.99	1.13
P ₂ O ₅	0.84	0.64	Н.о.	0.07	0.08
П.п.п.	62.24	45.77	Н.о.	Н.о.	3.41
Li	0.006	0.003	Н.о.	Н.о.	0.001
Sc	0.002	0.0002	Н.о.	Н.о.	0.0006
V	0.004	0.006	–	0.003	0.003
Cr	0.015	0.017	Н.о.	0.003	0.002
Co	0.003	0.001	–	0.001	0.002
Ni	0.012	0.007	–	0.002	0.004
Cu	0.006	0.022	Н.о.	Н.о.	0.006
Zn	0.011	0.008	Н.о.	Н.о.	0.004
Rb	0.005	0.006	Н.о.	Н.о.	0.003
Ga	0.002	0.001	–	0.0006	0.001
As	0.001	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0002
Sr	0.30	0.22	0.11	Н.о.	0.006
Y	0.004	0.004	–	0.002	0.003
Zr	0.015	0.011	–	0.004	0.005
Ba	0.09	0.03	Н.о.	Н.о.	0.09
Pb	0.004	0.002	Н.о.	Н.о.	0.002
Cs	0.0004	0.0001	Н.о.	Н.о.	0.0002
Cd	–	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.0001
Hf	0.0002	0.00006	Н.о.	Н.о.	0.0001
Th	0.0006	0.0003	Н.о.	Н.о.	0.0006
U	0.0006	0.0003	Н.о.	Н.о.	0.0001
Mo	–	–	Н.о.	Н.о.	0.0001
Sb	–	–	Н.о.	Н.о.	0.0001

Примечания. Н.о. – не определялся; тире – число проб, меньшее 7; 1–5 – типы отложений: 1 – кокколито-вые глины и илы, 2 – кокколито-фораминиферовые глины и илы, 3 – бентогенные и карбонатно-обломочные отложения, 4 – диатомовые глины и илы, 5 – радиоляриево-диатомовые глины и илы; П.п.п. – потери при прокаливании.

Таблица 8. Средневзвешенные абсолютные массы петрогенных компонентов химического состава (в г/см² × тыс. лет) основных типов плейстоценовых отложений Индийского океана

Компонент	Типы отложений							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0.33	1.15	4.34	0.30	0.09	Н.о.	0.27	0.60
TiO ₂	0.004	0.02	0.06	0.005	0.002	Н.о.	0.002	0.004
Al ₂ O ₃	0.09	0.35	1.24	0.11	0.04	Н.о.	0.02	0.10
Fe ₂ O ₃	0.04	0.17	0.59	0.05	0.02	0.0001	0.01	0.05
MnO	0.006	0.004	0.009	0.001	0.0004	0.000005	0.0004	0.004
MgO	0.01	0.06	0.28	0.03	0.01	0.01	0.005	0.01
CaO	0.005	0.11	0.65	0.36	0.16	0.29	0.006	0.02
Na ₂ O	0.007	0.03	0.13	0.02	0.003	Н.о.	0.005	0.02
K ₂ O	0.01	0.06	0.24	0.02	0.008	Н.о.	0.006	0.02
P ₂ O ₅	0.001	0.004	0.013	0.005	0.003	Н.о.	0.0004	0.002

Примечания. Н.о. – не определялся; 1–8 – типы отложений: 1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – терригенные турбидиты, 4 – кокколитовые глины и илы, 5 – кокколитово–фораминиферовые глины и илы, 6 – бентогенные и карбонатно–обломочные отложения, 7 – диатомовые глины и илы, 8 – радиоляриево–диатомовые глины и илы.

Естественно, что структура табл. 6 и 7 точно повторяет структуру табл. 4 и 5, поэтому ниже отдельные описания табл. 6 и 7 не даются.

Абсолютные массы элементов

Данные табл. 8 получены или делением скоростей накопления (см. табл. 5, 6) на площади распространения анализируемых типов плейстоценовых отложений, приведенные в работе [Левитан, 2021], или умножением процентных содержаний оксидов петрогенных элементов на абсолютные массы соответствующих типов отложений, взятых из работы [Левитан, 2021]. Затем эти данные были трансформированы в % тем же способом, что и при изучении средневзвешенного химического состава (рис. 4).

Анализ табл. 8 показал, что для большинства абсолютных масс петрогенных компонентов (TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Na₂O, K₂O) существует практически одинаковый ряд убывания: терригенные турбидиты, гемипелагические глины, кокколитовые глины и илы, радиоляриево–диатомовые глины и илы, а за ними – остальные отложения (см. рис. 4). К этому ряду тяготеет и распределение абсолютных масс SiO₂, в котором радиоляриево–диатомовые глины и илы опередили по своей величине кокколитовые глины и илы за счет повышенного содержания биогенного опада. Таким же исключением является распределение абсолютных масс P₂O₅, в котором поменя-

лись местами кокколитовые глины и илы, с одной стороны, и гемипелагические глины, с другой, что вызвано большим содержанием оксида фосфора в кокколитовых глинах и илах.

Однако распределение двух компонентов – MnO и CaO – явно выбивается из общего правила (см. рис. 4). В первом случае после терригенных турбидитов на второе место вышли пелагические глины. Во втором случае после терригенных турбидитов располагаются абсолютные массы кокколитовых глин и илов, бентогенных и карбонатно–обломочных отложений, кокколитово–фораминиферовых глин и илов, гемипелагических глин, кремнистых осадков и пелагических глин. Ситуация с MnO, естественно, объясняется его ролью в гидрогенной седиментации и окислительном диагенезе.

Особенности карбонатной седиментации очень сильно отличаются от особенностей седиментации литогенных компонентов [Левитан, 2021]. Необходимо иметь в виду общепринятую точку зрения, что литогенные компоненты практически не растворяются в водной толще. В то же время карбонаты подвергаются растворению на самых разных уровнях этой толще, а для биогенного кремнезема принято считать, что порядка 30% от его продукции в фотическом слое растворяются, в основном, на поверхности дна до захоронения под более молодыми осадками [Ragueneau et al., 2000]. Таким образом, абсолютные массы

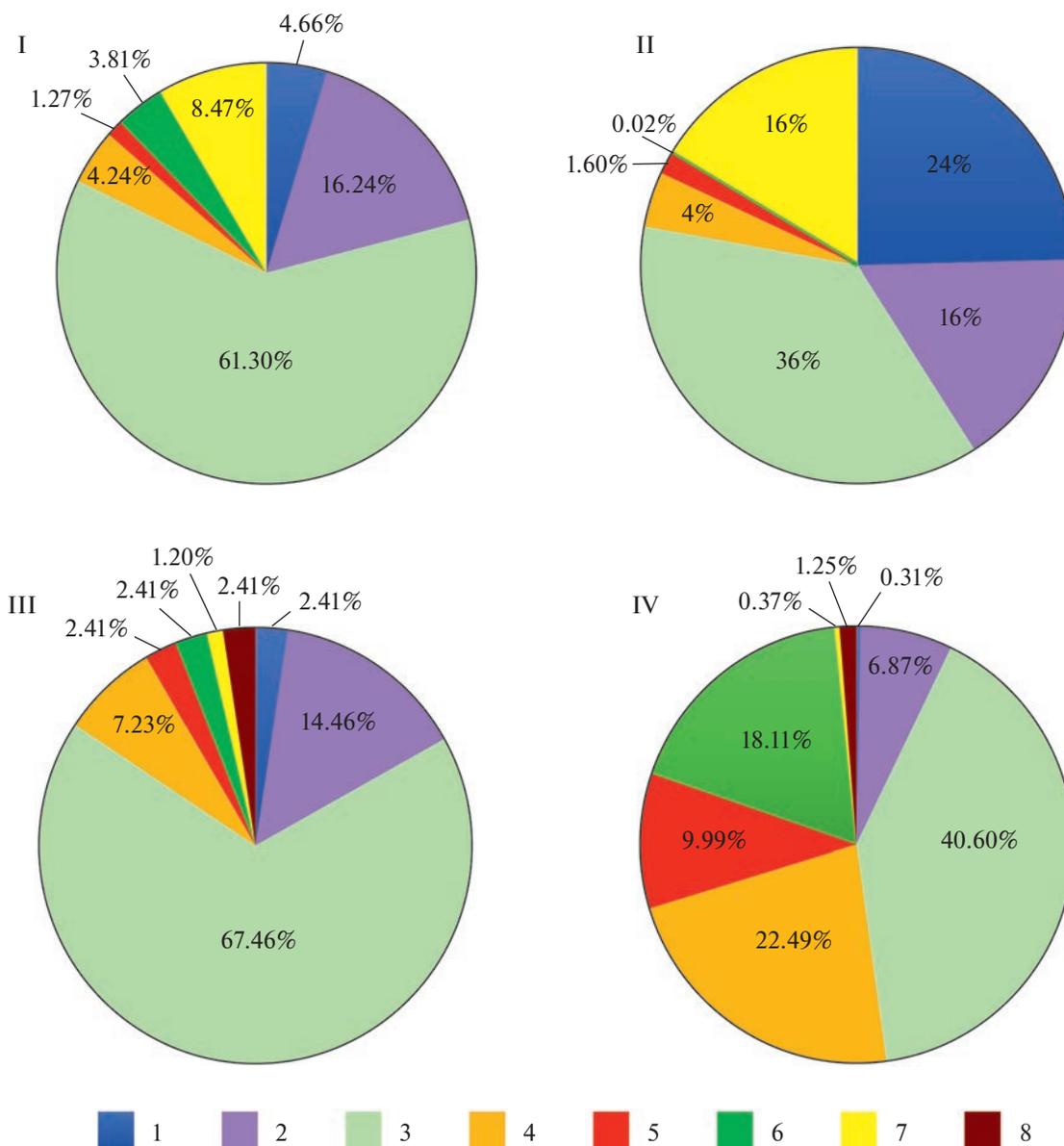


Рис. 4. Распределение абсолютных масс петрогенных компонентов химического состава (в %) в типах плейстоценовых отложений Индийского океана.

I–IV – компоненты: I – SiO₂, II – MnO, III – MgO, IV – CaO.

1–8 – типы отложений: 1 – пелагические глины, 2 – гемипелагические глины, 3 – терригенные турбидиты, 4 – кокколитовые глины и илы, 5 – кокколитово–фораминиферовые глины и илы, 6 – бентогенные и карбонатно–обломочные отложения; 7 – диатомовые глины и илы, 8 – радиоляриево–диатомовые глины и илы.

основных биогенных компонентов являются не первичными, а остаточными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная цель статьи состояла в вычислении серии эталонных количественных параметров химического состава плейстоценовых отложений Индийского океана. Имелись в виду такие параметры как средневзвешенный химический состав выбранных типов осадков, их скорости накопле-

ния и абсолютные массы. Для этого сначала необходимо было решить две задачи: 1) составить соответствующую базу данных и 2) найти средний арифметический химический состав типов осадков.

Мы оперировали данными по плейстоцену Индийского океана, основанными на проведенном литолого–фациальном картировании более 87% площади дна этого океана (без учета морей). На этой основе был рассчитан средневзвешенный литологический состав плейстоценовых отложений [Левитан, 2021].

В базу данных вошли химические анализы более 2000 образцов из отчетов глубоководного бурения и из других литературных источников, основанные на 25000 элементоопределений. Учитывая обзорный характер данной работы, описания химико-аналитических процедур не проводились. Все химические анализы были привязаны к основным группам отложений плейстоцена Индийского океана: 1) пелагическим глинам; 2) гемипелагическим глинам; 3) терригенным турбидитам; 4) морским пескам; 5) морским диамиктитам; 6) кокколитовым глинам и илам; 7) кокколито-фораминиферовым глинам и илам; 8) бентогенным карбонатам и карбонатно-обломочным отложениям; 9) диатомовым глинам и илам; 10) радиоляриево-диатомовым глинам и илам. Менее распространенные осадки (эдафогенные и металлоносные отложения, прослой вулканического пепла и т.д.) не рассматривались.

Полученные данные по среднему арифметическому химическому составу были пронормированы на химический состав PAAS (Постархейских австралийских глинистых сланцев). В результате было установлено, что в основе бескарбонатных отложений и бескарбонатного вещества планктоногенных осадков лежит терригенная кластика. Сравнение химического состава обломочных отложений с составом верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2003] выявил регионально-геологические особенности областей сноса, дополненные небольшим влиянием автохтонных океанических компонентов. Методы факторного анализа показали существование трех основных факторов, определяющих состав плейстоценовых отложений Индийского океана. Первый фактор (коэффициент вариации равен 59.977%) связан с терригенным веществом, второй фактор (коэффициент вариации 27.859%) – с карбонатным материалом, а третий (коэффициент вариации 11.821%) – с гидрогенным веществом.

Расчет средневзвешенного химического состава выявил 8 групп характеров распределения химических компонентов в выделенных типах отложений. Удалось определить, что в целом в них содержится минимум 1036.65×10^{18} г SiO_2 , 13.92×10^{18} г TiO_2 , 287.49×10^{18} г Al_2O_3 , 137.69×10^{18} г Fe_2O_3 , 4.44×10^{18} г MnO , 62.56×10^{18} г MgO , 318.39×10^{18} г CaO , 33.61×10^{18} г Na_2O , 53.58×10^{18} г K_2O , 5.45×10^{18} г P_2O_5 . По редким элементам получились такие массы: 0.192×10^{18} г V, 0.054×10^{18} г Co, 0.159×10^{18} г Ni, 0.200×10^{18} г Cr, 0.251×10^{18} г Zr, 0.079×10^{18} г Y.

По характеру распределения абсолютных масс петрогенных компонентов в основных типах отложений выявлены 4 главные группы: SiO_2 , MnO , MgO , CaO . Эти особенности обусловлены сочетанием ряда факторов: массами осадков и скоро-

стями их накопления, площадью распространения, их средним химическим составом, особенностями геохимического поведения и формами химических элементов и т.д.

Мы не собирались описывать сложную систему геохимии плейстоценовых отложений Индийского океана. Перед нами стояла существенно более простая задача: рассчитать набор параметров, характеризующих в качественном и количественном виде химический состав этих отложений, для того, чтобы в дальнейшем их можно было бы использовать в целях сравнительного анализа с аналогичными параметрами для других океанических отложений в рамках плейстоценового стратона в Мировом океане. При этом возможны не только пространственные, но и возрастные сопоставления, например, с континентами, осадками палеоокеанов и т.д.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Ю.А. Костицыну и Т.Г. Кузьминой за консультации по ряду аспектов статьи. Мы признательны О.В. Тумской за помощь в составлении базы данных.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием для Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А и др.* Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 5. С. 105–108.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Классификация осадков современных морских водоемов // Тр. ИО АН СССР. 1960. Т. 32. С. 3–14.
- Безруков П.Л., Лисицын А.П.* Карта поверхностного слоя донных осадков // Международный геолого-геофизический атлас Индийского океана / Отв. ред. Г.Б. Удинцев. М.: ГУГК СССР, 1974. С. 135–136.
- Демина Л.Л., Галкин С.В.* Биогеохимия микроэлементов в глубоководных гидротермальных экосистемах. М.: ГЕОС, 2013. 256 с.
- Левитан М.А.* Плейстоценовые отложения Мирового океана. М.: РАН, 2021. 408 с.
- Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. Количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Лисицын А.П., Гордеев В.В., Богданов Ю.А.* Геохимия металлоносных осадков Индийского океана // Металлоносные осадки Индийского океана / Отв. ред. А.П. Лисицын, Е.Г. Гурвич. М.: Наука, 1987. С. 100–127.

- Лукашин В.Н. Геохимия микроэлементов в процессах осадкообразования в Индийском океане. М.: Наука, 1981. 184 с.
- Лукашин В.Н., Левитан М.А., Тихомиров В.Н. Геохимическое поле донных осадков и его аномалии // Геохимия и геология базальтов рифта Таджура (Аденский залив) / Отв. ред. Л.В. Таусон. М.: Наука, 1989. С. 176–202.
- Мигдисов А.А., Бреданова Н.А., Гурин Ю.П., Щербаков В.С. Химический состав пелагических осадков экваториальной зоны восточной части Индийского океана // Важнейшие результаты Российско-Индийского сотрудничества в области океанографии по проекту “Трансиндоокеанский геотраверз” / Ред. В.С. Щербаков, В.Н. Живаго. М.: ГлавНИЦ, 2001. С. 203–269.
- Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода) // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1949. Т. 3. 136 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 183 с.
- Свальнов В.Н. Четвертичное осадкообразование в восточной части Индийского океана. М.: Наука, 1983. 192 с.
- Свальнов В.Н. Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 254 с.
- Страхов Н.М. Две схемы распределения терригенного материала между периферией и пелагиалью океана // Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979а. С. 52–68.
- Страхов Н.М. Механизм распределения и накопления элементов железо-марганцевой группы // Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979б. С. 131–171.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Хорн Р. Морская химия. М.: Мир, 1972. 400 с.
- Cook P.J. Geochemistry and diagenesis of interstitial fluids and associated calcareous oozes, Deep Sea Drilling Project, Leg 27, site 262, Timor Trough // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 27 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1975a. P. 463–480.
- Cook P.J. Major and trace element geochemistry of sediments from Deep Sea Drilling Project, Leg 27, site 259–263, Eastern Indian Ocean // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 27 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1975b. P. 481–497.
- Cranston R.E. Higher resolution geochemical data, leg 119 / J. Barron, B. Larsen et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 119. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. P. 903–931.
- Crowley S.F., Stow D.A.V., Bouquillon A., Tierselin J.J. Major element geochemistry and clay mineralogy and their relationship to facies discrimination in distal Bengal Fan / J.R. Cochran, D.A.V. Stow et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 116. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 1–14.
- Donnelly T.W. Chemical composition of deep sea sediments – sites 9 through 425, Legs 2 through 54, Deep Sea Drilling Project // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 54 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1980. P. 899–949.
- Emmanuel L., Robin C., Renard M. Data report: trace element geochemistry of Cenozoic cool-water carbonates, Sites 1126–1132, Great Australian Bight / A.C. Hine, D.A. Feary, M.J. Malone // Proc. ODP, Sci. Results, V. 182. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2002. P. 1–24.
- Fagel N., André L., Debrabant P. Multiple seawater derived geochemical signatures in Indian oceanic pelagic clays // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 989–1008.
- Fleet A.J., Kempe D.R.C. Preliminary geochemical studies of the sediments from DSDP Leg 26, Southern Indian Ocean // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 26 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1974. P. 541–551.
- Frakes L.A. Geochemistry of Ross Sea diamicts // Proc. DSDP, Init. Repts, V. 27 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1975. P. 789–794.
- Gallagher S.J., Fulthorpe C.S., Bogus K.A. et al. Proc. IODP, V. 356. College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2017.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.
- Hobbs R.W., Huber B.T., Bogus K.A. et al. Proc. IODP, V. 369: Australian Cretaceous climate and tectonics. College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2019.
- <https://habr.com/ru/post/339798>
- Jarrard R.D., Lyle M. High-resolution geochemical variations at sites 723, 728, and 731: a comparison of X-ray fluorescence and geochemical logs / W.L. Prell, N. Niitsuma et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 117. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. P. 473–498.
- Liu Y.-C., Schmitt R.A. Cerium anomalies in western Indian Ocean Cenozoic carbonates, leg 115 / R.A. Duncan, J. Backman, L.C. Peterson et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 115. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 709–714.
- Malone M.J., Baker P.A., Burns S.J., Swart P.K. Geochemistry of periplatform carbonate sediments, leg 115, site 716 (Maldives Archipelago, Indian Ocean) / R.A. Duncan, J. Backman, L.C. Peterson et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 115. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 647–659.
- Marchig V., Vallier T.L. Geochemical studies of sediment and interstitial water, sites 248 and 249, leg 25, Deep Sea Drilling Project // Proc. DSDP, Init. Repts. V. 25 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1974. P. 405–415.
- Pattan J.N., Jauhari P. Major, trace and rare-earth elements in the sediments of the Central Indian Ocean Basin: Their source and distribution // Mar. Georesour. Geotechnol. 2001. V. 19. P. 85–106.
- Pattan J.N., Rao Ch.M., Higgs N.C., Colley S., Parthiban G. Distribution of major, trace and rare-earth elements in surface sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean // Chem. Geol. 1995. V. 121. P. 201–215.
- Pimm A.C. Mineralization and trace element variation in deep-sea pelagic sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean // Proc. DSDP, Init. Repts. V. 22 (U.S. Government Print. Off., Washington DC). 1974. P. 469–476.
- Plank T., Ludden J.N. Geochemistry of sediments in the Argo Abyssal Plane at Site 765: a continental margin reference section for sediment recycling in subduction zones /

F.M. Gradstein, J.N. Ludden et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 122. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1992. P. 167–189.

Ragueneau O., Tréguer P., Leynaert A., Anderson R.F., Brzezinski M.A., DeMaster D.J., Dugdale R.C., Dymond J., Marten-Jézéquel V., Nelson D.M., Quéquiner B. Review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy // Global and Planetary Change. 2000. V. 26. P. 317–365.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 1–64.

Schnetger B., Brumsack H.-J., Schale H., Hinrichs J., Dittert L. Geochemical characteristics of deep-sea sediments from the Arabian Sea: a high-resolution study // Deep-Sea Res. II. 2000. V. 7. P. 2735–2768.

Shimmield G.B., Mowbray S.R. The inorganic geochemical record of the northwest Arabian Sea: a history of productivity variation over the last 400 k.y. from sites 722 and 724 // W.L. Prell, N. Niitsuma et al. // Proc. ODP, Sci. Res. V. 117. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1991. P. 409–429.

Taylor S.R., McLennan S.M. Planetary crusts: their composition, origin and evolution. Cambridge: University Press, 2009. 378 p.

Wijayananda N.P., Cronan D. The geochemistry and mineralogy of marine sediments from the eastern Indian Ocean // Mar. Geol. 1994. V. 117. P. 275–285.

Yasukawa K., Nakamura K., Fujinaga K., Machida S., Ohta J., Takaya Y., Kato Y. Rare-earth, major and trace element geochemistry of deep-sea sediments in the Indian Ocean: implications for the potential distribution of REY-rich mud in the Indian Ocean // Geochem. J. 2015. V. 49. P. 621–635.

Chemical Composition of the Indian Ocean Pleistocene Sediments

M. A. Levitan¹ *, T. A. Antonova¹, L. G. Domaratskaya¹, A. V. Koltsova¹, K. V. Syromyatnikov¹

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Kosygina str., 19, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: m-levitan@mail.ru

Geochemical review of Pleistocene sediments from the Indian Ocean has been performed based on reports of deep-sea drilling cruises and other literature references. We created the data base including more than 2000 chemical analyses of sediment samples. As result we compiled a number of tables concerning the mean arithmetic composition of lithogenic and biogenic sediments. All data have been normalized on PAAS (PostArchean Australasian shales). We revealed the dominant role of terrigenous clastics in formation of chemical composition of noncarbonate sediments and noncarbonated matter of planktic carbonates as well. Main geochemical associations have been established together with three main factors determining sediment composition: terrigenous, carbonate and hydrogenous. We managed to calculate meanweighted chemical composition, accumulation rates of elements in the studied sediments and their mass accumulation rates. All these parameters of the chemical composition can be used later for comparative analysis with analog parameters from other ocean sediments within frames of Pleistocene straton in the World Ocean.

Keywords: Pleistocene, Indian Ocean, bottom sediments, data base, geochemistry.

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-

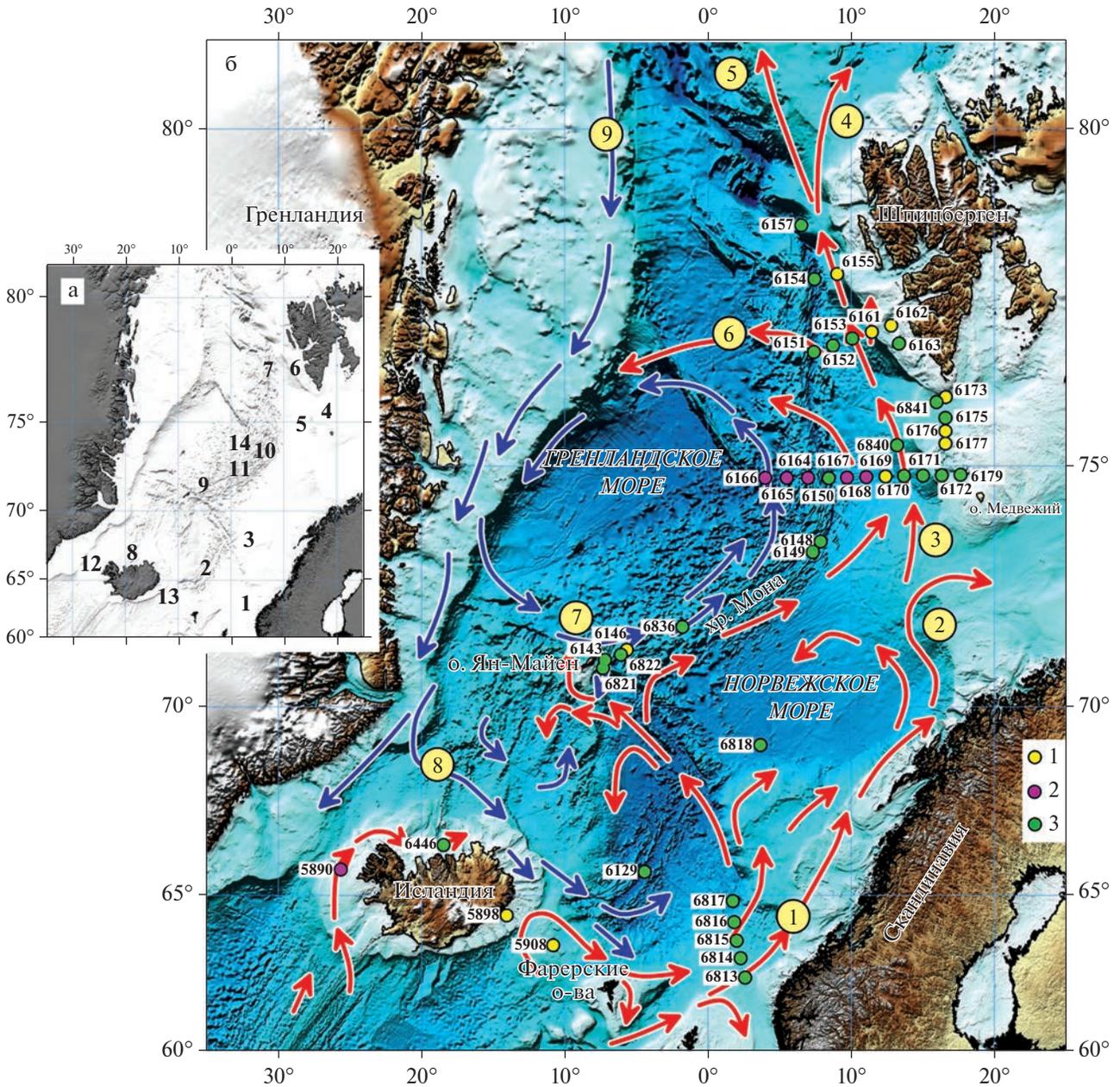


Рис. 1. Обзорная схема Северной Атлантики (а), поверхностные течения, по [Blindheim, Rey, 2004; Slubowska-Woldengen et al., 2008] и положение проб поверхностных донных осадков, отобранных в 71-м, 75-м, 77-м и 80-м рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” (б).

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-Майнское 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 глубинами (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. Желунцов 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 Занадно-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 теплопроводными 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 алюмосиликостластические 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].

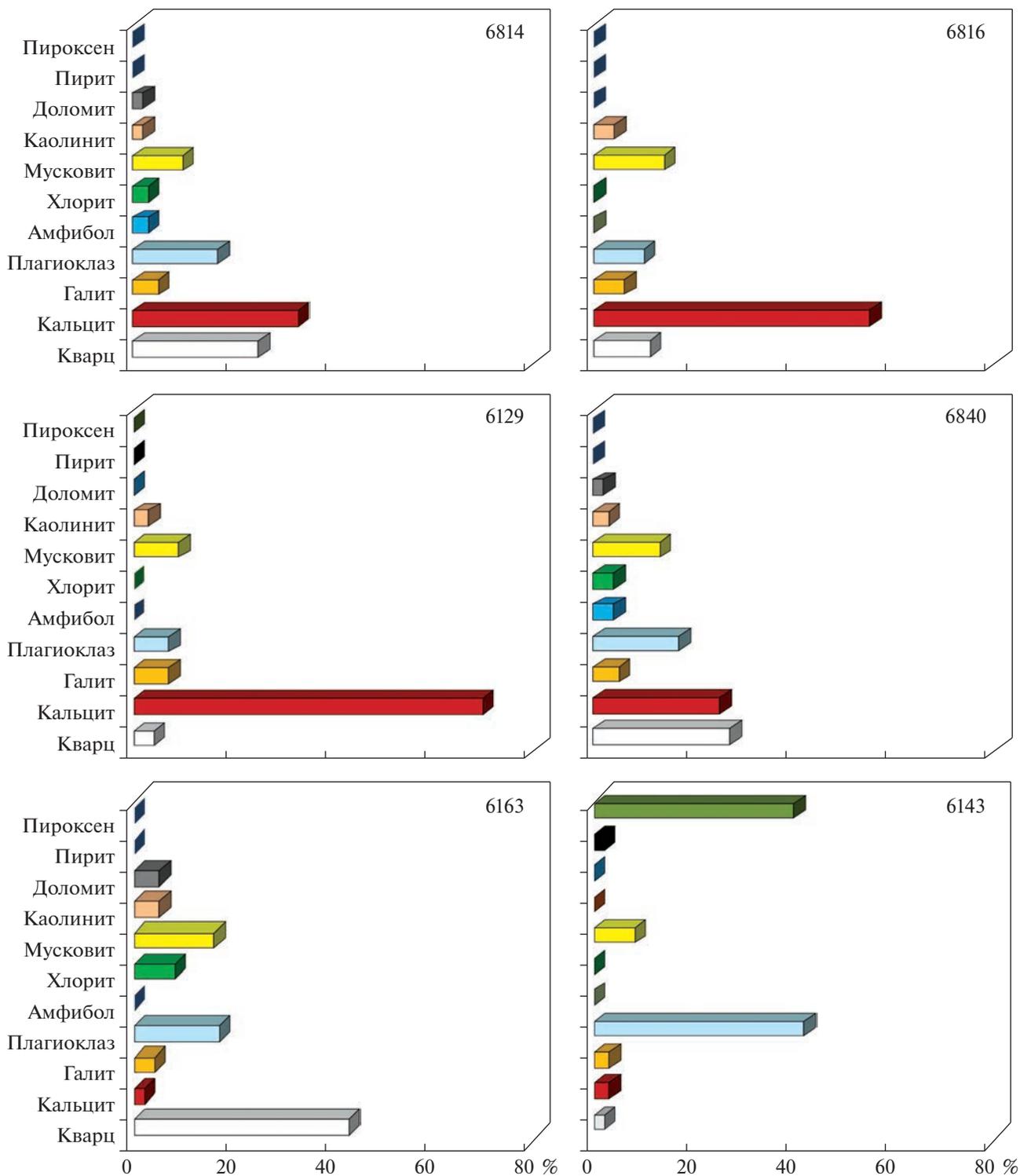


Рис. 2. Распределение основных минеральных компонентов в представительных пробах пелитовых и алевроито-пелитовых осадков Норвежско-Гренландского бассейна по данным рентгенодифракционного анализа (в % от общего количества). 6814, 6163 и др. – станции отбора проб.

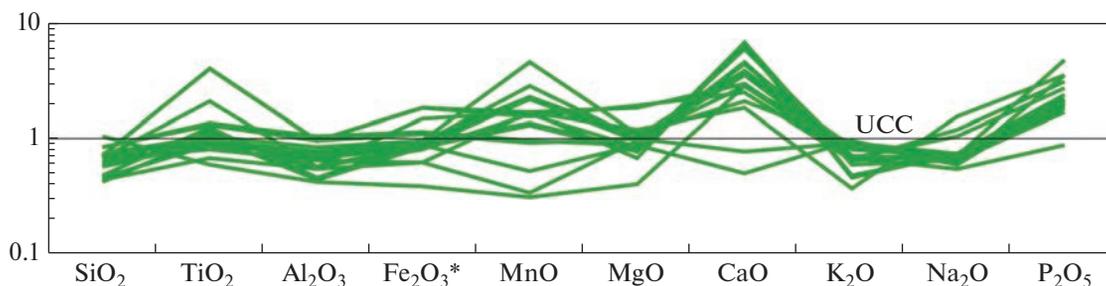


Рис. 3. Нормированные к средней верхней континентальной коре (UCC) содержания ряда основных породообразующих оксидов в пелитовых и алевроито-пелитовых осадках Норвежско-Гренландского бассейна.

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

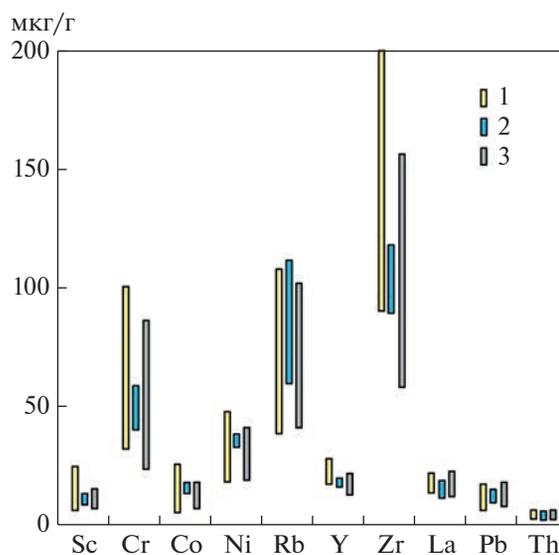


Рис. 4. Абсолютные содержания (среднее арифметическое ± стандартное отклонение) ряда редких и рассеянных элементов в осадках разных групп. Осадки: 1 – песчано-алевритовые; 2 – фораминиферные пески; 3 – пелитовые и алевроито-пелитовые илы.

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

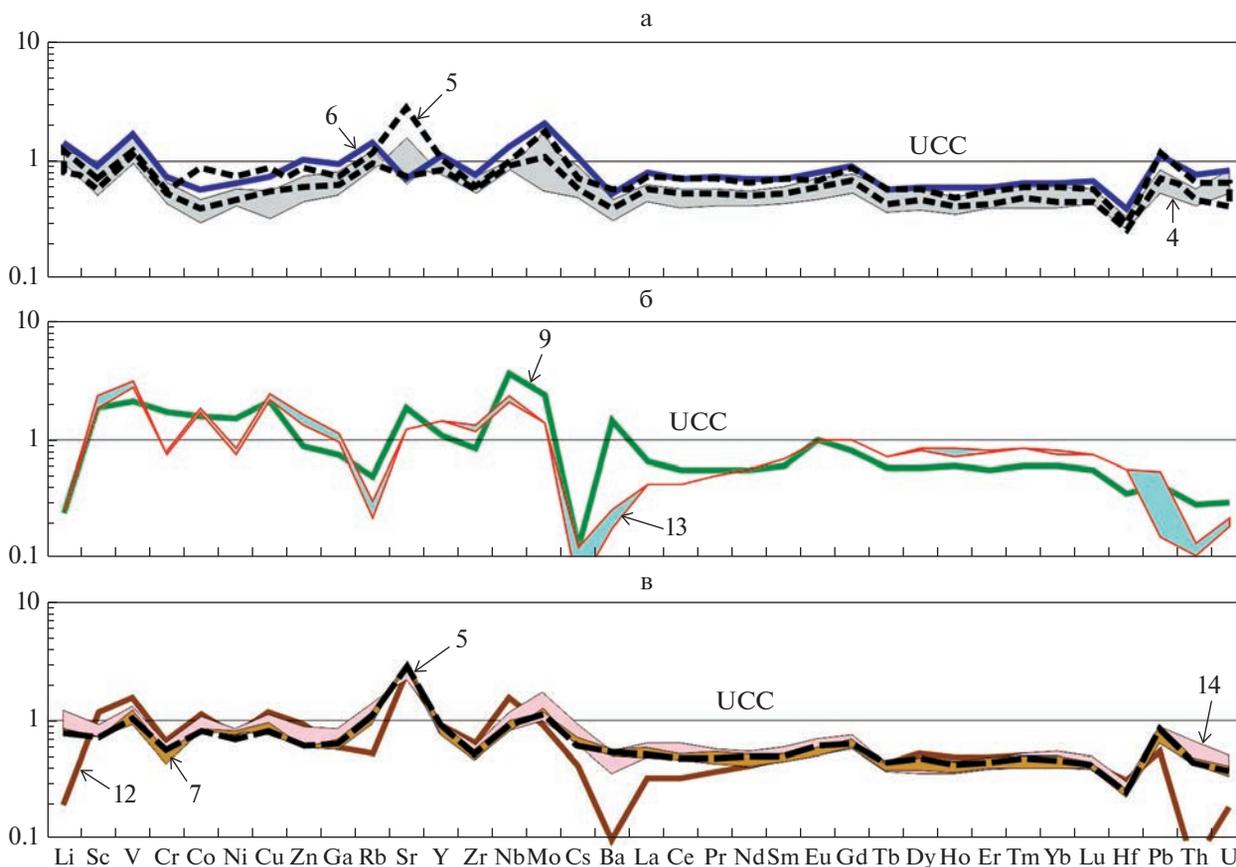


Рис. 5. Нормированные к UCC содержания редких и рассеянных элементов в алюмосиликокластических песчано-алевритовых осадках (а, б) и фораминиферовых песках (в) различных районов Норвежско-Гренландского бассейна. 1–14 – номера районов (см. рис. 1а).

Co_{среднее} составляет 15 ± 2 мкг/г, что почти равно среднему содержанию Co 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 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 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 Co_{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 $(\text{La}/\text{Yb})_{N\text{среднее}}$ 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

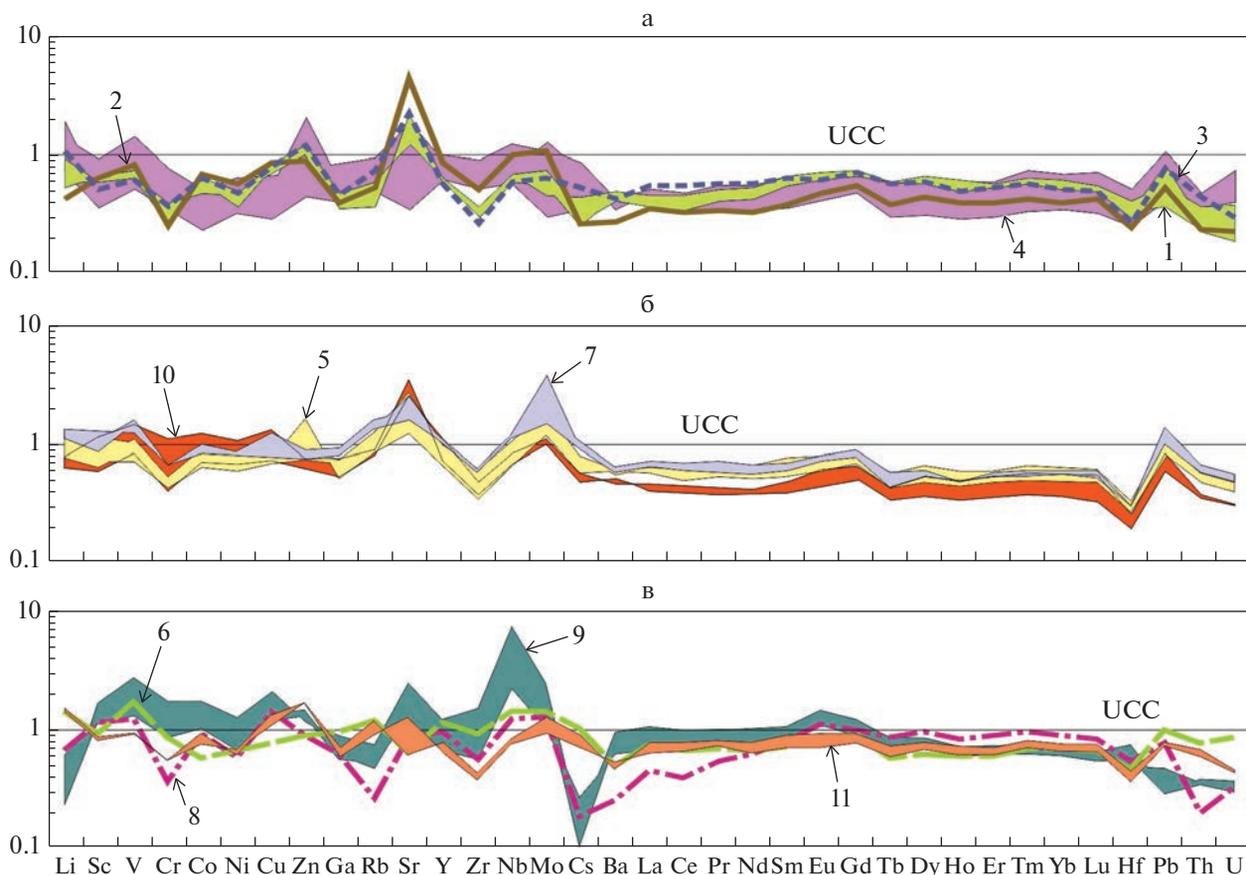


Рис. 6. Нормированные к UCC содержания редких и рассеянных элементов в пелитовых и алевроито-пелитовых илах различных районов Норвежско-Гренландского бассейна. 1–14 – номера районов (см. рис. 1а).

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

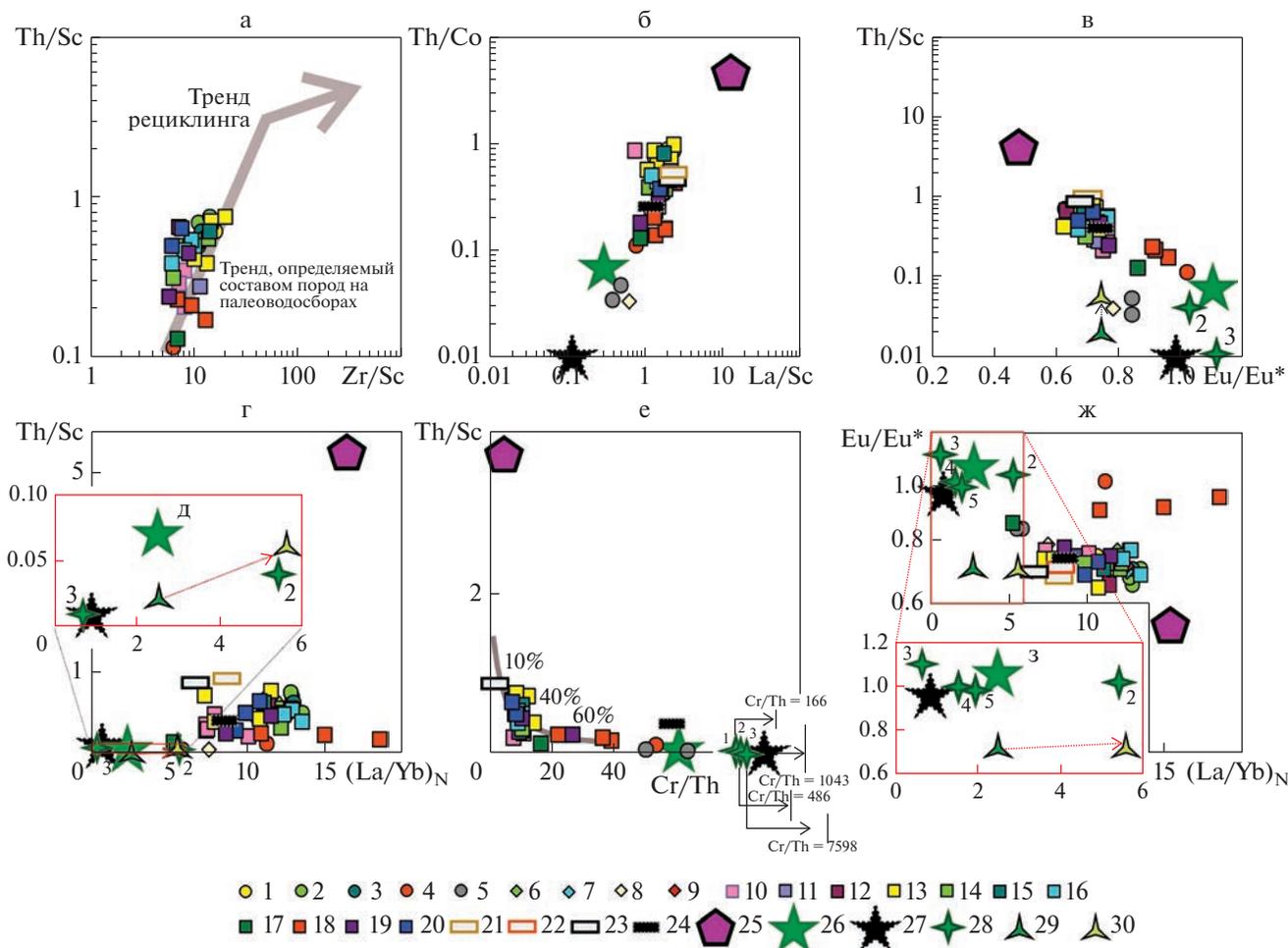


Рис. 7. Положение фигуративных точек разных групп поверхностных донных осадков в разных районах Норвежско-Гренландского бассейна на диаграммах Zr/Sc–Th/Sc (а), La/Sc–Th/Co (б), Eu/Eu*–Th/Sc (в), (La/Yb)_N–Th/Sc (г, д), Cr/Th–Th/Sc (е) и (La/Yb)_N–Eu/Eu* (ж, з). 1–5 – алюмосиликокластические песчано-алевритовые 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 Snæfells [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 супракrustальной 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-

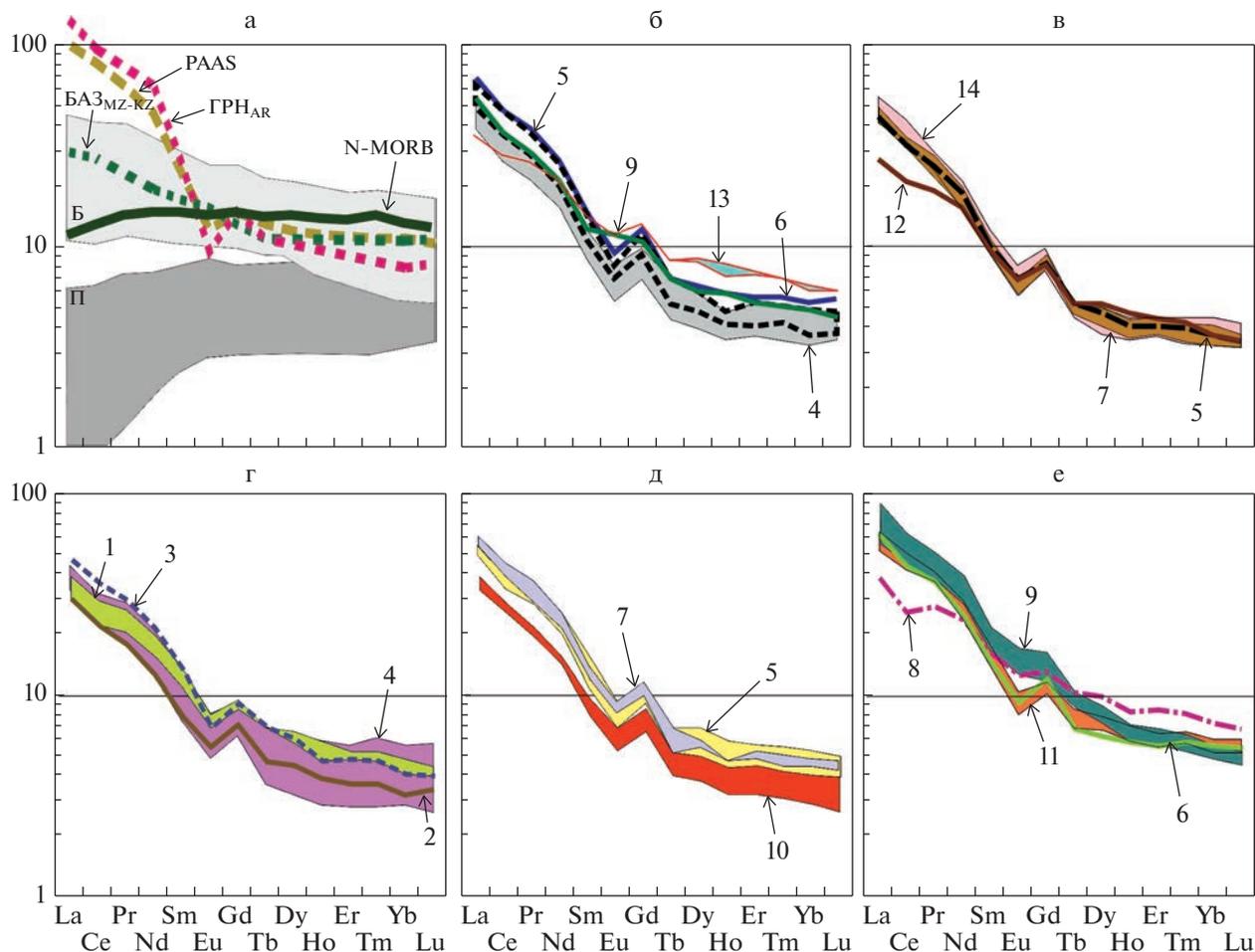


Рис. 8. Нормированные к хондриту спектры распределения РЗЭ в донных осадках различных групп (а, б – алюмосиликокластические песчано-алевритовые осадки, в – фораминиферовые пески, г, д, е – пелитовые и алеврито-пелитовые илы) и районов (1–14, см. рис. 1а) Норвежско-Гренландского бассейна. N-MORB – средние 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-

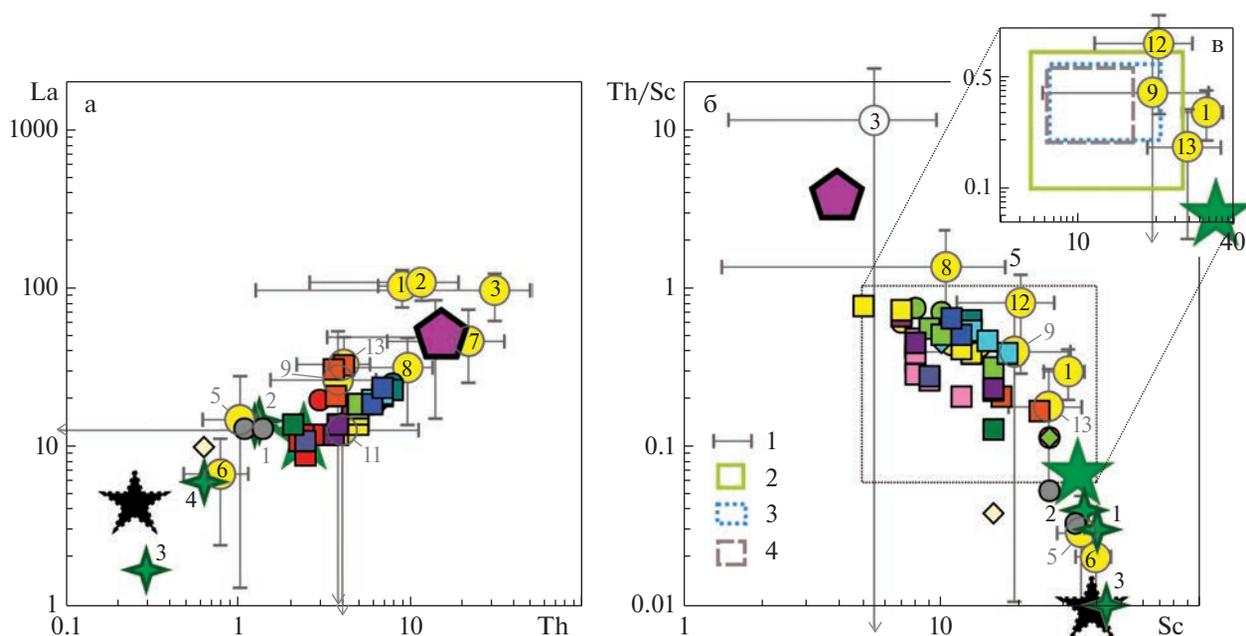


Рис. 9. Распределение фигуративных точек поверхностных донных осадков различных групп Норвежско-Гренландского бассейна и средних составов возможных комплексов пород-источников алюмосиликокластики на диаграммах Th—La (а) и Sc—Th/Sc (б, в).

Цифры в кружках: 1 — щелочные ультраосновные лавы, Северо-Восточная Гренландия; 2 — гранодиориты Lyngdal и Tranevåg, граниты Red, Южная Норвегия; 3 — гранитоиды Bangerhuk, Шпицберген; 4 — метанортозиты Западного гнейсового региона, Норвегия; 5 — силлы и дайки базальтов, Бассейн Jameson Land, Восточная Гренландия; 6 — 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 Bangerhuk 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 [Berner, 1991; Hebbeln, Berner, 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. Мельнику, 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., Сагалевиц 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 Лофотенской 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 Kejsers 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.

УДК 550.361+553.9

ТЕРМОБАРИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА АРХИПЕЛАГОВ РОССИЙСКОГО СЕГМЕНТА БАРЕНЦ-РЕГИОНА (ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА, НОВАЯ ЗЕМЛЯ)

© 2023 г. Д. С. Никитин^а, *, М. Д. Хуторской^а, О. С. Самсонова^а

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

*e-mail: ndsnomination@mail.ru

Поступила в редакцию 19.12.2022 г.

После доработки 21.02.2023 г.

Принята к публикации 20.04.2023 г.

Рассмотрена локализация находок природных битумов (ПБ) на архипелагах Западного сектора Российской Арктики. Обсуждается природа их появления в связи с геотермическим режимом недр. На основе численного моделирования рассчитаны температуры и плотность теплового потока в геометрии 2D вдоль сейсмогеологических профилей и в геометрии 3D для изометричной структуры архипелага Земля Франца-Иосифа. Сделан вывод, что все отмеченные проявления ПБ генетически связаны с гидротермальной деятельностью, признаки которой адекватно фиксируются в геотемпературном поле.

Ключевые слова: природные битумы, гидротермальный процесс, катагенез, температура, тепловой поток, моделирование.

DOI: 10.31857/S0024497X23700210, EDN: WRMYIP

Генерация углеводородов (УВ), их первичная и вторичная миграция, формирование и пространственное размещение залежей и месторождений, консервация и диссипация скоплений нефти и газа реализуются в рамках геологической системы “порода–природные флюиды” и по существу являются производными разномасштабных многовекторных региональных и локальных геофлюидодинамических процессов.

Вертикальная фазовая зональность УВ в разрезе осадочного чехла зависит, прежде всего, от возрастания температуры при погружении нефтегазопроизводящих толщ на глубины свыше 1.5–2.5 км. Существенным является влияние и других факторов, таких как состав и тип исходного органического вещества (ОВ) нефтегазоматеринских толщ (НГМТ) – сапропелевого, гумусового или же смешанного сапропелево-гумусового; палеогеографических, палеотектонических, литолого-фациальных и палеогеохимических условий накопления и захоронения исходного ОВ; характера и степени метаморфизма исходного ОВ еще в осадке; палеотектонических условий развития бассейна седиментации, т.е. направленности режима тектонических движений; величины палеогеотермического градиента; геологической продолжительности нахождения УВ после их генерации в определенных термодинамических условиях,

т.е. продолжительности воздействия на УВ тех или иных величин палеотемпературы и палеодавления; наличия, состава и условий распространения экранирующих толщ пород-флюидоупоров над нефтегазогенерирующими комплексами; палеогидрогеологических условий бассейна седиментации [Бакиров, Бакиров, 2012].

В зависимости от того или иного сочетания перечисленных факторов абсолютные величины глубин интенсивного нефте- и газообразования, а также фазовое состояние (зональность) УВ в разрезе осадочных образований в отдельных областях могут колебаться в широких пределах.

Выяснение закономерностей зонального размещения УВ, находящихся в разном фазовом состоянии в разрезе осадочного чехла, способствует обоснованному прогнозированию зон возможной концентрации наибольших запасов преимущественно нефти и газа в определенных интервалах глубин.

В линейке углеводородов широко представлены проявления природных битумов, которые почти повсеместно распространены в нефтегазоносных бассейнах и связанных с ними тектонически активных зонах. В рассеянном состоянии они также встречаются на больших глубинах в пределах нефтегазовых месторождений. Природные битумы, так же, как и другие горючие полезные

Таблица 1. Классификация природных битумов в сравнении с нефтью [Поконова, 2005]

Битум	С, мас. %	Н, мас. %	О + N + S, мас. %	ρ , кг/м ³	Масла, % мас.	Коксовое число
Нефть	84–86	12–14.0	0.5–4.0	750–960	Более 65	0–5
Мальты	80–87	6–13.0	3–7.0	950–1050	40–65	5–15
Асфальты	76–86	7–12.0	5–10.0	1000–1120	25–40	10–20
Асфальтиты	75–86	6–11.0	5–10.0	1050–1120	5–25	10–55
Кериты	75–91	5–9.0	5–10.0	1050–1300	1–15	25–85
Антраксолиты	73–99	1–5.0	0.5–5.0	1000–1300	–	80–100

ископаемые – нефть, газ, ископаемые угли, горючие сланцы, торфы объединяются под термином “каустобиолиты”. Этот термин указывает на генетическое единство всех горючих полезных ископаемых.

Каустобиолит в переводе с греческого означает: горючий камень биогенного происхождения. Термин был предложен в 1908 г. немецким ученым Г. Потонье для углей и горючих сланцев, которые им подразделялись по вещественному составу на гумолиты, сапропелиты и липтобиолиты. Позднее этот термин был распространен на все богатые органическим веществом горные породы и минералы, в которых ОВ появилось в результате преобразования биохимических структур растительных и животных организмов под воздействием геолого-геохимических факторов.

При изменении нефти в естественных термобарических условиях образуются многочисленные органические соединения с первичной углеводородной основой – природные битумы, которые имеют вязко-жидкую, вязкую и твердую консистенцию. Они представлены широким спектром веществ – от высокоуглеродистых образований до высокомолекулярных углеводородов или их сложных смесей, содержащих асфальтово-смолистые компоненты.

По мере истощения запасов легких УВ важным сырьевым источником становятся тяжелые высоковязкие нефти и природные битумы. Мировые ресурсы тяжелых нефтей и природных битумов значительно превышают запасы легких и оцениваются более чем в 810 млрд т [Муслимов и др., 2012]. Наибольшими запасами располагают Канада и Венесуэла, значительные запасы также имеют Мексика, США, Россия, Кувейт и Китай. По разным оценкам на территории РФ сосредоточено от 30 до 75 млрд т тяжелой нефти и природных битумов [Дорохин, Палий, 2004].

Природные битумы залегают в недрах в твердом, вязком и вязко-пластичном состояниях. Они являются сложной смесью углеводородов, гетероатомных и высокомолекулярных соединений, содержащих кислород, серу, азот и металлы [Муслимов и др., 2012]. С генетической точки зрения к природным битумам относят естествен-

ные производные нефти (мальты, асфальты, асфальтиты, кериты, гумино-кериты, озокериты, антраксолиты и др.) и их аналоги (нафтоиды) [Богомолов и др., 1995]. Классификация природных битумов и их отличия от нефти приведены в табл. 1.

В программе хозяйственного освоения арктических акваторий и архипелагов важнейшим направлением деятельности является энергетическое обеспечение региона. Сейчас мы говорим об обеспечении объектов геологоразведочных работ, метеостанций на островах, объектов военной инфраструктуры. Но по мере развития территорий на архипелагах должны появиться поселения геологов, метеорологов, рыбаков, пограничников, должны быть организованы склады, причалы и ремонтные базы. И все это требует устойчивой энергообеспеченности. Несомненно, что надо рассчитывать на местное, а не на привозное энергетическое сырье, транспортировка которого делает нерентабельными все планы освоения территории.

На акватории Баренц-региона Западно-Арктической полярной зоны России открыты крупные месторождения углеводородов. В Баренцевом море крупнейшими являются газоконденсатные месторождения – Штокмановское и Ледовое; газовые – Северо-Кильдинское, Мурманское, Лудловское. В Печорском море – нефтегазоконденсатное Северо-Гуляевское и четыре нефтяных (Долгинское, Приразломное, Медыньское-море и Варандей-море). При освоении месторождений углеводородов перспективы энергетической стабильности архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, островов Колгуев и Вайгач становятся вполне реальными. Но существует еще более рентабельный путь получения топлива для островных котельных – это добыча битумов, которые в значительном количестве открыты на островах, как в процессе бурения, так и за счет проявлений дегазации углеводородов.

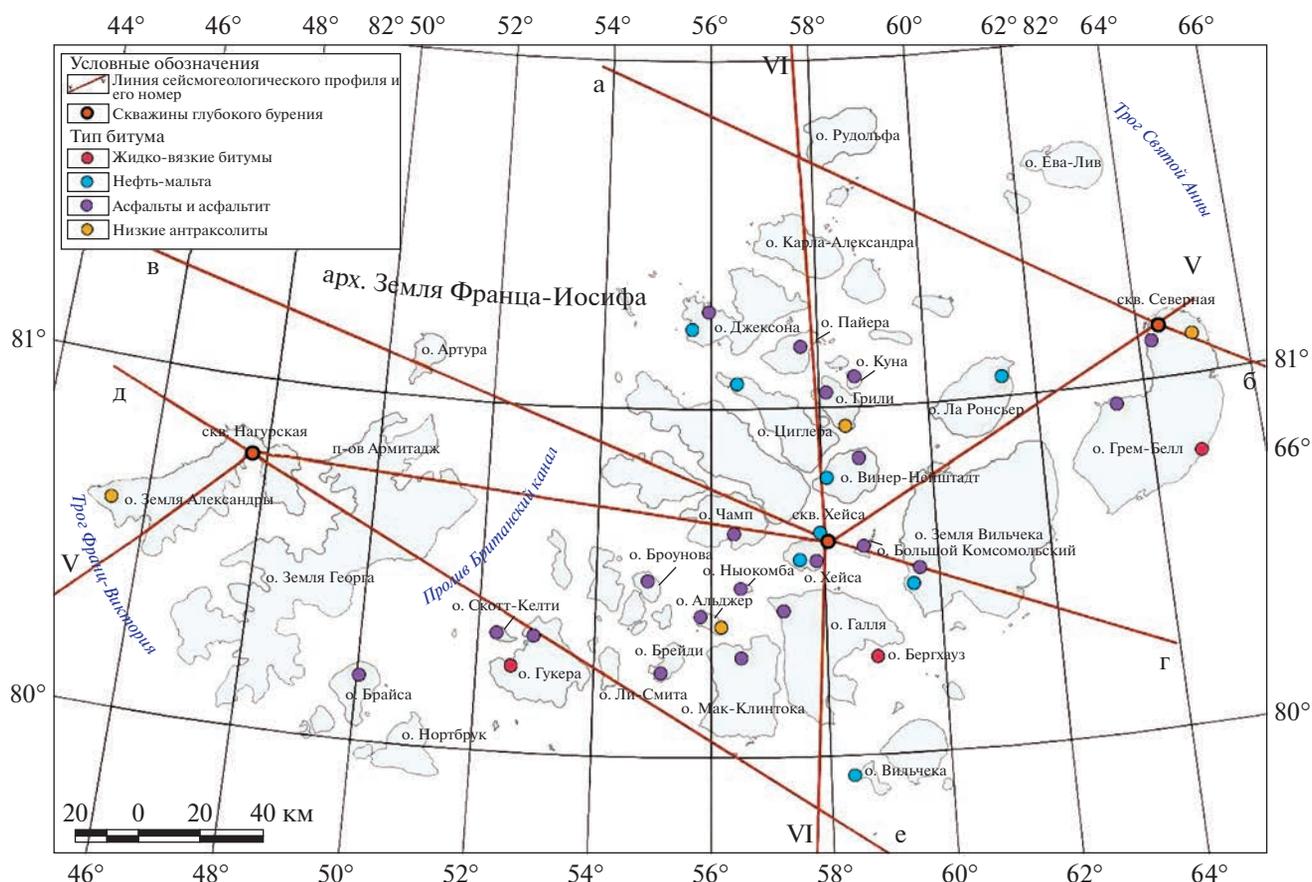


Рис. 1. Схема расположения профилей моделирования и распространения проявлений природных битумов на архипелаге Земля Франца-Иосифа.

ПРОЯВЛЕНИЯ БИТУМОВ НА АРКТИЧЕСКИХ АРХИПЕЛАГАХ

Самые первые упоминания о находках битумов в нефтепроявлениях на Шпицбергене мы можем найти в работах А. Нордельшельда (1863, 1866–1867 гг.). Установлено, что проявления природных битумов на этих островах связаны с породами мезозойского возраста и являются первично миграционными [Клубов, 1983, 1988]. Отложения нижнего и среднего триаса характеризуются большим содержанием сапропелевой битуминизированной органики, наличием непосредственных нефтепроявлений и отчетливо выраженных следов миграции нефти. Из всех рассмотренных горизонтов арх. Шпицберген (табл. 2) особенно высокой битуминозностью отличаются породы среднего триаса. В этих породах описаны натёки нефти и жидких битумов. По данным Б.А. Клубова [1983], в породах среднетриасового возраста протекали процессы нефте- и газообразования, которые значительно замедлились после выхода пород на дневную поверхность.

Т.М. Пчелиной и др. [1986] были описаны проявления битумов типа мальт в песчаниках девон-

ского возраста (см. табл. 2) в районе Миммердален (центральная часть о. Западный Шпицберген). Это наиболее древние осадочные породы архипелага. Для них характерна высокая степень битуминизации ОВ (до 60–76%). Многочисленные проявления битумов типа мальт, а также нефти наблюдались там же в породах верхнеюрского и нижнемелового возрастов.

Самая ранняя находка битумов на арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) была сделана Ю.Я. Лившицем в 1973 г.; им была установлена битуминозность алевроитовых глин киммериджского яруса на о. Грём-Белл. Позднее, в 1993–1995 гг. на архипелаге геологами ВНИГРИ и Полярной МГРЭ были обнаружены новые проявления битумов на островах Земля Вильчека, Грили, Винер-Нейштадт, Хейса, Альджер и Брайса [Клубов, Острой, 1995; Безруков, 1997; Клубов и др., 1997] (рис. 1). Среди многообразия природных битумов, обнаруженных на архипелаге Земля Франца-Иосифа в 1993–1995 гг., наиболее интересны и масштабны проявления, связанные с гидротермальными жилами, секущими дайки долеритов и долеритобазальтов.

Таблица 2. Состав битумов из отложений арх. Шпицберген и о. Медвежий (составлено по данным Б.А. Клубова, А.В. Павлова, Т.М. Пчелиной)

Возраст пород	Район	Автор коллекций, год сбора	Порода	Содержание на исходную породу (%)			Молекулярный вес	Элементарный состав			Групповой состав, %				С/Н	Тип битума
				Сорг	хлороформенные	бит А		бит С	С	Н	O + S	масла	СМОЛЫ БЕНЗОЛНЫЕ	СМОЛЫ СПИРТО-БЕНЗОЛНЫЕ		
T ₂ an	о. Эдж Бло-Фьорд		Черные листоватые аргиллиты	–	–	–	0.9415 (удельный вес, г/см ³)	–	–	1.14	66	5	15.8	13.2	–	Мальта
T ₂ ld	о. Эдж Бло-Фьорд		Черные листоватые аргиллиты	–	–	–	684	79.4	9.6	11	25.3	21.9	21.3	29.6	–	Асфальт
T ₂ an	о. Баренца, м. Вальдбург	Б.А. Клубов, 1965	Битум в виде натеков	Не определен	99	Не определен	689	83.8	10.3	5.9	43.5	17.6	10.6	27.9	8.1	Мальта
T ₃ n	о. Вильгельма		–	–	–	–	608	87.7 (81.9)	12.5 (11.5)	2.8 (6.6)	48	0.1	45.8	5.8	–	Асфальт
T ₂ ld	о. Эдж, м. Ли		Битум в виде натеков	Не определен	99	Не определен	684	79.4	9.6	11	25.3	21.9	21.3	29.6	8.3	Асфальт
T ₂ an	о. Баренца, восточный берег		Черные листоватые аргиллиты	0.71	0.59	0.12	280	84.6	10.9	4.5	48.8	24	19.3	4.3	7.8	Мальта
T ₁ ol	о. Медвежий	А.А. Кра-слыщиков, Ю.Я. Лившиц, Ю.И. Мокин, Т.М. Пчелина, 1971	Алеврито-глинисто-карбонатная порода	0.57	0.11	0.01		85.7	12.6	1.7	–	–	–	–	6.8	Мальта
T ₁ ol	о. Медвежий		Глинистый доломит	0.41	0.11	0.01		84.5	13.1	2.4	–	–	–	–	6.5	Мальта

Таблица 2. Продолжение

Возраст пород	Район	Автор коллекции, год сбора	Порода	на исходную породу (%)			Молекулярный вес	Элементный состав				Групповой состав, %				С/Н	Тип битума
				С _{орг}	хлороформенные			С	Н	O + N + S	масла	смоляные	смоля спирто-	асфальтены			
				бит А	бит С												
T ₂ 1	з. Серкап	Т.М. Пчелина, 1986	Алевролит сильно-глинистый	1.09	>0.01	0.02	64.8	8.3	26.9	-	-	-	-	7.8	Мальта		
J ₃ ок	з. Серкап		Доломит	1.58	0.01	0.02	83.3	8.7	8	-	-	-	-	9.6	Асфальт		
СГ ₁ h	з. Серкап		Песчанистый алевролит	1.12	0.02	0.01	86.1	8.7	5.2	-	-	-	-	9.9	Асфальт		
СГ ₁ b	з. Серкап		Песчаник мелко-средне-зернистый	0.42	0.02	>0.01	84.4	12.1	3.1	-	-	-	-	7	Нефть-мальта		
СГ ₁ ар	з. Серкап	А.В. Павлов, Т.М. Пчелина, 1963	Алевролит песчанистый	0.88	0.12	0.01	86.9	13.4	-	-	-	-	-	6.5	Нефть		
T ₁	м. Фестинг		-	-	-	-	284	13	2.1	78.9	18.8	2.3	6.5	Нефть			
T ₁	м. Фестинг		Алевролит мелкозернистый глинисто-известковистый	0.59	0.15	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	Мальта		
T ₂	м. Фестинг		-	-	-	-	485	11.7	2.6	51.2	36.2	12.6	7.3	Мальта			
T ₂	м. Фестинг	А.В. Павлов, Т.М. Пчелина, 1963	Алевролит мелкозернистый глинисто-известковистый	1.43	0.35	0.05	-	-	-	-	-	-	-	Мальта			
T ₁	Адвент-Фьорд, Лузитаниядален		Алевролит глинисто-известковистый	0.87	0.27	0.08	364	11.6	2.2	64.2	31.5	4	7.4	Мальта			

Таблица 2. Продолжение

Возраст пород	Район	Автор коллекции, год сбора	Порода	Содержание на исходную породу (%)			Молекулярный вес	Элементный состав			Групповой состав, %				С/Н	Тип битума
				С _{орг}	хлороформенные бит А	бит С		С	Н	O + N + S	масла	смоляные бензолы	смоля спирто-бензолы	асфальтены		
T ₂	Адвент-Фьорд, Лузитаниядаден	А.В. Павлов, Т.М. Пчелина, 1963	Аргиллит алевролитистый слабо-известковистый	1.23	0.34	0.07	363	86.3	11.4	2.3	71.2	26.4	—	2.6	7.6	Мальта
T ₂	Адвент-Фьорд, Лузитаниядаден		Глинисто-известковистая порода	2.03	0.21	0.07	351	85.2	11	3.8	58.1	31.8	—	10	7.7	Мальта
J ₃	Адвент-Фьорд, Лузитаниядаден		Известняк из конкреции	2.54	0.32	0.1	309	85.3	11.3	3.4	66.5	24.3	—	8.8	7.5	Мальта
D ₁	д. Мимердален	д. Мимердален	Красноцветы	0.09–0.22	>0.5%	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Сапропель
D ₂	д. Мимердален		Песчаники	0.4–0.01–0.22, 0.39–0.74	0.22–0.44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
D _{3f}	д. Мимердален р. Муни, р. Одни	Т.М. Пчелина, 1986	Битуминозные глинистые породы	1.66–2.77	0.15–0.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Мальта
D _{3f}	д. Мимердален р. Муни, р. Одни		Битуминозные песчаники	1.55	1.52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
T ₁	м. Сельмансет, Ван-Кейлен Фьорд		—	—	—	367	80.7	12.5	6.8	64.8	23.3	—	6.3	6.5	—	Нефть-мальта

Таблица 2. Окончание

Возраст пород	Район	Автор коллекции, год сбора	Порода	Содержание на исходную породу (%)			Молекулярный вес	Элементный состав			Групповой состав, %				С/Н	Тип битума
				С _{орг}	хлороформенные			С	Н	O + N + S	Масла	Смолы бензолные	Смолы спирто-бензолные	Асфальтены		
				бит А	бит С											
T ₁	м. Сельмансет, Ван-Кейлен Фьорд		—	—	—	—	352	80.7	12.8	6.5	67.9	18.4	—	4.9	6.3	Нефть-мальта
T ₂	м. Сельмансет, Ван-Кейлен Фьорд		—	—	—	—	325	85.7	13.2	1.1	78.3	14	—	3.2	6.5	Нефть-мальта
J ₃	м. Сельмансет, Ван-Кейлен Фьорд		—	—	—	—	423	76.1	9.69	14.21	41.46	49.03	8.01	—	7.9	Мальта
J ₃	м. Сельмансет, Ван-Кейлен Фьорд		—	—	—	—	317	84.38	12.8	2.82	52.7	21.73	8.96	14.96	6.6	Нефть-мальта
Ст ₁	м. Сельмансет, Ван-Кейлен Фьорд	Т.М. Пчелина, 1986	—	—	—	—	—	81.83	10.09	8.08	32.68	34.53	11.66	22.06	8.1	Мальта
T _{1 ol}	б. Уиче		Аргиллиты	3.03	0.5	0.03	350	83 бит А	11.2	4.2+ (1.6)	64.4	19	8.6	2.9	7.4	Мальта
T _{2 a}	б. Уиче		Аргиллиты	10.76	0.73	0.1	320	83.4	10.6	4+(2)	54.4	15.5	14.6	7	7.9	Мальта
J _{3 v}	б. Агард		Аргиллиты	2.24	0.35	0.02	290	85.6	12.2	1.6+ (0.6)	78.8	8.5	5.1	1.1	7	Нефть-мальта
J _{3 v}	б. Агард		Аргиллиты	3.81	0.39	0.02	290	87.6	11.8	0.2+ (0.4)	78.7	10	5.5	2	7.4	Нефть-мальта
J _{3 km}	б. Агард		Глинисто-алеuritигово-кальцитово-анкеритовая конкреция	0.85	0.12	0.02	270	85.5	12.5	1.3+ (0.7)	86.6	6.4	2	3.5	6.8	Нефть

В пористых среднетриасовых породах архипелага ЗФИ встречены битумы, соответствующие по составу нормальным мальтам. Образец подобных черных аргиллитов со среднетриасовой фауной и содержанием ОВ 2.68% был поднят со дна желоба Франц-Виктория НИС “Профессор Логачев” в 1994 г. В пробе зафиксировано повышенное количество хлороформенного экстракта, соответствующего по составу мальтам.

По структурно-тектоническим и литолого-петрографическим условиям были выделены две группы битумопроявлений [Безруков и др., 2006].

Первая группа включает в себя первично-миграционные битумы. Как правило, они приурочены к выходам средне-верхнеюрских отложений, обладающих высоким нефтегазоматеринским потенциалом ($C_{орг., ср} = 5-7\%$). В эту группу отнесены только макропроявления битумов в нортбрукской свите средне-позднеюрского возраста на о. Грем-Белл, где выделялся горизонт киммериджского яруса, представленный алевритистыми глинами черного цвета, вязкими, плотными, с запахом керосина.

Вторая группа битумопроявлений генетически связана с гидротермальной деятельностью и приурочена к интрузивным образованиям: дайкам и пластовым силлам долерито-базальтов позднеюрско-раннемелового возраста, а также с гидротермальными жилами, секущими их. По мнению В.М. Безрукова и др. [2006], модель формирования битумов этой группы носит характер вторичной миграции, механизм которой выглядит следующим образом: потоки гидротерм пронизывали залежи углеводородов, либо толщи, обогащенные рассеянным органическим веществом, и таким образом осуществлялся перенос углеводородов. С дайками и приуроченными к ним низкотемпературными кварц-карбонатными жилами связано большинство проявлений битумов, в том числе и жидко-вязких. Многочисленные наблюдения служат доказательством этой модели. В одних порах, камерах и трещинах могут вместе находиться различные по составу битумы: в краевых частях пустотного пространства присутствуют твердые битумы типа керита (иногда низшего антраксолита), а во внутренних – жидко-вязкие мальты, асфальты и асфальтиты.

В песчаниках грембелской серии верхнетриасового–нижнеюрского возраста наблюдается широкий спектр битумов по вещественному составу, от жидко-вязких мальт и окисленных асфальтов до выветрелых оксикеритов. Сильнее всего преобразованы битумы (асфальты и асфальтиты), пропитывающие удаленные от даек песчаники. И чем ближе к дайкам, тем чаще в песках и песчаниках встречаются мальты и слабо измененные асфальты. В результате исследований [Безруков и др., 2006] установлено, что наи-

менее преобразованные битумы класса нефтей, мальт и асфальтов тяготеют к центральной группе островов и, вероятно, связаны с гидротермальной деятельностью, обусловившей появление разрывных нарушений и сопутствующих им интрузий. Механизмами битумогенеза в данном случае могут являться не только процессы вторичной миграции, сопровождающие гидротермальную деятельность, но и абиогенные процессы низко- и высокотемпературного полимерного синтеза простейших углеводородов в самих гидротермальных растворах, так как доказана возможность синтеза метана из магматической воды и уголекислоты [Летников и др., 1985]. На высокотемпературных стадиях гидротермального процесса образуются антраксолит и керит, а при меньших температурах – мальты и асфальты.

Как отмечает в своей диссертации И.Ю. Винокуров [1998], приведенные примеры битумопроявлений на ЗФИ свидетельствуют о том, что гидротермальный процесс здесь был многоэтапным, продолжавшимся длительное время и, возможно, еще относительно недавно повторявшимся. Температурный режим этих гидротерм был различен. Установленные проявления природных битумов тесно связаны с теми гидротермами, которые пронизывают погребенные нефтегазовые залежи.

Подобные проявления битумов, связанные с гидротермальной деятельностью, известны в западной части Мексиканского залива [Stern et al., 2011]. Там обнаружены каналы гидротермальной разгрузки, по которым нефть поднимается к поверхности, а битумы отмечаются на стенках даек. На ЗФИ тот же процесс установлен на о. Земля Вильчека.

Эти наблюдения свидетельствуют о происхождении природных битумов при активном гидротермальном процессе, признаки которого из-за низкой теплопроводности земной коры сохранились в современном тепловом поле. Мы ниже рассмотрим проявления этих признаков на основе численного геотемпературного моделирования.

Проявления твердых природных битумов в пределах Новоземельской складчатой области, куда относятся арх. Новая Земля, о. Вайгач и Пай-Хой, связывают с различными типами гидротермальной минерализации, а также тектоническими процессами [Черевко, 1999]. Находки антраксолитов приурочены к терригенно-карбонатным толщам силурийского, девонского и каменноугольного возрастов.

Степень катагенетической преобразованности средне-верхнепалеозойских отложений южного о. Новая Земля достаточно высокая, что косвенно подтверждается широким распространением в них антраксолитов. Наибольшее количество проявлений антраксолитов приурочено к нижне-

среднедевонским, наиболее богатым ОВ толщам в южной части Новой Земли. Однако эти отложения в значительной степени преобразованы до стадии катагенеза АК₁₋₂ и, по всей видимости, реализовали свой нефте- и газоматеринский потенциалы. По-видимому, ОВ рассматриваемых толщ в ходе геологической истории потеряло 99% миграционно-способных дериватов [Клубов, Безруков, 1992].

Самое северное битумопроявление на Новой Земле расположено между мысами Мон и Йогансена, здесь в породах доломитизированных силурийских известняков, выполненных кальцитом, наблюдался антракосолит (табл. 3, рис. 2). На о. Вайгач проявления антракосолитов связаны с галенит-сфалеритовым типом минерализации.

Из всех проявлений твердых битумов архипелага Новая Земля выделяется единственное проявление жидкого битума типа мальты в породах верхнедевонского возраста в районе п-ова Балашов [Клубов, Кораго, 1990]. Впервые это проявление было описано в 1933 г. И.Ф. Пустоваловым. По геохимическим данным мальты с п-ова Балашов представляют собой первично миграционные образования. Предполагается, что материнскими толщами в данном случае служили темно-серые известковистые алевроитовые сланцы [Клубов, Кораго, 1990]. Их появление обеспечено благоприятным сочетанием материнских пород, ОВ которых достигло оптимального катагенеза (не выше МК₂) и пород-коллекторов. Обнаружение на мысе Балашова первично-миграционных битумов свидетельствует о том, что генерационный потенциал нижнедевонских отложений в этом районе далеко не исчерпан.

На о. Долгий битумопроявления выявлены лишь в двух районах (см. рис. 2) и в небольших количествах. В 1975 г. И.С. Гольдбергом были обнаружены антракосолиты в трещинах, залеченных кальцитом и флюоритом, секущих битуминозные известняки верхнесилурийского возраста. В породах нижнекаменноугольного возраста наблюдались примазки желтого и коричневого битума типа асфальта в микропорах и по спайности кристаллов кальцита, доломита в пористых известняках [Гольдберг, 1981] (табл. 4).

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Широкие возможности для применения новых технологий изучения геологического строения недр и прогноза нефтегазоносности в пределах осадочных бассейнов и архипелагов предоставляют данные вдоль длинных разрезов — геотраверсов, построенных с помощью материалов профилирования МОВ-ОГТ и зондирования (ГСЗ), которые выполнялись в арктических морях силами

геофизических экспедиций на протяжении последних 40—45 лет.

Геотермическое моделирование вдоль сети сейсмогеологических геотраверсов проводилось с целью определения глубинных температур и плотности теплового потока в земной коре, для оценки глубины залегания температурных интервалов, отвечающих различной степени катагенетической преобразованности ОВ, а также для исследования характерных проявлений геотемпературного поля, контролирующих локализацию вероятных месторождений углеводородов. Выявленные закономерности в характере поведения теплового поля могут быть использованы для прогнозирования нефтегазоносности неразбуренных участков Арктического шельфа.

Важной особенностью численного моделирования геотермического поля является переход к трехмерным моделям, которые априорно для арктических осадочных бассейнов, имеющих изометричное строение, являются наиболее приемлемыми. На основе таких моделей могут быть построены произвольно ориентированные плоскости-срезы, наилучшим образом подчеркивающие особенности температурного распределения. Фактически, такая методика давно известна под термином “томография”.

Томографический метод в науках о Земле развивается в наше время не менее активно, чем в медицине, астрономии или технике. Термин “томография” стал применяться в геологической терминологии лишь 30—40 лет назад, хотя эта методика под названием “изучение глубинного строения Земли”, используется уже больше ста лет.

Преимущество томографической модели заключается в построении объемных, трехмерных изображений объектов, в возможности их рассмотреть “со всех сторон”. Для томографии не имеет значения, какую структуру или какое геофизическое поле отображается, и это обусловило появление нескольких видов геофизической томографии: сейсмическая томография в различных вариантах обработки сейсмических волн, гравитационная, электромагнитная и т.д. Успехи применения сейсмотомографии [Dziewonski, 1984; Dziewonski, Anderson, 1984; Seismic tomography ..., 1993], ярко продемонстрировавшей наличие глубинных неоднородностей, естественно стимулировали разработку подобного подхода и для других полей [Тараканов, 1997; Спичак, 1999], в которых также можно видеть объемные неоднородные объекты, или как сейчас многие полагают, нелинейные геологические структуры [Пушаровский, 1993; Николаев, 1997].

Метод термической томографии, который мы предложили [Хуторской и др., 2003], заключается в нахождении глубинных температур и плотности теплового потока на различных глубинах в коор-

Таблица 3. Состав битумов из отложений арх. Новая Земля, о. Вайгач и Пай-Хой (составлено по данным И.О. Безрукова, В.М. Винокурова, Н. Пигготт и др., 2006)

Возраст пород	Район	Автор коллекции, год сбора	Уд. вес, г/см ³	Зола при 105°С,		Влажность	Элементный состав					Тип битума
				%	%		С	Н	N	O	S	
S ₂ Id	Между мысами Иогансена и Мон	Б.В. Милорадович, 1933	н/д	4.73	1.08	93.6	3.09	—	3.30	0.91	Антраколит средний	
S ₂	Бухта Ручьявая	Н.Н. Мугафи, 1934	н/д	н/д	н/д	93.87	0.96	0.85	3.84	0.48	Антраколит средний-высший	
D ₁ алферовская	Левый приток р. Северная Тайная	В.М. Безруков, 1989	н/д	1.94	1.91	91.67	1.53	0.18		6.62	Антраколит высший	
D ₁ алферовская	Губа Тайная	Б.А. Алферов, 1933	н/д	3.43	4.32	83.26	1.98	0.82	13.94		Антраколит средний (кискеит)	
D ₁	м. Балашова, м. Пинегина	Б.А. Клубов, Е.А. Кораго, 1990	—	—	—	81.01	11.56	—	—	Не опр	Асфальты-асфальтиты, малты	
D ₁₋₂	руч. Посудный	А.С. Бурский, 1976	1.67	н/д	н/д	95.6	1.8	—	0.4	2.2	Антраколит высший	
D ₁₋₂ тайнинская	оз. Северо-тайнинское	В.М. Безруков, 1989	н/д	51.02	0.48	87.2	3.05	7.88		1.87	Антраколит средний	
D ₂	Губа Моржовая	Р.А. Щеколдин, Н.Н. Соболев, 1976–1977	н/д	7	н/д	80.9	1.9	—	11.6	5.60	Антраколит средний	
D ₃	Губа Тайная	А.Г. Бурский, А.С. Красножен, 1976	1.64	10.8	н/д	86.7	2.1	—	10.3	0.9	Антраколит средний	
D ₃ рейская	оз. Ящик	Ю.Д. Шульга, 1990	н/д	1.45	0.9	80.49	1.6	17.41		0.5	Антраколит средний	
D ₃ рейская	р. Есипова	Г.Н. Ковалева, 1990	н/д	1.29	1.01	97.4	1.5	0.35		0.75	Антраколит средний-высший	
C ₁	г. Пропащая	Б.А. Алферов, 1933	н/д	10.18	6.91	77.59	2.60		19.81		Антраколит средний	

Таблица 3. Окончание

Возраст пород	Район	Автор коллекции, год сбора	Уд. вес, г/см ³	Зола при 105°С,		Влажность	Элементный состав					Тип битума
				%	%		C	H	N	O	S	
C ₁ t	м. Сокол	Б.А. Алферов, 1933	1.66	1.00	3.47	76.72	2.10	0.82	2.87	17.49	Антраколит средний (кискеит)	
C ₁ t	п-ов Ерохина	А.В. Дитмар, 1976	н/д	0.4	н/д	72.9	2.70	13.3	11.1	Антраколит средний		
C ₁ рогачевская	м. Сокол	Б.А. Клубов, 1989	н/д	28.3	1.6	82.7	1.76	5.98	9.56	Антраколит средний		
C ₁ лагернин-ская	р. Есипова	Г.Н. Ковалева, 1990	н/д	3.9	1.7	81.14	1.4	15.41	2.05	Антраколит средний		
C ₁ v миллинская	оз. Северотайнинское	В.М. Безруков, 1989	н/д	22.8	1.05	85.2	2.1	12.38	0.32	Антраколит средний		
C ₁ v миллинская	зал. Рогачева	Б.А. Клубов, 1989	н/д	49.4	0.25	69.5	2.9	25.37	2.23	Антраколит средний		
C ₁ v миллинская	п-ов Соколова	В.М. Безруков, 1989	н/д	81.4	2.6	70.6	2.6	15.81	10.99	Антраколит средний		
C ₁ v миллинская	м. Сокол	Б.А. Клубов, 1989	н/д	8.26	0.38	75.3	2.8	5.39	16.51	Антраколит средний (кискеит)		
C ₁ v-s	о. Берха	А.А. Петренко, 1936	н/д	0.59	2.52	91.12	1.43	0.80	2.78	3.87	Антраколит средний	
Оз-S	о. Вайтач, м. Раздельный	А.К. Крылова, 1940	–	–	–	98.00	0.40	0.4	1.20	–	Антраколит высший (шунгит)	
C(?)	о. Вайтач, м. Сухой Нос	Н.Х. Кулик, 1932	–	1.38	0.85	94.58	2.04	1.25	1.73	0.40	Антраколит средний	
C ₁	Пай-Хой, м. Чайка	А.К. Крылова, 1940	–	4.08	0.15	88.54	3.62	0.48	5.42	1.94	Антраколит низший	

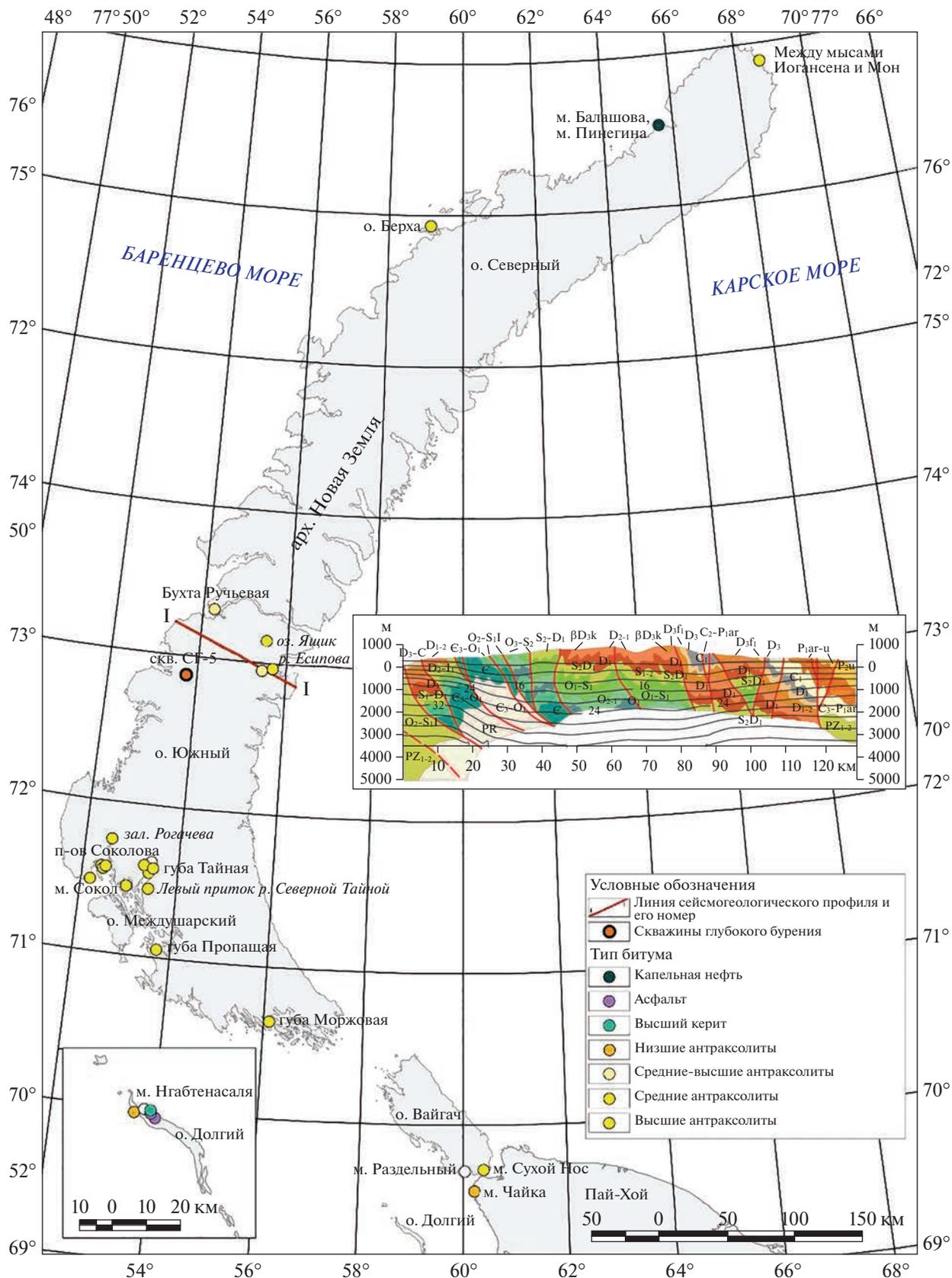


Рис. 2. Пункты находки природных битумов на Новой Земле, на о. Вайгач, на Пай-Хой и о. Долгий (на врезке представлен геологический профиль и температуры разреза вдоль линии I-I).

Таблица 4. Состав битумов из отложений о. Долгий (составлено по данным И.С. Гольдберга, Ю.Г. Самойловича)

Возраст пород	Район	Автор коллекции, год сбора	Порода	Внешний вид битума	Элементный состав			Групповой состав, %					Асфальтогеновые	Тип битума
					С	Н	O + N + S	масла	смолы бензолные	смолы спирто-бензолные	асфальтены			
S ₂	о. Долгий	И.С. Гольдберг, 1981, Ю.Г. Самойлович, 1982	Трещины, залеченные кальцитом и флюоритом	Черный блестящий с графитовым блеском	89.4	2.9	87.0	–	–	–	–		Низший антраксолит	
C _{1v}	о. Долгий, м. Нгабтенасала		Известняк пористый	Черный блестящий с графитовым блеском	89.4	5.8	48.0	–	–	–	–		Высший керит (импсонит)	
C _{1v}			Известняк пористый	Черный жидкий	–	–	–	24.1	46.0	15.8	9.6	4.5	Асфальт	
C _{1v}			Битуминизированные доломиты	Черный	–	–	–	31.0	33.3	17.2	11.9	5.4	Асфальт	

динатах XYZ. Для реальных геологических объектов подразумевается построение температурного распределения в зависимости от широты, длины и глубины. Таким образом, трехмерная термотомаграфическая модель отличается от температурного разреза тем, что позволяет “заглянуть” за линию профиля, что особенно важно при работе с изометричными или мозаичными структурами. С помощью соответствующего программного обеспечения легко можно создать или карты-срезы температур (тепловых потоков) на определенных глубинах, или показать конфигурацию изотермических поверхностей, или построить геотермический профиль по любому сечению.

Практическое значение термотомаграфической методики заключается в нахождении температурных границ, контролирующих тот или иной процесс генерации или трансформации вещества. Например, для прогнозирования нефтегазоносности с помощью термотомаграфии оценивается глубина нахождения температурного интервала катагенеза ОБ.

Программное обеспечение и методика термотомаграфического моделирования подробно нами была описана во многих публикациях [Хуторской, 1996; Хуторской и др., 2004, 2008, 2013].

Спецификой задания теплофизической структуры моделей в пределах архипелагов было сочетание на одном геотраверсе участков акваторий и островов, что сопровождалось чередованием температурных краевых условий на верхней границе моделей, характерных для температуры на дне акваторий или на границе “нейтрального слоя” на островах. Эти температуры нами задавались на основании эмпирических данных, полученных при непосредственных полевых измерениях. Так, было установлено, что придонная температура в трого Франц-Виктория и в проливе Британский канал на ЗФИ составляет +1°C, а на “нейтральном слое” в скважине СГ-5 на месторождении “Павловское” (Новая Земля) – –1°C [Хуторской и др., 2009; Никитин, Хуторской, 2018]. Глубина нижней границы моделируемой области зависела от изученности разреза коры методом МОВ-ОГТ и находилась на уровне от 6 до 8 км. Такой относительно небольшой интервал глубин позволяет не учитывать в нем влияние радиогенной теплогенерации, что обосновывает задание на нижней границе области моделирования не редуцированного, а фоновое теплового потока. Его значение было адекватно полученному при измерениях в ближайших к геотраверсу пунктах. Это могли

Таблица 5. Плотность теплового потока в глубоких скважинах Баренцева моря

Скважина	Координаты		Интервал, м	G , мК/м	k , Вт/(м К)	ТП, мВт/м ²	
	с.ш.	в.д.				по интервалу	средний
Штокмановская 1	73.0	44.0	2000–2150	30.0	2.43	73	71
			2722–3070	24.4	2.84	69	
Арктическая 1	71.7	43.6	2500–2570	31.4	2.43	76	77
			2640–2670	31.4	2.42	77	
			2845–2925	31.3	2.45	77	
Адмиралтейская 1	75.65	53.15	1050–2610	38.4	2.4	92	92
Крестовая 1	74.5	50.46	1600–3000	29.1	2.4	70	70
Северо-Кильдинская 82	71.58	37.1	2973–3098	35.2	2.39	84	84
Лудловская 1	74.86	46.78	1305–1710	39.7	1.8	71	71
Мурманская 26	69.9	41.7	2030–2530	30.8	2.2	68	68
Куренцовская 1	70.45	47.2	210–380	36.4	1.6	58	58
Приразломная 1	69.316	54.751	2429–2802	24.7	2.45	60	60

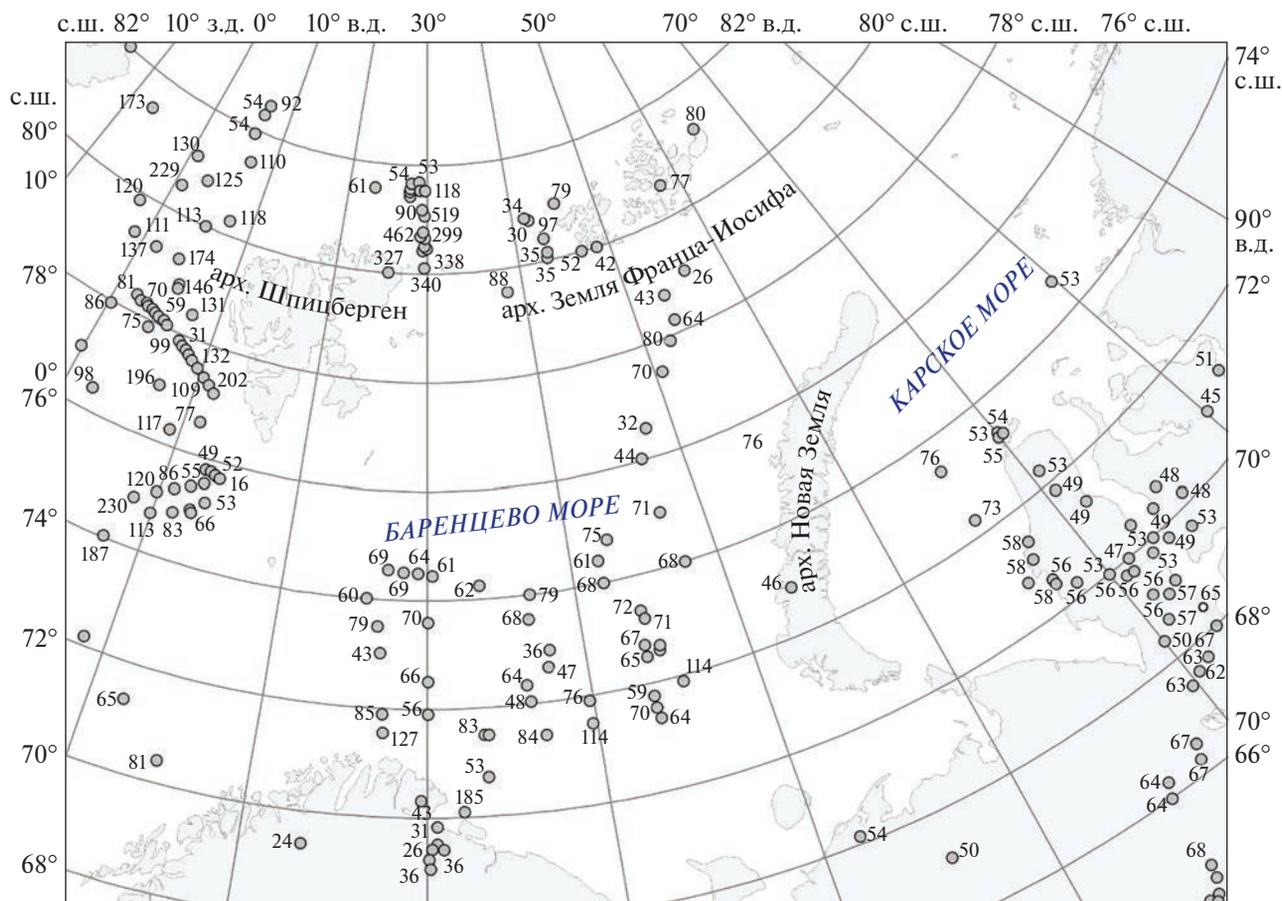
**Рис. 3.** Геотермическая изученность Западно-Арктического региона (плотность теплового потока, мВт/м²).

Таблица 6. Физические и теплофизические свойства грунтов

№№	Описание грунта	Плотность, кг/м ³	Влажность, %	Теплопроводность, Вт/(м К)		Объемная теплоемкость, кДж/(м ³ К)	
				Т	М	Т	М
1	Мохо-растительный слой	180	50	0.3	1	4000	2000
2	Песок мелкий	1460	28.5	1.6	3	2850	1970
3	Гравийный грунт	2020	6.3	1.7	2	2100	1980
4	Песок пылеватый	1630	20.4	1.6	3	2620	1930
5	Песок средней крупности	1700	16.2	1.6	2	2440	1860
6	Суглинок, мягкопластичный	1880	31.4	1.5	2	4130	2890
7	Песок гравелистый	1850	9.4	1.7	2	2120	1760
8	Песок мелкий	1680	18.1	1.8	3	2540	1900
9	Дресвяный грунт	2000	9	1.3	2	2150	1940
10	Суглинок, полутвердый	1560	24.2	1.3	2	2950	2160
11	Алеврит	2440	0.6	2	2	1660	1480

Примечание. Т – талое состояние, М – мерзлое состояние.

быть или измерения в скважинах (табл. 5), или измерения зондовым методом в морском дне. Карта геотермической изученности Баренц-региона приведена на рис. 3 [Хуторской и др., 2013].

Теплофизические свойства пород каждого профиля выбирались в соответствии с их геологическим строением и литологией. Теплопроводность пород, вскрытых бурением, определялась инструментально методом оптического сканирования (табл. 6). Более глубокие слои не доступ-

ны для инструментальных наблюдений. В таких случаях обычно применяются косвенные методы оценки теплопроводности на основе корреляционных зависимостей теплофизических и других геофизических параметров, чаще всего это сейсмические скорости [Nosney, 2000].

На рис. 4 показана зависимость коэффициента теплопроводности от граничной скорости на основе сопоставления стратиграфических подразделений арх. ЗФИ с выделяемыми сейсмоком-

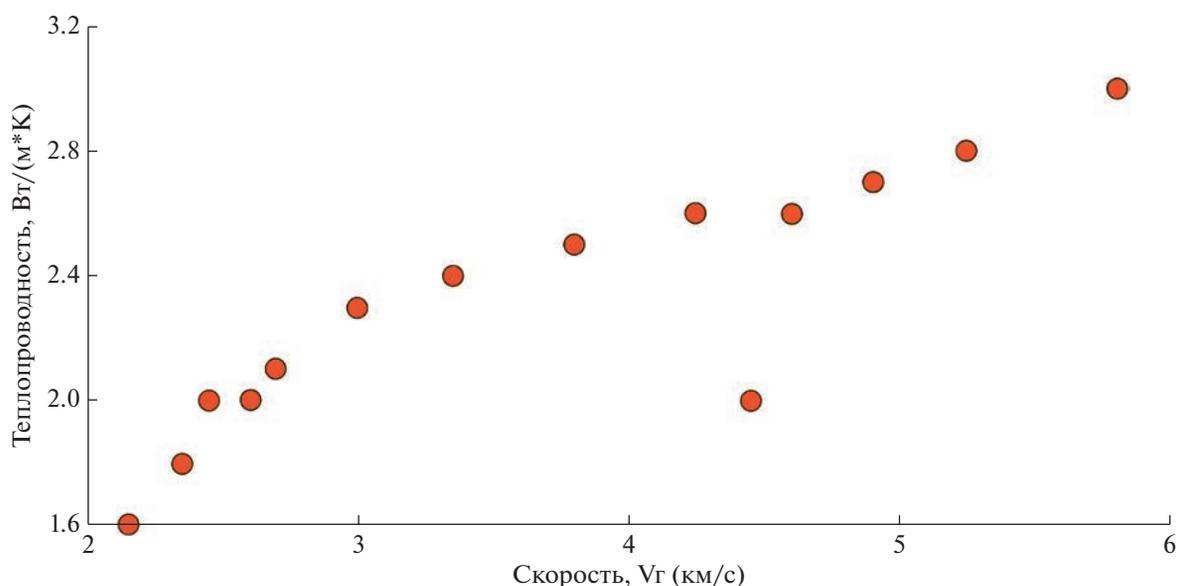


Рис. 4. Зависимость теплопроводности от граничной скорости сейсмических волн.

плексами на акватории и в трех скважинах. Обоснование возраста выделяемых подразделений на островах архипелага проводилось по данным определений фаунистических остатков и палинологических исследований. Основой для расчленения и выделения сейсмокомплексов по акватории послужили материалы сейсмических работ (профили МОГТ и сейсмоакустики, пункты зондирования МПВ, МОВ) [Дымов и др., 2011]. Данные о теплопроводности получены путем прямых измерений этого параметра по кернам скважин “Нагурская”, “Хейса” и “Северная” [Левашкевич, 2005].

Для получения результата о распределении температур в структурно и теплофизически неоднородном разрезе с помощью численного метода конечных элементов решалось нестационарное уравнение теплопроводности с временной производной:

$$\left(k_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + A(x, z) = c\rho \frac{\partial T}{\partial \tau}, \quad (1)$$

где k , c , ρ — соответственно теплопроводность, теплоемкость и плотность слоев литосферы, $A(x, z)$ — плотность источников тепла в слое, τ — время.

Для перехода к стационарной модели критерием наступления стационарного состояния теплового поля было условие инвариантности температур на последовательных временных шагах расчета. Время прихода теплового фронта в стационарное состояние (τ) можно оценить теоретически, исходя из критерия Фурье: $\tau = H^2/4a$, где H — глубина нижней границы области моделирования, a — коэффициент температуропроводности ($a = k(c\rho)^{-1}$). Принимая глубину нижней границы 8 км, а температуропроводность $5 \times 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, получим время наступления стационарного режима ≈ 1.2 млн лет. Таким образом, задавая время расчета температурного поля 3 млн лет, мы уверенно в решении получаем стационарное распределение температур в разрезе.

Профили, пересекающие острова арх. ЗФИ и прилегающую акваторию, построены по данным МОВ-ОГТ и опираются на результаты бурения трех глубоких скважин (Нагурская, Северная, Хейса) (см. рис. 1), по данным которых наблюдаются резкие изменения мощностей отложений и отсутствие на большей части архипелага отложений моложе триасовых. Разрез триасовых отложений насыщен интрузивными образованиями, которые отчетливо фиксируются как в разрезах скважин, так и на профилях МОВ-ОГТ. Ниже триаса, в разрезе Нагурской скважины, установ-

лены раннепалеозойские и позднепротерозойские отложения, но в прогибах, там, где общие мощности увеличиваются до 6 км, предполагается развитие полных разрезов перми, карбона, девона и силура. В акваториальной части разрезов по данным МОВ-ОГТ предполагается также существование юрских и меловых отложений.

В скважинах усилиями ПО “Арктикморнефтегазофизика” был проведен термический каротаж, результаты которого явились основой для расчета значений геотермических градиентов и плотности теплового потока [Левашкевич и др., 1992]. После учета поправок, обусловленных инерционностью датчиков температуры при проведении непрерывного термического каротажа, были получены фоновые значения геотермических параметров по скважинам ЗФИ (рис. 5).

Эти параметры использовались при задании граничных условий на нижней границе области моделирования и при оцифровке теплофизических свойств двумерных моделей.

Результаты расчета современных температур и плотности теплового потока вдоль субширотного профиля V—V и меридионального профиля VI—VI показаны на рис. 6. Разрезы построены по данным геологических съемок и опираются на результаты бурения скважин Нагурская, Северная и Хейса.

Вариации теплового потока вдоль профилей связаны с его рефракцией в условиях структурно-теплофизических неоднородностей, обусловленных различной мощностью и теплопроводностью геологических комплексов.

Мы отмечаем существование интервала температур катагенеза ОВ в градации МК₁₋₃ на островах Хейса, Земля Вильчека и Грэм-Белл в отложениях триаса. Но на о. Земля Александры этот же интервал температур находится в отложениях фундамента позднепротерозойского—раннепалеозойского возраста, что является маловероятным признаком формирования на этом острове углеводородов, в том числе природных битумов (ПБ), имеющих гидротермальное происхождение. Таким образом, отсутствие находок ПБ на Земле Александры можно объяснить относительно низкими температурами в мезозойском осадочном чехле острова (менее 80°C), не способствующими процессу катагенеза.

Площадное распространение катагенетического интервала температур под архипелагом ЗФИ можно увидеть на трехмерной температурной модели. Как мы отмечали выше, осадочные бассейны Западно-Арктического сектора имеют изометрическое мозаичное строение, для которых

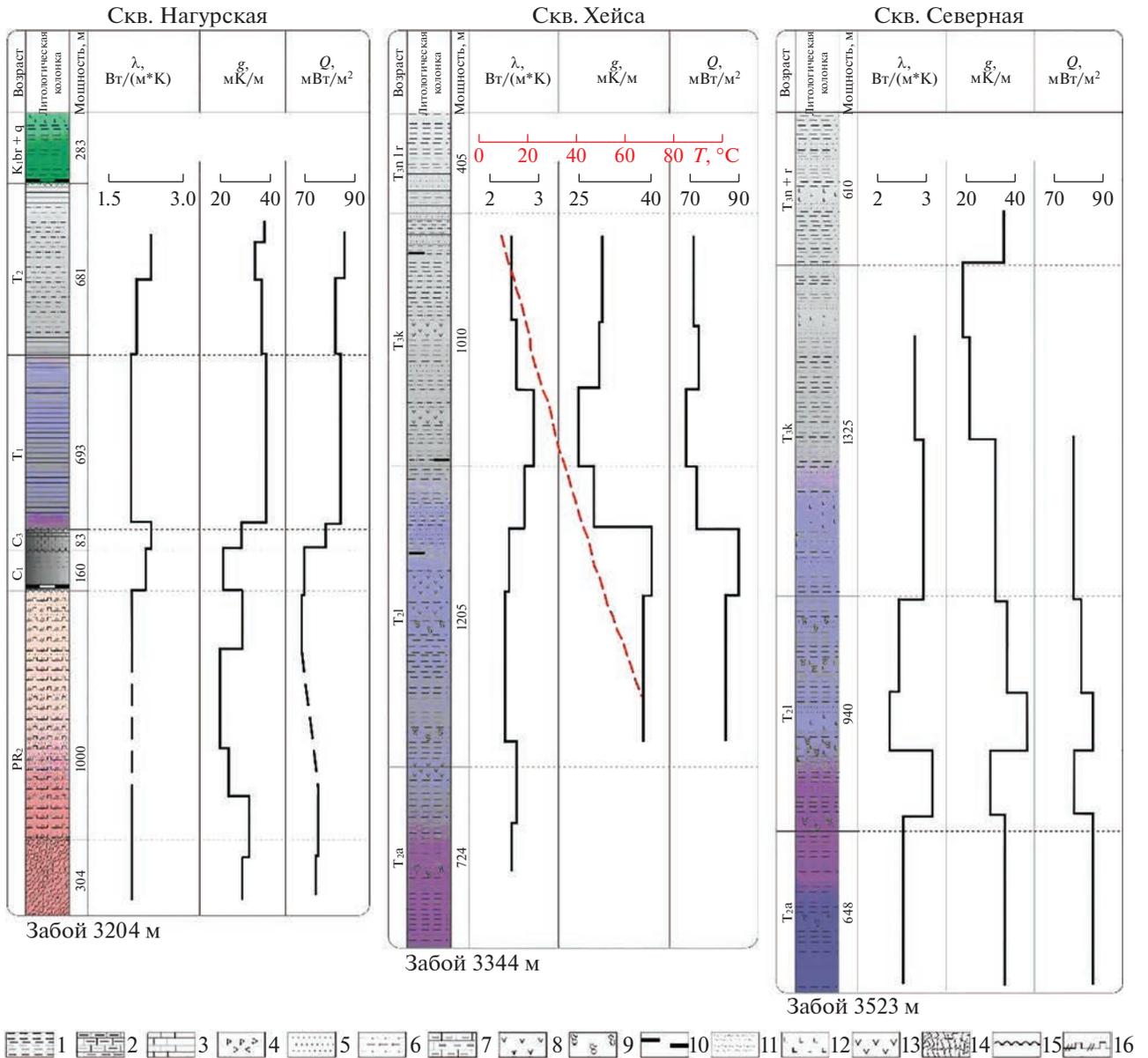


Рис. 5. Геологические разрезы и результаты геотермических измерений по скважинам архипелага Земля Франца-Иосифа.

1 – аргиллиты, глины, 2 – мергели, 3 – известняки, 4 – брекчии, 5 – песчаники, 6 – алевролиты, 7 – калькарениты, 8 – туфопесчаники, туфоалевролиты, 9 – газопроявление, 10 – углистость в породах, 11 – супеси, суглинки, 12 – изверженные породы основного состава, 13 – долериты, габбро-долериты, 14 – гнейсы и кристаллические сланцы, 15 – границы стратиграфического несогласия, 16 – кремнистые породы.

3D-модели дают наиболее корректную картину распределения температур в толще земной коры. При изометричности оценки глубин нахождения катагенетических температур по двухмерной и по трехмерной модели различаются на 10–15%. Этот факт не требует специальных доказательств, т.к. хорошо известен из классических работ по теории теплопроводности (см. например, [Карслоу, Егер, 1964]).

Для того, чтобы перейти к трехмерной модели, все профильные створы помещаются на единый трехмерный плот в координатах “широта–долгота–глубина”. Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешно-

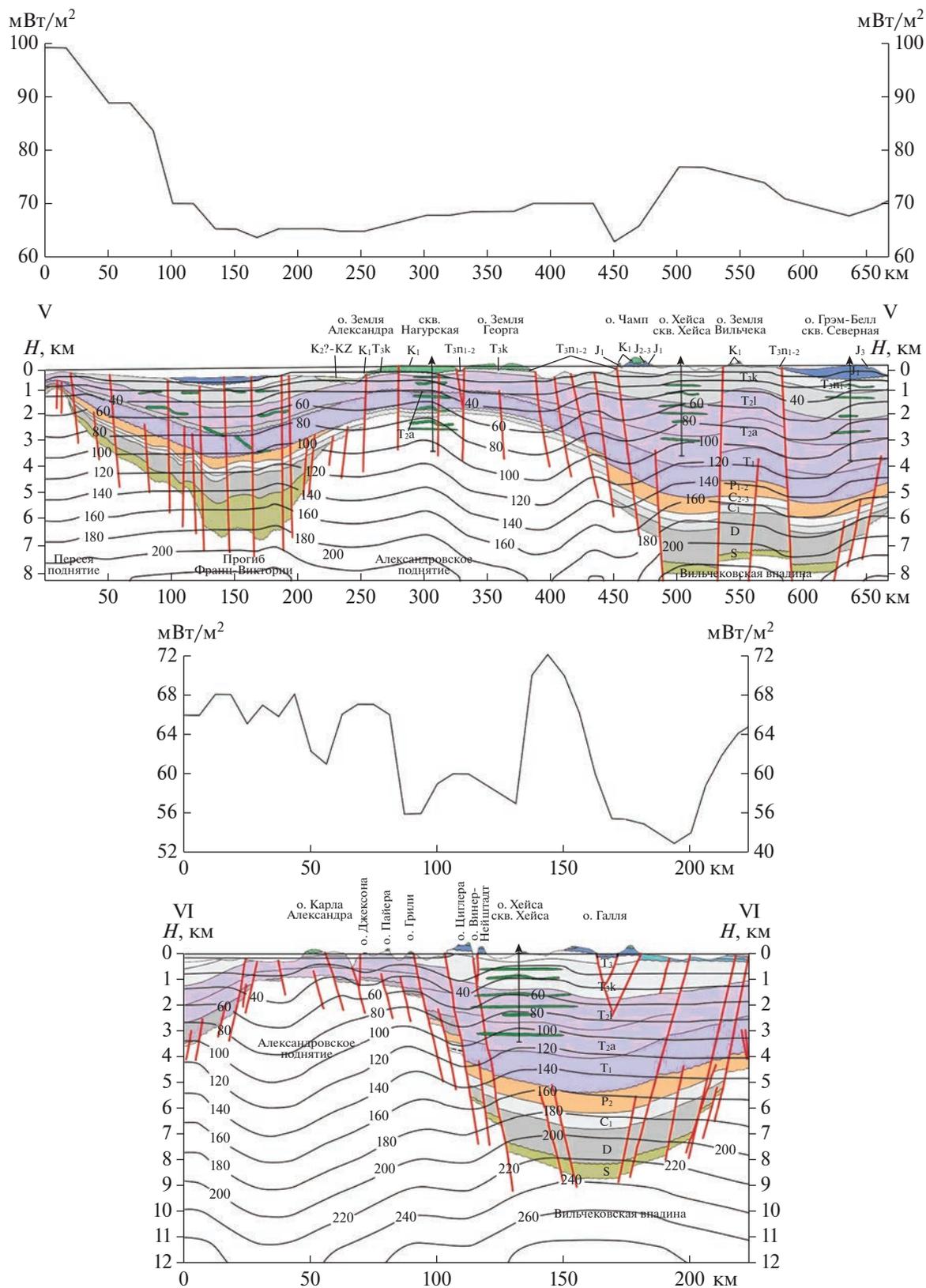


Рис. 6. Распределение температур (°С) и плотности теплового потока (мВт/м²) вдоль профилей V и VI на архипелаге ЗФИ (расположение профилей см. рис. 1).

сти глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей на примере геотемпературной модели для Баренцева моря, показал, что она составляет ± 50 м, что при средней глубине расчета температур 10 км составляет относительную погрешность 0.5% [Хуторской и др., 2013].

Особенностью трехмерного моделирования является установление температур, а следовательно, и всех остальных геотермических параметров в геометрии “широта–долгота–глубина” для всего региона. Построение трехмерной региональной геотермической модели производилось с помощью пакета трехмерной графики “TECPLOT v.10.0” (Amtec Engineering Inc.), который позволяет провести объемную интерполяцию наблюдаемого поля (в нашем случае температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: широта–долгота–глубина. Программа “TECPLOT” предусматривает трехмерную интерполяцию по сетке любой конфигурации. В большинстве случаев используется неравномерная сетка, “привязанная” к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур. Таким образом, рассчитанная вдоль профиля 2D температурная модель в координатах X – “простирание” и Z – “глубина” дополняется третьей недостающей производной $\left(k_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}\right)$ и “превращается” в трехмерное уравнение теплопроводности.

Результаты расчета температурного поля с помощью интерполяционного приближения будут отличаться от результатов, получаемых с помощью решения прямой задачи для трехмерной среды, только на величину искажений, обусловленных пертурбацией теплового потока вдоль оси Y . Поэтому, чем меньшее расстояние существует между соседними геотраверсами, тем точнее будет интерполяционное приближение к 3D-модели. Однако, наш многолетний опыт двухмерного термического моделирования показывает, что величина искажений теплового потока вдоль оси Y ничтожно мала. Например, для типичного осадочного бассейна горизонтальная компонента теплового потока вдоль оси Y составляет не более 0.04 мВт/м², т.е. на три порядка ниже фоновой величины глубинного теплового потока. Следовательно, получение трехмерного распределения температур с помощью объемной интерполяции практически адекватно решению прямой задачи для объемного теплового поля.

Нами была использована возможность увеличения числа профилей при построении трехмер-

ной термотомографической модели за счет включения еще трех геолого-геофизических разрезов на ЗФИ. Это профили а–б, в–г и д–е (см. рис. 1). Профили построены по данным сейсмических работ (профили МОВ-ОГТ и пункты зондирования МПВ) [Школа и др., 2000].

На рис. 7 показаны результаты расчетов температур для каждого профиля, полученные при тех же граничных условиях, которые описаны выше для профилей V–V и VI–VI. На этих профилях можно видеть, что катагенетический температурный интервал в осадочном чехле выявлен на островах Хейса и Грем-Белл. На о. Земля Александры этот интервал температур обнаруживается в фундаменте. Это, как обсуждалось выше, не способствует появлению битумов в относительно маломощном мезозойском осадочном чехле острова.

Для перехода к трехмерному плотингу все рассчитанные 2D-профили были размещены в координатах “широта–долгота–глубина” (рис. 8) в соответствии с их простиранием. Процедура построения 3D-плотинга заключается в объемной интерполяции температур в пределах крайних координат по широте, долготе и глубине.

После интерполяции получаем непрерывную картину распределения температур (рис. 9), которая наиболее адекватно отражает геотермическое поле в центре архипелага, т.е. там, где плотность пространственного расположения профилей наибольшая. В периферийных участках погрешность интерполяции увеличивается из-за разрежения исходных 2D-профилей.

По расчетным данным отмечается уменьшение температуры в земной коре под ЗФИ в западном направлении. Так, температура на глубине 8 км под островами Грем-Белл и Земля Вильчека составляет 360°C , а под островами Земля Александры, Гукера и Земля Георга – 300°C . По-видимому, с этими особенностями температурного поля под архипелагом связано большее количество проявлений ПБ именно на островах восточной части ЗФИ. Этот факт также демонстрируется на рис. 10 и 11.

На архипелаге Новая Земля в настоящее время проводится освоение свинцово-цинкового месторождения “Павловское” на Южном острове в бассейне реки Безымянная. В комплекс работ входят геоморфологические, гидрогеологические, инженерно-геологические и геофизические исследования, а также поисково-разведочное бурение, в том числе, глубоких скважин. Можно надеяться, что в процессе изысканий в этом районе будут обнаружены новые проявления природных

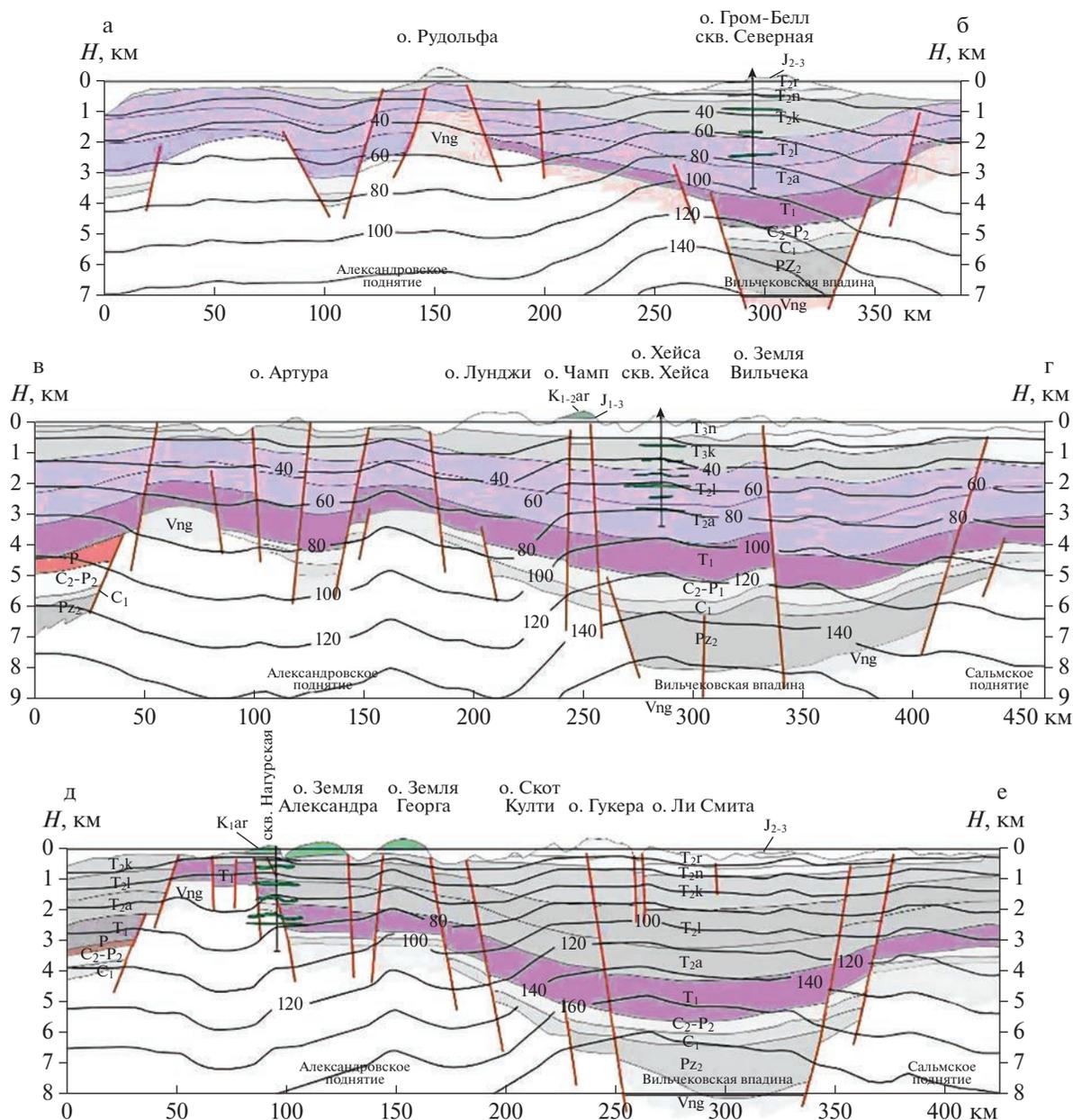


Рис. 7. Распределение температур в разрезах профилей а–б, в–г и д–е (расположение профилей см. рис. 1).

битумов, так как редкие находки антраксолитов в этом районе уже имеются (см. рис. 2).

Профиль I–I построен по данным геологической съемки и бурения на участке месторождения, а также геофизических работ (профилирование МОВ, грави- и магниторазведка).

В региональном плане Безымянская площадь, включающая в себя Павловское месторождение, входит в состав Пайхойско-Новоземельской складчатой системы, формирование которой относит-

ся к ранним фазам киммерийского тектогенеза (конец триаса–начало юры). На территории представлен практически полный разрез палеозоя – от кембрийской по пермскую системы включительно. Эти породы сложены разнообразными по составу и фациальным особенностям осадочными морскими отложениями, а также классом вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, играющим подчиненную роль в общем разрезе палеозойских толщ. Видимых угловых несогласий в размещении палеозойских формаций не

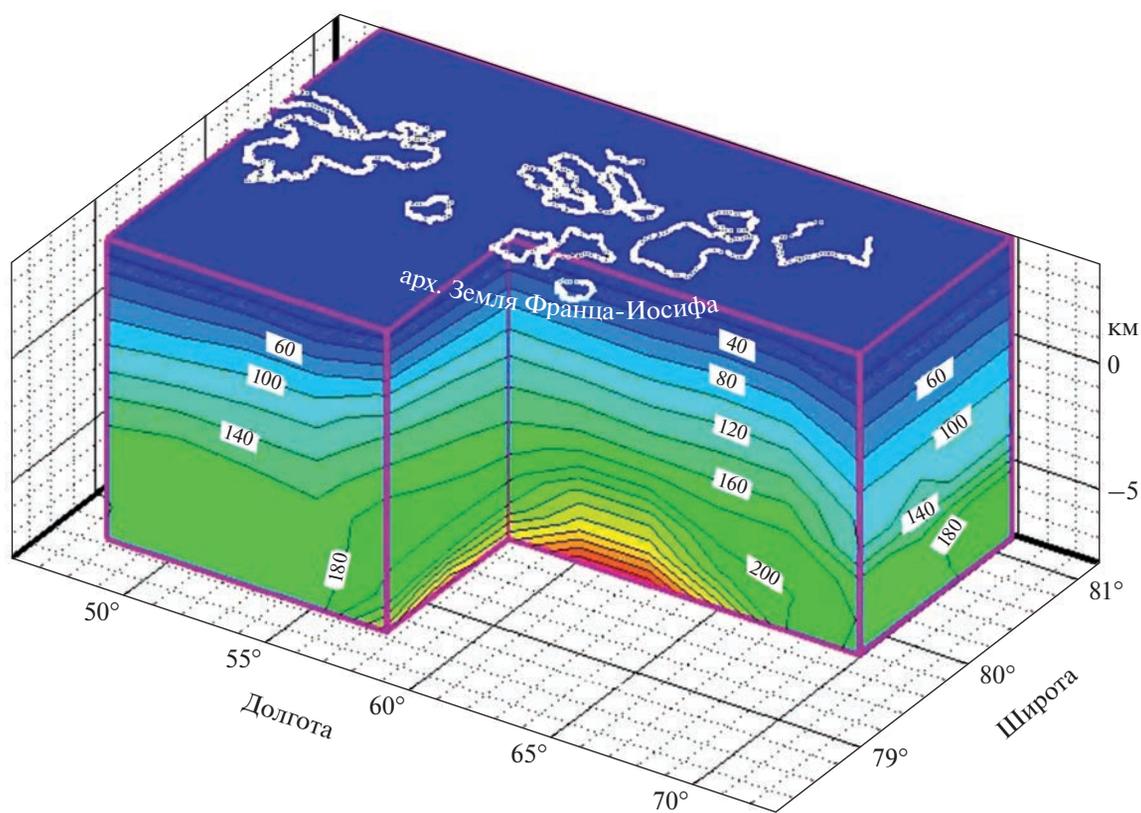


Рис. 9. 3D-модель температурного поля в районе ЗФИ.

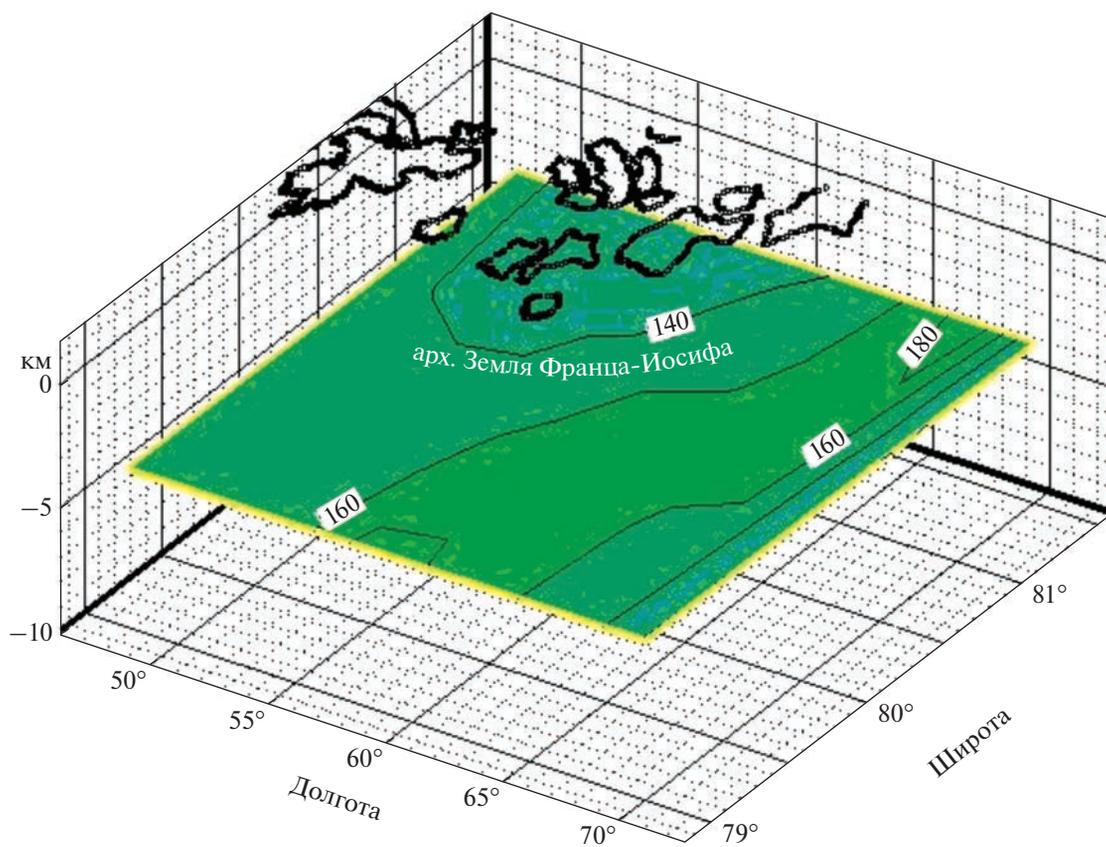


Рис. 10. Распределение температур ($^{\circ}\text{C}$) на глубине 4 км.

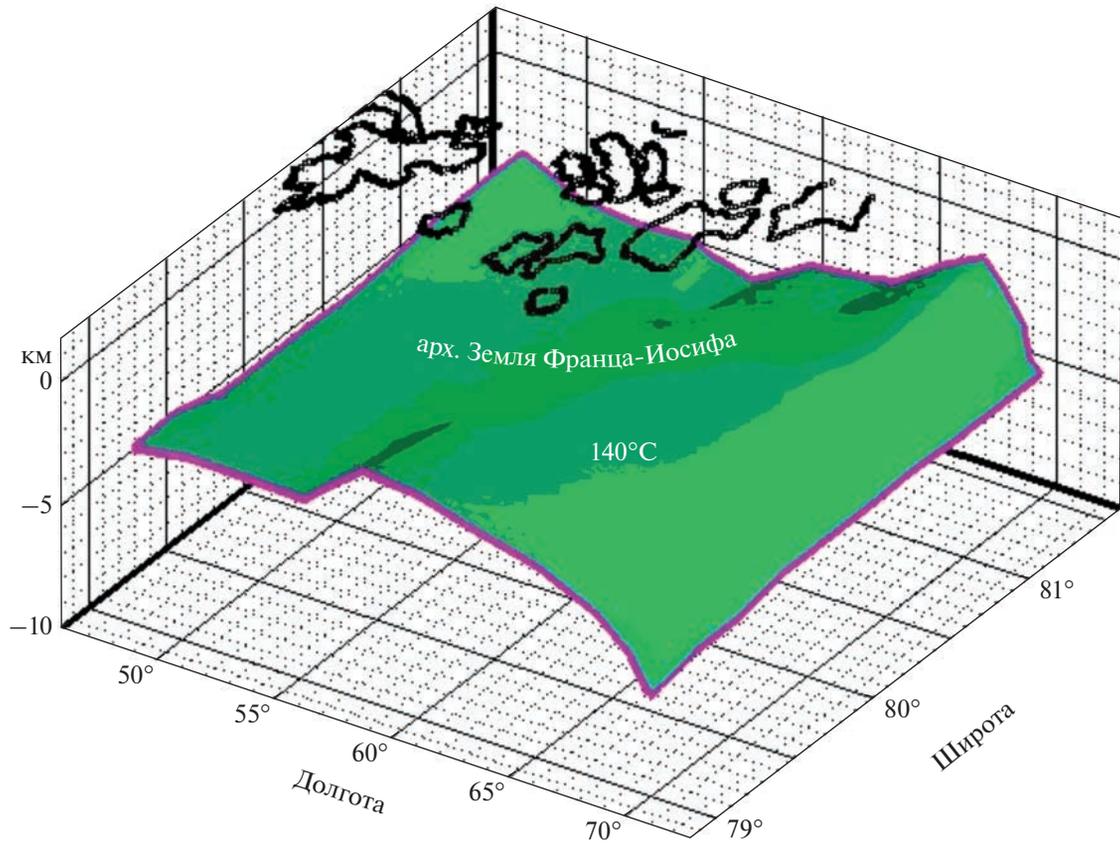


Рис. 11. Положение изотермической поверхности 140°C.

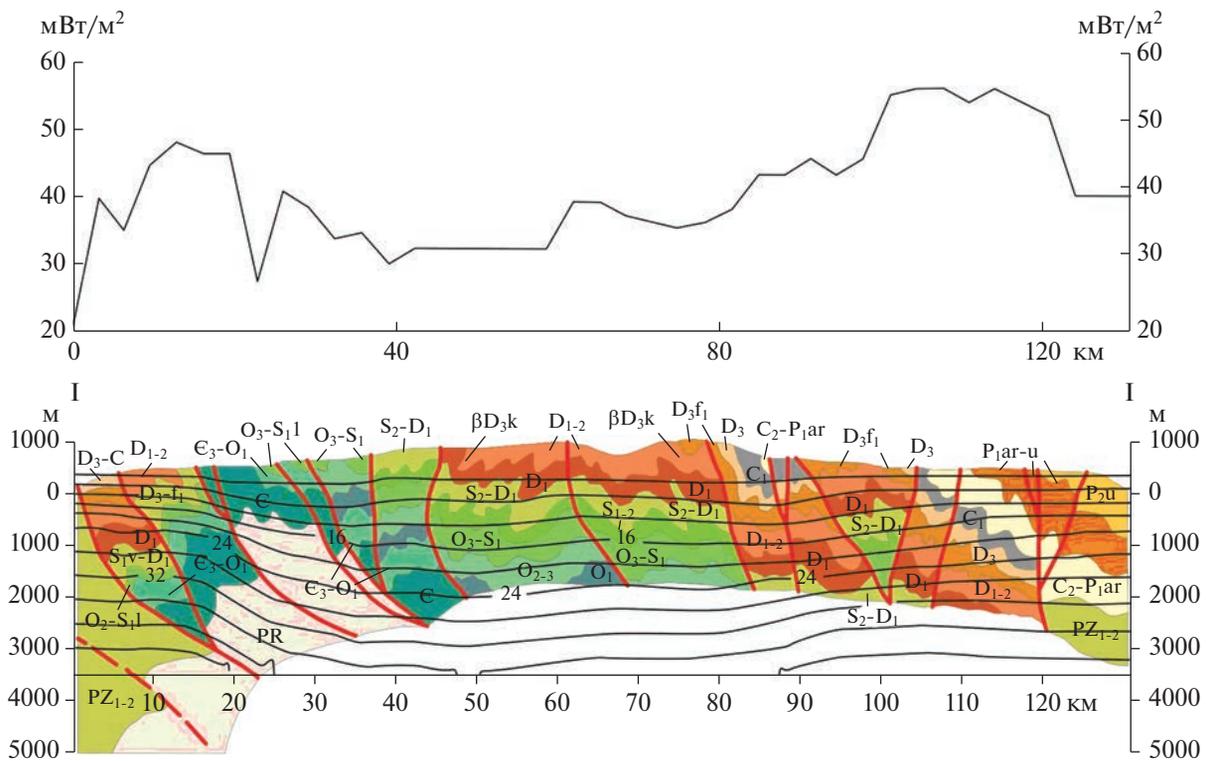


Рис. 12. Распределение температуры (внизу) и теплового потока вдоль профиля I–I на архипелаге Новая Земля.

ления теплопроводности и величины радиогенной компоненты теплового потока проанализирована представительная коллекция из образцов керна этой скважины. Таким образом, мы констатируем, что полученное значение теплового потока — 46 мВт/м² можно считать фоновым для западной части архипелага.

При численном моделировании геотемпературного поля вдоль профиля I—I (рис. 12) это значение теплового потока задавалось как нижнее граничное условие второго рода на глубине 4 км. На верхней границе области моделирования, совпадающей с рельефом вдоль профиля, задавалась температура —1°С, зафиксированная в устье скважины СГ-5.

В результате численного моделирования установлено, что температура на глубине 4 км составляет всего 60–65°С. Это существенно более низкая температура, чем на архипелаге ЗФИ, где на той же глубине отмечалась температура 100–120°С. Этот факт объясняется более низким тепловым потоком на Новой Земле (46 мВт/м²) по сравнению с ЗФИ (79–80 мВт/м²).

Природа понижения теплового потока на Новой Земле связана с геодинамической обстановкой геологического прошлого. Здесь произошло “экранирование” глубинного теплового потока аллохтонной литосферной пластиной, надвинутой со стороны палеоокеана при его закрытии в позднем палеозое. Заметим, что аномально низкий тепловой поток в Уральском складчатом поясе объясняется именно этим, что подтвердило проведенное эволюционное геотермическое моделирование [Хуторской, 1996].

Редкие находки антраксолитов приурочены к локальным зонам в узких бухтах на о-вах Южный, Долгий и Вайгач, которые, собственно, и образовались из-за разломной тектоники. Находки природных битумов, вероятнее всего, объясняются гидротермальной деятельностью, которая генетически связана с разрывом сплошности массивов пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многочисленные находки жидких, вязко-жидких и твердых ПБ на арктических архипелагах свидетельствуют об активном гидротермальном процессе, происходившем здесь в геологическом прошлом и, вероятно, продолжающимся в недавней геологической истории. По локализации находок ПБ можно проследить действие гидротерм, пронизывающих скопления углеводородов. Процесс гидротермальной разгрузки сопровождал, а

порой и способствовал формированию структурно-геологических обстановок на островах архипелага.

Вместе с веществом гидротермы адвективно выносят большое количество энергии, повышая температуру окружающих пород и изменяя их геотермические характеристики по сравнению с фоновыми значениями. Тепловое поле при гидротермальной разгрузке приобретает большую энтальпию и нестационарный характер. Температура в недрах и плотность теплового потока изменяются в зависимости от тепло- и теплопроводности среды, так что фиксируемые величины геотермических параметров — это результат суперпозиции всех тепловых воздействий: как генерации тепла, так и его расхода на прогрев окружающей среды и на излучение в тропосферу. Это обуславливает важность проведения геотермических исследований в районах распространения продолжительного гидротермального процесса, в том числе там, где этот процесс маркируется существенными признаками. Появление природных битумов, приуроченных к разломам и пронизываемым зонам, один из таких признаков.

Проведенный расчет глубинных температур и теплового потока в геометрии 2D и 3D на арктических архипелагах продемонстрировал существование катагенетического интервала температур в осадочном чехле именно там, где фиксируются находки ПБ.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00054А и госбюджетной темы Лаборатории тепломассопереноса ГИН РАН № 122012700311-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакиров А.А., Бакиров Э.А.* Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа / В 2 томах. Кн. 1. Теоретические основы прогнозирования нефтегазоспособности недр. М.: Недра, 2012. 467 с.
- Безруков В.М.* Природные битумы о-ва Грем-Белл Земли Франца-Иосифа и их значение для оценки перспектив нефтегазоносности арктической окраины Баренцево-Северо-Карского шельфа // Геология нефти и газа. 1997. № 02. С. 20–25.
- Безруков В.М., Винокуров И.Ю., Пигготт Н., Фугелли Э., Стоувер Ш.* Результаты битуминологических исследований на островах Севера Баренцевоморского шельфа // Природные битумы и тяжелые нефти. СПб.: Недра, 2006. 588 с.

- Богомолов А.И., Гайле А.А., Громова В.В. и др.* Химия нефти и газа / Учебное пособие для вузов / 3-е издание, доп. и испр. СПб.: Химия, 1995. 356 с.
- Винокуров И.Ю.* Литолого-петрографические характеристики мезозойских отложений архипелага Земля Франца-Иосифа в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности / Автореф. дисс. ... канд-та геол.-мин. наук. СПб.: ВНИГРИ, 1998. 24 с.
- Гольдберг И.С.* Природные битумы СССР: (закономерности формирования и размещения). Л.: Недра, 1981. 195 с.
- Дорохин В.П., Палий А.О.* Состояние и перспективы добычи тяжелых и битуминозных нефтей в мире // Нефтепромысловое дело. 2004. № 5. С. 6–9.
- Дымов В.А., Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист U-41–44 – Земля Франца-Иосифа (восточные острова). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 220 с. + 6 вкл.
- Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
- Клубов Б.А.* Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983, 205 с.
- Клубов Б.А.* Принципиальная модель образования природных битумов в свете новых данных // Горючие сланцы. 1988. № 5/4. С. 365–374.
- Клубов Б.А., Кораго Е.А.* О природе жидких битумов севера Новой Земли // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 1143–1147.
- Клубов Б.А., Безруков В.М.* Антракосолиты Новой Земли // Сов. геология. 1992. № 4. С. 22–30.
- Клубов Б.А., Острой А.С.* О первых находках природных битумов на Земле Франца-Иосифа // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 785–788.
- Клубов Б.А., Винокуров И.Ю., Гарибьян Е.В.* Битумопроявления на о-ве Хейса // Геология нефти и газа. 1997. № 02. С. 10–13.
- Левашкевич В.Г., Цыбуля Л.А., Десятков В.М.* Тепловой поток на островах Баренцевоморского региона // Сов. геология. 1992. № 8. С. 67–70.
- Левашкевич В.Г.* Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы) / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 42 с.
- Летников Ф.А., Жатнуев Н.С., Лашкевич В.В.* Флюидные термоградиентные системы. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- Муслимов Р.Х., Романов Г.В., Каюкова Г.П., Юсупова Т.Н., Петров С.М.* Перспективы тяжелых нефтей // ЭКО. 2012. № 1. С. 35–40.
- Никитин Д.С., Хуторской М.Д.* Первые измерения теплового потока на архипелаге Новая Земля // Доклады Академии наук. 2018. Т. 478. № 6. С. 692–696.
- Николаев А.В.* Проблемы геотомографии // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4–38.
- Поконова Ю.В.* Нефтяные битумы. СПб.: Синтез, 2005. 54 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика: Кредо автора // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.
- Пчелина Т.М., Богач С.И., Гаврилов Б.П.* Новые данные по литостратиграфии девонских отложений района Мимердален // Геология осадочного чехла арх. Шпицберген. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1986. С. 5–19.
- Самойлович Ю.Г.* Погребенная речная сеть на акватории Баренцево-Карского шельфа // Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1982. С. 5–9.
- Спичак В.В.* Магнитотеллурические поля в трехмерных моделях геоэлектрики. М.: Научный мир, 1999. 204 с.
- Тараканов Ю.А.* Гравитационная томография // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 236–265.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г.* Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. № 3. С. 79–96.
- Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р.* Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов // Геотектоника. 2008. № 2. С. 36–54.
- Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др.* Геотермия арктических морей. М.: ГЕОС, 2013. 232 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 605)
- Черевко Н.К.* Твердые битумы европейского северо-востока России. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 100 с.
- Школа И.В., Фефилова Л.А., Макарьев А.А.* Верхний триас Земли Франца-Иосифа (стратиграфическое расчленение для целей геологического картирования) // Стратиграфия и фауна палеозоя и мезозоя Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 62–73.
- Dziewonski A.M.* Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6 // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 5929–5952.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Seismic tomography of the Earth's interior // Amer. Sci. 1984. V. 72. № 5. P. 483–494.
- Hosney H.M.* Geophysical parameters and crustal temperatures characterizing tectonic and heat flow provinces of Egypt // ICEHM. Cairo: Cairo University, 2000. P. 152–166.
- Seismic tomography: Theory and practice / Eds H.M. Iyer, K. Hirahara. Cambridge: University Press, 1993. P. 519–584.
- Stern R.J., Anthony E.Y., Ren M., Lock B.E., Norton I., Kimura J.I., Miyazaki T., Hanyu T., Chang Q., Hirahara Y.* Southern Louisiana salt dome xenoliths: First glimpse of Jurassic (ca. 160 Ma) Gulf of Mexico crust // Geology. 2011. V. 39. P. 315–318.

Thermobaric Conditions of Organic Matter Catagenesis in the Russian Segment of Barents Region Archipelagos (Franz Josef Land, Novaya Zemlya)

D. S. Nikitin^{1, *}, M. D. Khutorskoy¹, O. S. Samsonova¹

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

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

The natural bitumen (NB) localization finds in the archipelagos of Russian Arctic Western segment is considered. The nature of their appearance in connection with the geothermal regime of the subsurface is discussed. Based on numerical simulation, temperatures and heat flow density are calculated in 2D geometry along seismogeological profiles and in 3D geometry for the Franz Josef Land isometric structure. It is concluded that all the noted NB manifestations are genetically related to hydrothermal activity, the signs of which are adequately recorded in the geotemperature field.

Keywords: natural bitumen, hydrothermal processes, catagenesis, temperature, heat flow, modeling.

УДК 552.57(234.83)"551.734.5"

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ УГЛИСТЫХ ПОРОД (р. СУЛА, СЕВЕРНЫЙ ТИМАН)

© 2023 г. О. С. Котик^а, *, Н. В. Пронина^б, **,
Н. С. Инкина^а, ***, П. А. Безносков^{а, с}, ****

^аИнститут геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН,
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Республика Коми, Россия

^бГеологический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119234 Россия

^сКазанский (Приволжский) федеральный университет, ул. Кремлевская, 18, Казань, 420008 Россия

*e-mail: olya.procko@gmail.com

**e-mail: nvproncl@mail.ru

***e-mail: nsinkina@geo.komisc.ru

****e-mail: beznosov@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 19.01.2023 г.

После доработки 24.03.2023 г.

Принята к публикации 20.04.2023 г.

Проведено детальное углепетрографическое и минералого-геохимическое исследование гумусовых углей и углистых пород в саргаевских отложениях верхнего девона Северного Тимана (р. Сула), являющихся примером захоронения наиболее древних растений углеобразователей. В разрезе выделены следующие типы органических пород: “гагатоподобный” уголь, липтобиолитовый алевроглинистый уголь и алевро-глинисто-углистые микстолиты. Изученные угли и углистые породы сложены гумусовыми органическими компонентами, представленными витринитовыми и липтинитовыми мацералами, инертинитовая группа имеет подчиненное значение. Среди витринитовых мацералов присутствуют гелинит, коллотелинит и телинит (ксиленит), липтинитовых – споринит, кутинит, липтодетринит, битуминит, альгинит и смолоподобное вещество, а инертинитовых – инертдетринит, семифюзинит, фюзинит и фунгинит. Полученные значения отражательной способности витринита $RV = 0.45–0.55\%$ указывают на невысокий уровень зрелости органического вещества, соответствующий переходу от конца протокатагенеза (градация PK_3) к началу мезокаатагенеза (градация MK_1). Минеральная составляющая микстолитов и высокозольных углей состоит из каолинита, хлорит/сметита (с преобладанием хлоритовой компоненты) и кварца.

Ключевые слова: верхний девон, уголь, углистые породы, мацеральный и минеральный состав, отражательная способность витринита.

DOI: 10.31857/S0024497X23700192, **EDN:** WPROSP

Девонский период являлся временем появления и активного распространения на суше лесных растительных сообществ, способствовавших формированию первых зон торфонакопления. Лесные сообщества были представлены плауновидными, археоптерисовыми, папоротниками и членисто-стебельными, которые произрастали в долинах рек и прибрежных областях небольших морей [Мейен, 1989; Снигиревский и др., 2017; Безносков и др., 2018].

Девонские угли распространены в различных регионах мира: о-ва Девон, Элсмир, Баффинова Земля в Полярной области Канадского архипелага, о. Медвежий (Норвегия), юг Западной Сибири (Кузнецкий бассейн, р. Барзасс), Китай и Север-

ный Тиман [Первухина, 1940; Степанов, 1937; Матвеев, 1979; Goodarzi, Goodbody, 1990; Volkova, 1994; Kennedy, Gibling, Eble et al., 2013]. К наиболее древним относятся угольные пласты, встреченные в интервале отложений от позднеживетского до среднефранского возраста на островах Канадского архипелага, относимые к кеннельским углям с обилием споровых элементов [Goodarzi, Goodbody, 1990]. Аналогичные по возрасту, но имеющие другой состав липтобиолитовые угли были описаны в Китае [Han, 1989; Cheng, Han, 1995; Dai et al., 2006; Song, Wang, Zhong et al., 2021]. Подобные угли были обнаружены А.А. Черновым еще в 1920-е годы прошлого столетия в отложениях эйфель-раннеживетского возраста на Северном Тимане (север Европейской части России)

[Чернов, 1947; Первухина, 1940; Volkova, 1994]. В дальнейшем на территории Тимана было установлено месторождение и более десятка проявлений бурого и каменного угля, которые приурочены к разным стратиграфическим уровням девона (от Эйфеля до Фамена) [Государственная ..., 2013; Снигиревский и др., 2017].

Исследованные углепроявления из разреза по р. Сула Северного Тимана являются примером накопления растительных остатков во франское (саргаевское) время позднего девона. Углепетрографическая характеристика состава органических компонентов позволяет судить о многообразии растительного материала, формирующего древние зоны угленакопления. Целью исследований являлся анализ состава одних из наиболее древних углепроявлений на основе детальных углепетрографических, литологических и геохимических методов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА НА р. СУЛА

Район исследований расположен в пределах Тиманской гряды на северо-востоке Европейской части России (рис. 1а). Тиман представляет собой древнюю пенепленизированную гряду, протягивающуюся от верховьев р. Вычегда на юге до побережья Чёшской губы на севере. В тектоническом плане гряда занимает северо-восточный внешний угол Восточно-Европейской платформы и разделяет Русскую и Печорскую плиты [Тимонин, 1998; Оловянишников, 2004]. Исследуемая территория находится в южной части восточного крыла Северотиманского вала (см. рис. 1). В осевой части Тимана преимущественное развитие имеют поля выходов девонских пород (см. рис. 1б), среди которых основная доля приходится на отложения франского яруса [Цыганко, 2006]. Изученный разрез, расположенный в среднем течении р. Сула ниже Сульского водопада, охватывает интервал кумушкинской, вычейской, груборучейской и рассохинской свит (см. рис. 1в, 1г). Последние две представлены фациально близкими отложениями, которые не имеют между собой четко выраженной границы, и поэтому рассматриваются как единая толща. Прослой углей и углистых пород приурочены только к нижней части груборучейской свиты. Этот интервал разреза довольно скудно охарактеризован палеонтологическими остатками. Кроме углефицированных фрагментов растений, стратиграфически индифферентных, здесь встречены крайне обедненные комплексы миоспор, характерные для саргаевского горизонта [Государственная ..., 2013]. Также среди остатков позвоночных здесь отмечен вид-индекс плакодермовой зоны *Bothriolepis cellulosa*, отвечающей на Тимане низам устьярегско-

го (саргаевского) горизонта [Esin et al., 2000; Зональная ..., 2006], что позволяет отнести интервал, содержащий угли и углистые породы, к этой части верхнедевонского разреза [Зональная ..., 2006]. Формирование рассматриваемой толщи, по всей видимости, происходило в мелководных прибрежно-морских обстановках, представляющих собой переходные фации от дельтовых на севере [Чернов, 1947; Безнососов и др., 2018; Снигиревский и др., 2022] к развитым южнее нормально-морским отложениям [Цыганко, 2006]. В других частях Тимана, а также на п-ове Канин, составляющем с ним единую геологическую структуру, иные углепроявления раннесаргаевского возраста неизвестны.

Характеристика разреза

В районе Сульского водопада вскрывается один из наиболее полных разрезов саргаевского (устьярегского) горизонта Тимана (см. рис. 1в), который представлен здесь толщей переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с преобладанием первых (рис. 2а). Песчаники разнозернистые и имеют серую и зеленовато-серую окраску, пологую косую и горизонтальную слоистость. В основании их пластов встречены гальки глинистых пород, на поверхностях напластования присутствуют знаки ряби и следы волочения. Участками отмечаются седиментационные подводно-оползневые складки. На нескольких уровнях в разрезе присутствуют конкреции: пиритовые — до 2 см диаметром, сидеритовые — до 15 см и песчаные — до 60 см. В последних часто встречаются скопления неопределимых растительных остатков, приуроченных к плоскостям напластования (см. рис. 2б). Алевролиты присутствуют в разрезе в подчиненном количестве, имеют темную голубовато-серую окраску, тонкоплитчатую отдельность и горизонтальную слоистость. В них также присутствуют остатки растений плохой сохранности. Аргиллиты встречаются в разрезе еще реже и характеризуются комковатой текстурой, скорлуповатой и мелкооскольчатой отдельностью. Суммарная мощность изученного разреза составляет 45 м, из которых интервал, содержащий углистые породы, занимает около 15 м.

Углепроявления встречены в разрезе в двух разновидностях: 1 — в виде отдельных прослоев полосчатых углей и углистых пород (см. рис. 2г); 2 — в виде гнезд и линз блестящих углей в песчаных слоях (см. рис. 2в). Наиболее мощные прослой — 0.2 м характерны в основном для нижней части разреза (см. рис. 2а). Авторами выявлены три типа углистых пород, для которых проводились детальные исследования.

Полосчатые угли и углистые породы сильно трещиноваты с пленками оксидов и гидроксидов железа. В основной массе присутствует большое

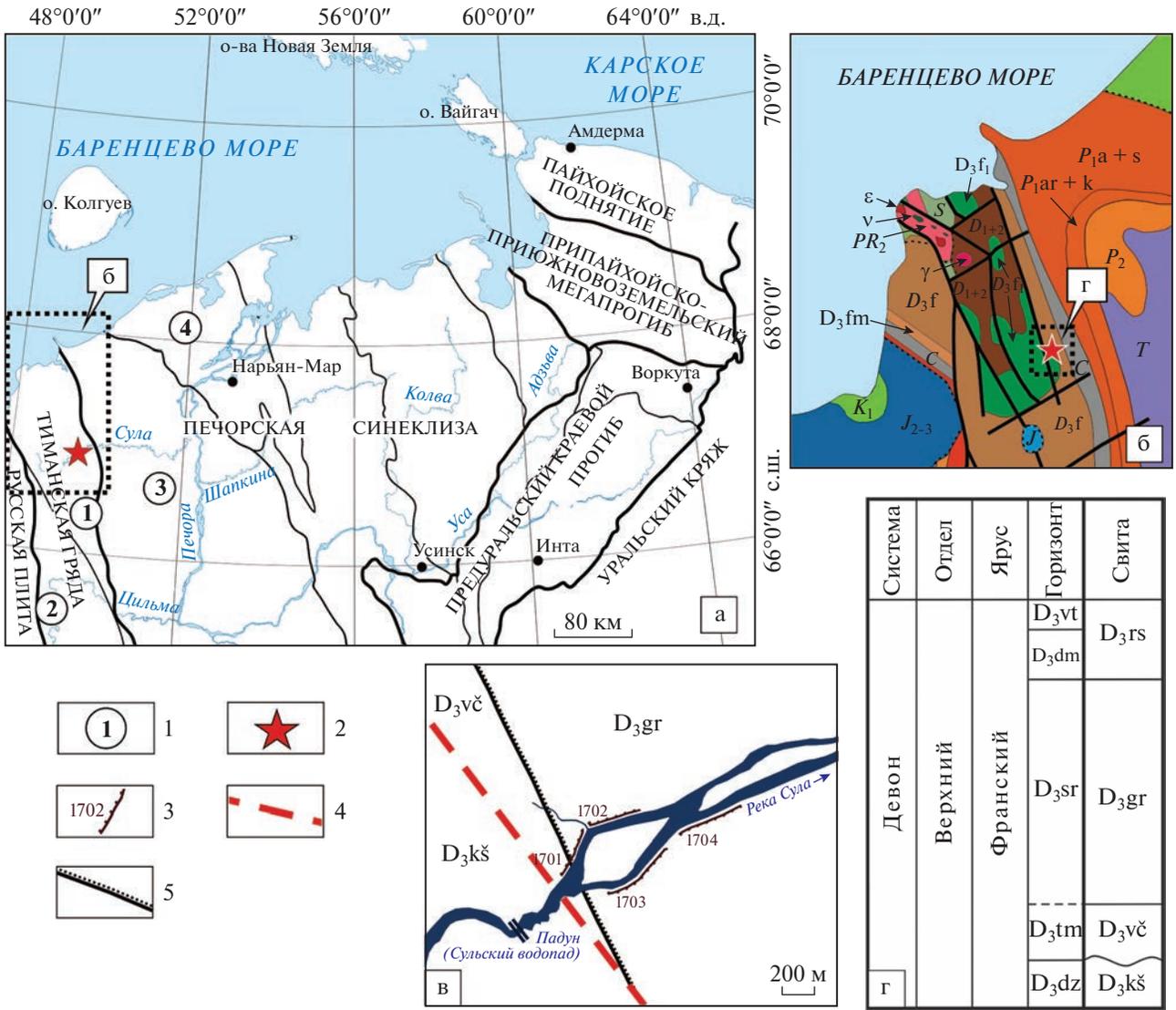


Рис. 1. Обзорная карта района исследований и положение изученного разреза. а – тектоническая карта (по [Прищепа и др., 2011] с упрощениями); б – выкопировка из геологической карты Северного Тимана (по [Оловянишников, 2007] с изменениями); г – схема естественных выходов франских отложений в бассейне р. Сула; г – Стратиграфическое расчленение франских отложений верхнего девона Северо-Тиманской структурно-формационной зоны (по [Геологическая ..., 2014] с изменениями). 1 – тектонические структуры (1 – Северо-Тиманский мегавал, 2 – Западно- и Средне-Тиманские дислокации, 3 – Ижма-Печорская синеклиза, 4 – Малоземельско-Колгуевская моноклинали); 2 – исследуемый разрез; 3 – естественные выходы; 4 – разлом; 5 – стратиграфическая граница. Горизонты: D₃dm – доманиковский, D₃vt – ветласянский, D₃sr – саргаевский, D₃tm – тиманский, D₃dz – джьерский; свиты: D₃rs – рассохинская, D₃gr – груборучейская, D₃vč – выучейская, D₃kš – кумушкинская.

количество микро- и мегаспор, а также многочисленные остатки травянистых плауновидных растений, отнесенных С.М. Снегиревским к роду *Helenia*.

Блестящие угли – однородные, черные, вязкие с раковистым изломом и со следами древесной структуры на изломе. Такие выделения блестящего угля упоминались в рассматриваемых отложе-

ниях И. Б. Волковой [Volkova, 1994], которая описывала их как отдельный тип.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения органического вещества саргаевских отложений использовались углепетрографические методы, а для характеристики минераль-

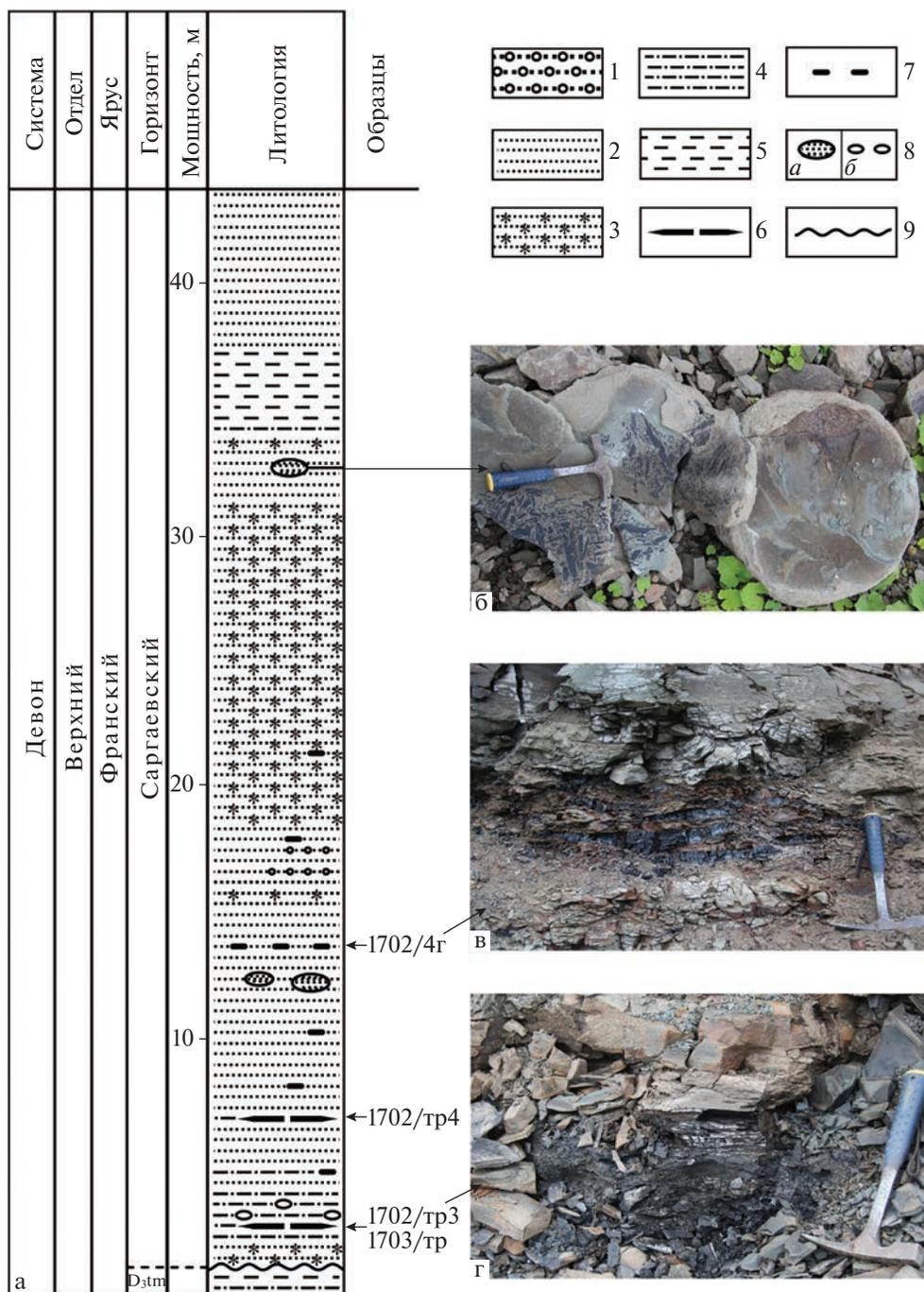


Рис. 2. Сводный разрез (а) терригенных верхнедевонских отложений (р. Сула); песчаные конкреции с растительными отпечатками (б); линзы углей (обр. 1702/4г) (в); прослой углистых пород (обр. 1702/тр3) (г). 1 – конгломерат; 2 – среднезернистый песчаник; 3 – мелкозернистый песчаник с алевритовой примесью; 4 – алеврит; 5 – аргиллит; 6 – уголь и углистые породы; 7 – линзы блестящих углей; 8 – конкреции (а – песчаные, б – сидеритовые); 9 – несогласное залегание.

ной составляющей пород применялись химические (силикатные, рентгенофазовые), оптико- и электронно-микроскопические методы.

Состав глинистой фракции пород определялся рентгенофазовым методом (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, излучение – $\text{CuK}\alpha$). Полуколичественный рентгенофазовый анализ глинистой

фракции был выполнен с помощью программы Sibilla©, которая позволяет распознавать смешанослойные минералы различного состава.

Для изучения микроструктуры и химического состава минералов использовались оптический (микроскоп Полам-215, Leica DM 2700) и электронно-микроскопический методы (сканирующий

электронный микроскоп Tescan Vega 3 LMN с приставкой энергодисперсионного анализа X-Max 50 Oxford Instruments). Для определения состава породы был проведен химический 14-компонентный силикатный анализ и изучена тяжелая фракция.

Углепетрографические исследования проводились по шлифам и аншлифам в простом, белом и ультрафиолетовом (УФ) свете и включали мацеральный анализ и замеры показателя отражения. Органическое вещество (ОВ) в породах изучалось с помощью микроскопов MeF-2, Nikon Eclipse E400Pol, Leica DM-2700 (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар) и Leica DM-2500 (МГУ, Москва). Замеры показателя отражения витринита (RV, %) производились на микроскопе Leica DM-2500 с установкой QD1302 (Craic Technologies, МГУ, Москва) в масле с объективом $\times 50$ и эталоном Yttrium-Aluminium (RV – 0.905%), согласно ГОСТу [ГОСТ Р 55659-2013] и ISO [ISO 7404-5: 2009].

Все аналитические исследования проводились на приборной базе ЦКП “Геонаука” (Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) и кафедры горючих полезных ископаемых МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва).

Углепетрографические исследования проводились О.С. Котик и Н.В. Прониной, интерпретация результатов и сравнение с другими регионами мира – О.С. Котик. Изучение минеральной составляющей углистых пород – Н.С. Инкина. Описание разреза, его биостратиграфическая характеристика и отбор проб углей и углистых пород проводились П.А. Безносковым.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Как указано выше среди изученных типов углистых пород выделены: блестящий уголь (обр. 1702/4г, зольность (A^d , %) – 1.8%), высокозольный уголь (обр. 1703/тр, A^d , % – 37.1%) и углистые породы (обр. 1703/тр3 и 1702/тр4, A^d , % – 55.6–56.8%).

Мацеральный состав органического вещества и его катагенетическая преобразованность

По данным углепетрографического анализа породы (рис. 3–6) можно разделить на два типа. Первый – блестящий уголь (обр. 1702/4г), линзы которого встречаются в толще песчаников (см. рис. 2в). Основное углеобразующее вещество представлено коллотелинитом (Vt_{ct} , см. рис. 3, 5а–5г). Телинит (Vt_t) идентифицируется по хорошо сохранившимся, древесным клеточным структурам (ксиленитовым), упорядоченность которых хорошо заметна при меньшем увеличении (см. рис. 5а, 5б). Полости телинита заполнены в основном смоло-

подобным веществом, точнее его следами, которые выглядят как примазки внутри ксилениита. В отличие от всей основной массы именно эти участки ярко светятся желтыми тонами в УФ свете (см. рис. 6б, 6г).

Ко второму типу относятся углистые породы (обр. 1702/тр3, 1702/тр4) с повышенным содержанием ОВ (до 30–40% в шлифе) и высокозольный уголь (обр. 1703/тр, 60% ОВ в шлифе). Доли витринитовых и липтинитовых компонентов в них примерно одинаковые, а инертнитовых не превышают 8% (см. рис. 3).

Среди витринитовых мацералов определены следующие: телинит, гелинит и коллотелинит с преобладанием последних. Телинит встречен в высокозольном угле (обр. 1703/тр) в виде небольших прослоев и линз (см. рис. 5е). Некоторые прослои витринита имеют признаки частичного окисления (см. рис. 5и).

Второй по распространению и наиболее разнообразной (см. рис. 3–6) является группа липтинитовых (L) мацералов. Основная часть липтинитовых компонентов приходится на споринит (L_{sp}), который представлен мега- и микроспорами, разной степени сохранности (см. рис. 4–6). Встречаются целые спорангии, образующие иногда удлинённые и линзовидные скопления, которые отличаются от других мацералов показателем отражения, структурными признаками и рельефом, что не всегда можно продемонстрировать на одном снимке (см. рис. 4г, 4д, 5д). Из других компонентов группы встречается кутиноит (L_k) с зубчатыми краями, хорошо наблюдаемый в УФ (см. рис. 6ж, 6з). В минеральных прослоях присутствует большое количество обрывков липтинита (см. рис. 4а–4в, 5м–5о), относимых к липтодетриниту (L_{det}). Среди липтинитовых включений встречаются образования по внутреннему строению и цвету напоминающие водорослевые тела (см. рис. 4и, 5к, 5л, 6н, 6о). Сходные водорослевые остатки были диагностированы в углях Кузнецкого угольного бассейна [Атлас ..., 1966, с. 231–233]. Липтинитовые компоненты образуют целые прослои в минеральной глинистой массе между витринитовыми слоями (см. рис. 4а–4в, 5е–5з, 5м–5о). Здесь имеются участки, представляющие бесформенной массой, которую можно отнести к бесструктурному битуминиту (L_{bit}), наиболее распространенному в высокозольном угле (обр. 1703/тр, см. рис. 6п, 6р).

Новообразованные жидкие битумы, выделившиеся из материнского вещества при катагенетическом преобразовании, пропитывают всю минеральную массу углистых пород и высокозольного угля. ОВ и битумы (Bit) имеют слабую люминесценцию в УФ-освещении (см. рис. 6д, 6е).

Группа инертнитовых (I) компонентов многочисленна и в основном приурочена к

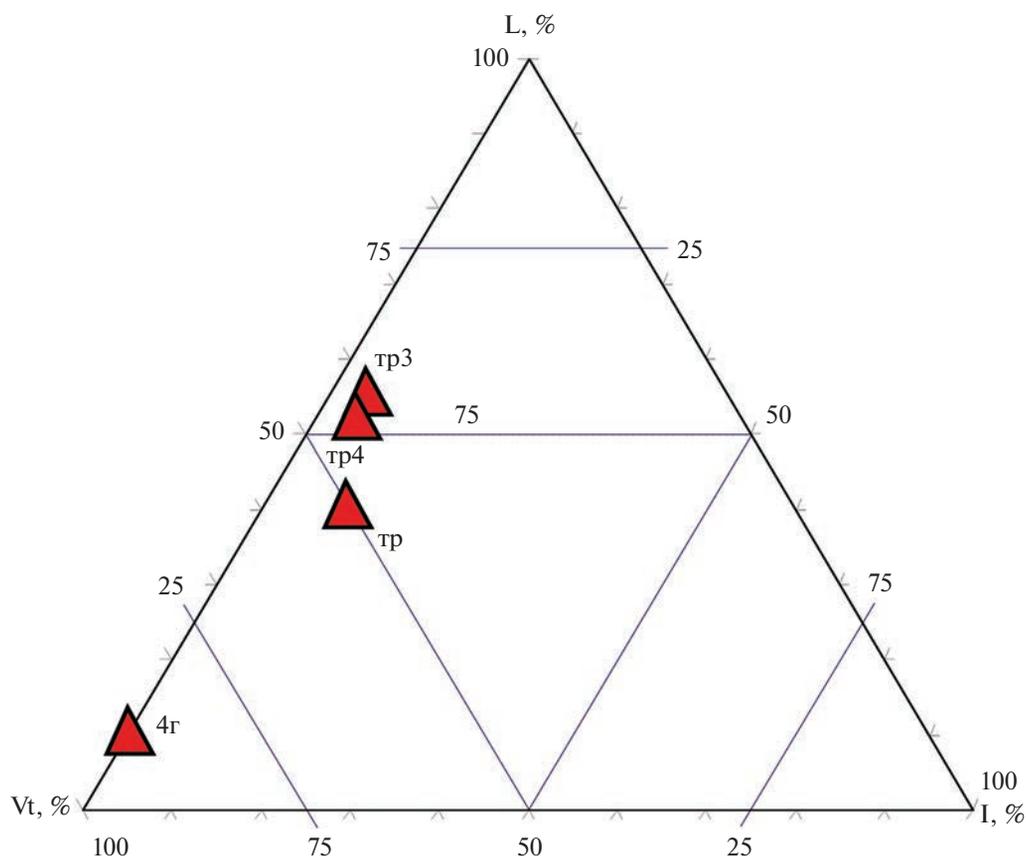


Рис. 3. Мацеральный состав ОВ углей и углистых пород верхнего девона Северного Тимана (р. Сула).

минеральным прослоям в высокозольном угле (обр. 1703/тр). Среди компонентов группы преобладает фрагментарный инертдетринит (I_{det} , см. рис. 5з), единично встречаются фюзинит (I_f), семифюзинит (I_{sf} , см. рис. 5ж) и фунгинит (I_{fg}).

Измерения показателей отражения проводились по бесструктурным компонентам группы витринита. В блестящем угле (обр. 1702/4Г) измерения сделаны по коллотелиниту, являющимся основным углеобразующим веществом, и составили $RV = 0.47\%$, при средних отклонениях $St_{dev} = 0.04$. В углистых породах (обр. 1702/тр3, 1702/тр4) и высокозольном угле (обр. 1703/тр) измерения проводились по бесструктурным прослоям витринита, которые имеют однородные и выдержанные участки и встречаются повсеместно в породах. Полученные значения показателя отражения $RV, \%$ изменяются в диапазоне от 0.45 до 0.548% (при $St_{dev} = 0.03-0.04$).

В целом, измеренные значения $RV, \%$ находятся в одном диапазоне от 0.45 до 0.55% и соответствуют переходу от конца протокатагенеза (градация ПК₃) к началу мезокатагенеза (градация МК₁), что сопоставимо с началом этапа нефтеобразования.

Минеральный состав углистых пород

Исследование минеральной составляющей проводилось в углистых породах и высокозольном угле. Среди минеральной составляющей преобладают глинистые минералы и кварц.

Рентгенофазовым анализом определены каолинит, хлорит/сметтит (с преобладанием хлоритовой компоненты), слабоупорядоченный смектит и иллит/сметтит (И/С). Каолинит является преобладающим и самым распространенным минералом. Хлорит/сметтит (Х/С) диагностирован в образцах 1702/тр4 и 1703/тр.

По данным микрозондового (результаты представлены в табл. 1 в оксидной форме, мас. %) и оптико-микроскопического анализов в породе можно выделить две основные группы глинистых минералов. К первой группе отнесен минерал, распространенный во всех породах в виде тонких (иногда нитевидных) слоев в основной массе, обволакивающих другие структурные компоненты, а также встреченный внутри прослоев бесструктурного органического вещества (рис. 7в, 7д). Часто наблюдается спутанно-волокнистая текстура. По составу их можно аттестовать как магнезиально-титанисто-железистые алюмосиликаты

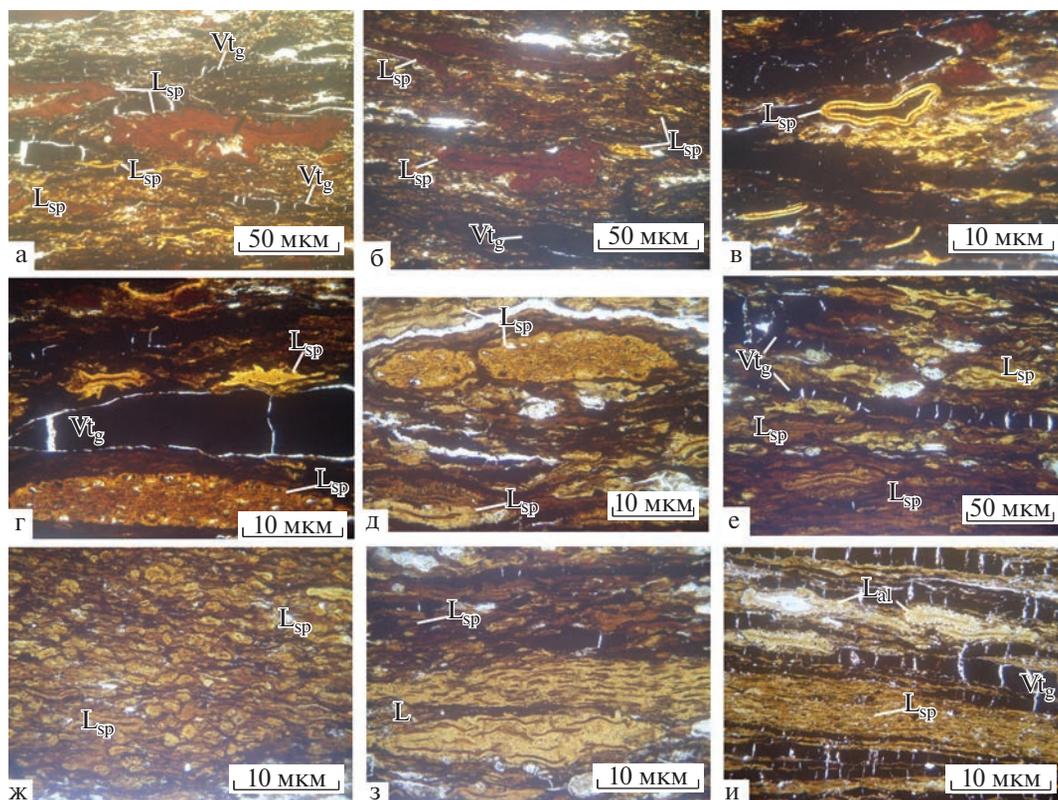


Рис. 4. Микрофотографии ОВ верхнедевонских пород в шлифах (проходящий свет). Увел. а, б, е — $\times 80$; в–д, ж–и — $\times 40$ (обр.: 1702/тр3 — а–г, 1702/тр4 — д–з, 1703/тр — и). а, б — мегаспоры (оранжево-красные), микроспоры (желтые) и линзы Vt_g в основной массе; в — микроспоринит; г, д — спорангии и скопления споринита между линзами Vt_g ; е — прослои Vt_g среди скоплений споринита; ж — скопления споринита; з — скопления споринита и тела липтинитовой массы; и — скопления альгинита (L_{al}) между Vt_g прослоями.

$Al_2O_3 = 22.73\text{--}29.05$, $SiO_2 = 38.27\text{--}48.31$, $FeO = 4.69\text{--}8.95$, $TiO_2 = 1.19\text{--}4.8$, $MgO = 0.94\text{--}1.72$, $CaO = 0.52\text{--}0.86$, $K_2O = 0.1\text{--}0.23$, $V_2O_5 = 0\text{--}0.46$. Так как основными компонентами являются Al_2O_3 и SiO_2 , и, учитывая результаты рентгенофазового анализа, данные минералы отнесены к группе каолинита.

Ко второй группе отнесены минералы, обнаруженные в образцах 1702/тр4 и 1703/тр. Они представлены крупными (размером до 0.3 мм) изометричными и удлинёнными зернами желтовато-зеленоватого и грязно-зеленого цвета, со слабым плеохроизмом, часто с темными микровключениями. Иногда зерна сложены мелкими агрегатами. Некоторые из них имеют радиально-лучистое строение, а в других видна микросферолитовая структура (см. рис. 7а–7в). По составу выделяется две разновидности: 1) названные условно “обычные” $MgO = 3.45\text{--}5.71$, $Al_2O_3 = 15\text{--}18.7$, $SiO_2 = 28.9\text{--}34.01$, $FeO = 26.3\text{--}29.9$, $TiO_2 = 0.33\text{--}0.82$, $CaO = 0.46\text{--}0.55$ и 2) титанистые $MgO = 4.12\text{--}6.44$, $Al_2O_3 = 16.5\text{--}19.65$, $SiO_2 = 30.61\text{--}39.7$, $FeO = 17.5\text{--}28.48$, $TiO_2 = 1.39\text{--}4.07$, $CaO = 0.44\text{--}1.06$. Основными компонентами

здесь являются MgO , FeO , Al_2O_3 и SiO_2 и, учитывая результаты рентгенофазового анализа, минералы данной группы отнесены к хлорит/сметитам.

Титанистость алюмосиликатов обусловлена отдельными микровключениями (размером <0.005 мм) минералов группы рутила (барукит?), которые чаще распределены хаотично, но иногда образуют скопления более изометричной или вытянутой формы (см. рис. 7е).

Кварц распространен в виде монокристаллических зерен алевритовой размерности (обычно ≤ 0.02 мм, реже до 0.08 мм). Кроме перечисленных выше минералов, в породах встречен пирит в виде многочисленных рассеянных мелких зерен и более крупных фрамбоидов (см. рис. 7г). Обычно образование фрамбоидов пирита связывают с микробальной природой, за счет сульфатредуцирующих бактерий в раннем диагенезе [Волкова, 1990; Иванова и др., 2007]. Также диагностированы ильменит, полевые шпаты, барит, гипс, биотит, титанит, кианит, гранат, минералы групп амфибола и пироксена.

Результаты силикатного анализа, с учетом комплекса проведенных исследований пересчитаны

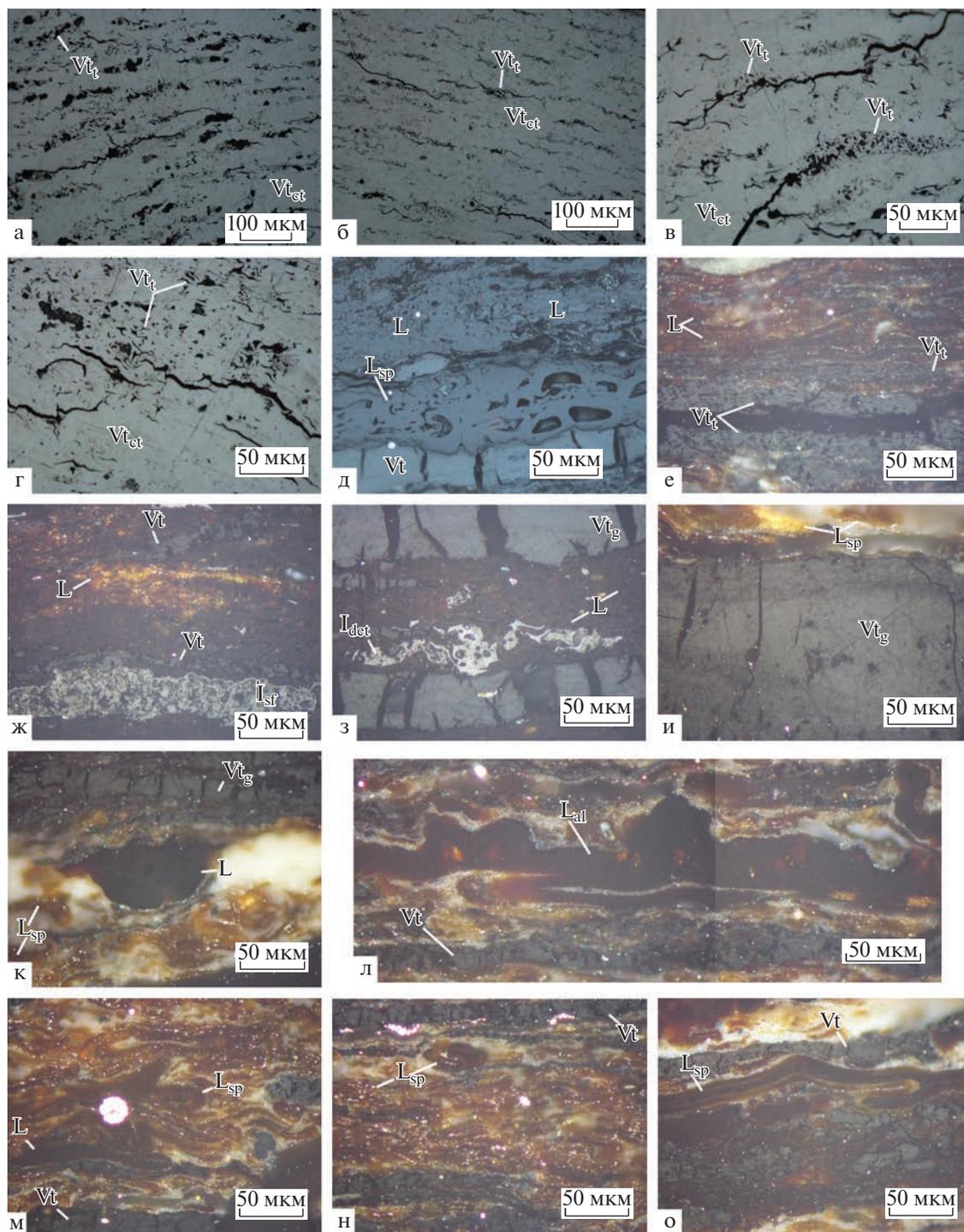


Рис. 5. Микрофотографии ОБ верхнедевонских пород в отраженном свете (а–д – б/oil, е–о – oil). Увел. а, б – $\times 20$, в–о – $\times 50$ (обр.: 1702/4г – а–г, 1702/тр4 – д, 1703/тр – е–з, 1702/тр3 – и–о). а–г – прослои и участки телинита (Vt_t) в коллотелинитовой массе (Vt_{ct}) “гагатоподобного” угля; д – включение спораггия; е – прослои телинита окруженные L компонентами; ж – прослои Vt и семифузинит (I_{sf}) в L массе; з – чередование L и Vt_g прослоев с включениями инертодетритина (I_{det}); и – участки (светлые) Vt с признаками частичного окисления; к, л – небольшое (к) и протяженное (л) L включение (по форме и сложению напоминающие слоевища водорослей – L_{al}); м, н – скопления L в основной массе; о – мегаспора с шелью и отдельными слоями с разной степенью трансформации.

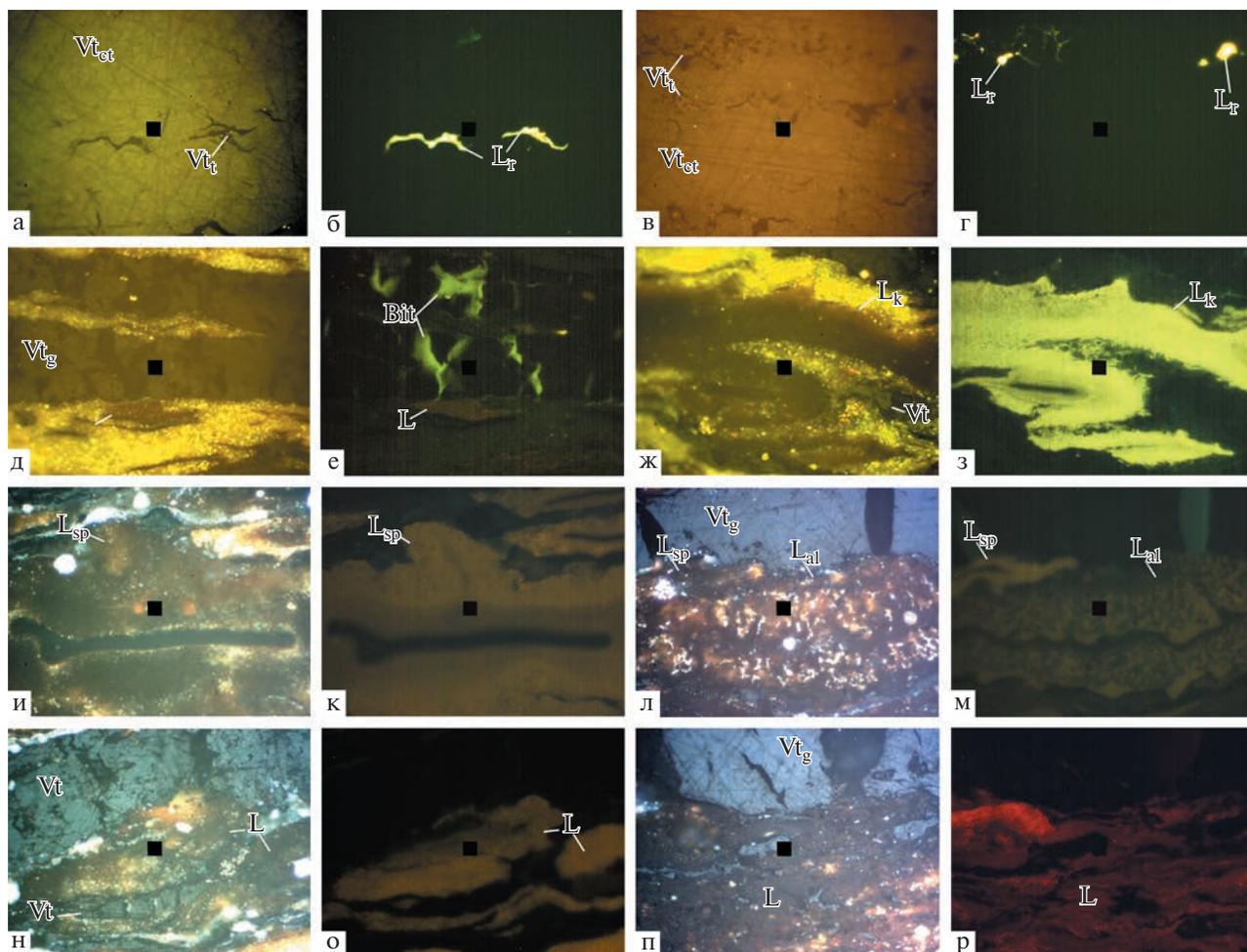


Рис. 6. Микрофотографии ОВ в аншлифах верхнедевонских пород в простом белом (а, в, д, ж, и, л, н, п) и ультрафиолетовом (б, г, е, з, к, м, о, р) свете. Увел. а–р – $\times 50$ oil (обр.: 1702/4г – а–г, 1702/тр3 – д–з, 1702/тр4 – и–о, 1703/тр – п, р).

а, в – прослои и участки телинита (Vt_t) в коллотелинитовой массе (Vt_{ct}) “гагатоподобного” угля; б, г – смолоподобное вещество (L_r – желтый) в Vt ; д – прослои гелинита (Vt_g) и L включение, е – тоже (д) с битумом (Bit); ж, з – кутинит; и, к – мегаспоры с щелью и отдельными слоями с разной степенью трансформации; л, м – комковатое включение L с более яркой оранжевой микроспорой (м); н, о – L мацералы с потерей целостности при трансформации вещества; п, р – бесструктурная L масса (битуминит) с фрагментами (серого) витринита.

на минеральный состав породы и приведены в таблице (см. табл. 1).

В одном из исследуемых образцов (обр. 1702/тр4) установлено высокое содержание Fe_2O_3 . По данным ИК-спектроскопии и ЭПР повышенное содержание Fe^{3+} коррелируется с его смектитовым составом. Основная часть Fe^{3+} представлена кластерами $Fe^{3+}-O-Fe^{3+}$ в слоистых силикатах (смектитах) и ультрадисперсными оксигидроксидами железа (гетит, лимонит и др.). При этом следует отметить, что нонтронит (железистый смектит) рентгенофазовым анализом не установлен. Однако, если принять, что большая часть Fe_2O_3 входит в состав смектитов, то при пересчете на минеральный состав, содержание хлоритоподобных минералов значительно увеличится.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности петрографического состава ОВ

При петрографических исследованиях установлена закономерность в распределении ОВ и минеральных компонентов. Большая часть витринита приурочена к каолининовой основной массе, а споринит и другие компоненты группы липтинита к прослоям, обогащенные обломочным материалом. Такое распределение может указывать на последовательное накопление бесструктурных и форменных (и структурных) элементов ОВ, т.е. сезонный привнос форменных липтинитовых компонентов совместно с обломочным материалом в места захоронения органической и глинистой (каолининовой) основной массы.

Таблица 1. Химический и нормативно-минеральный состав верхнедевонских пород (мас. %)

Компонент	№ проб		
	1703/тр	1702/тр3	1702/тр4
Химический состав			
SiO ₂	24.79	36.5	22.09
TiO ₂	1.07	2.55	3.61
Al ₂ O ₃	7.18	14.99	11.71
Fe ₂ O ₃	0.06	1.67	12.8
FeO	3.22	4.27	7.16
MnO	0.02	0.04	0.06
MgO	0.72	1.31	1.6
CaO	0.57	1.02	0.57
Na ₂ O	0.1	0.09	0.07
K ₂ O	0.12	0.15	0.18
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.35
П.п.п	61.78	37	39.21
SO ₃	0.1	0.09	1.27
Сумма с п.п.п	99.94	99.7	100.68
CO ₂	<0.1	0.3	0.46
H ₂ O	3.32	4.12	5.8
Нормативно-минеральный состав			
Каолинит	≈12	≈29	≈15
Хлоритоподобные минералы (смектиты и X/C)	≈10	≈13	≈22
Иллит	≈0.8	≈2	≈1.6
Кварц	≈16	≈18	≈10
Рутил	≈1	≈2	≈4
Титанит	—	≈2	—
Минералы Fe ₂ O ₃	—	≈1.6	≈12

Примечание. При пересчете TiO₂ условно отнесен к рутилу, кроме обр. 1702/тр3, где обнаружен титанит. Установленные рентгенофазовым анализом смектиты и смешанослойные образования И/С и X/С оптико- и электронно-микроскопическими методами не разделяются, поэтому данные минералы условно объединены в одну группу и пересчитаны, как хлоритоподобные минералы. Fe₂O₃ выделен в отдельную фазу, т.к. определить его положение не удалось.

Многокомпонентный состав, повышенное содержание липтинитовых мацералов и их разнообразие позволяет отнести рассмотренные угли к липтобиолитовым. Такой тип углей встречается в средне-верхнедевонских отложениях в различных регионах мира [Volkova, 1994; Kennedy et al., 2013].

Еще один вид углепроявлений в разрезе представлен блестящим однородным углем, который

по облику и строению схож с гагатом. Под термином “гагат” понимается разновидность черного, блестящего, смолистого угля с раковистым изломом, древесного происхождения, прошедшего процесс своеобразного преобразования в анаэробных условиях [Жемчужников, 1934; Жемчужников, Гинзбург, 1960]. Основная масса проявлений гагата встречается в мезозойских (юрских) и более молодых отложениях, в виду широкого распространения хвойных растений, которые являлись растительной основой для угольного вещества гагатов [Жемчужников, 1934; Jeenagoool et al., 2005; Стукалова и др., 2021]. Находки гагатов в каменноугольных отложениях описаны в работах по Северной Америке [General ..., 2001], но в более древних отложениях не встречаются. Исходным растительным материалом для верхнедевонских углепроявлений такого рода могли послужить археоптерисы, находки которых встречены на территории всего Тимана [Снигиревский, 1997; Орлова и др., 2011].

В изученном блестящем угле присутствуют витринитовые компоненты, включая упорядоченные (ксилениновые) участки, характерные для древесных растений и смолоподобное вещество, пропитывающее всю основную массу и делающее уголь вязким. Благодаря чему можно назвать такой блестящий уголь – “гагатоподобным”.

Смола является вторым важным компонентом гагата. Первые известные находки ископаемых смол датируются ранним карбоном [Bray, Anderson, 2009]. Диагностируемая в изученном угле древесная структура подчеркивается наличием разных веществ – тех, из которых выстроен каркас стенок, и “заполнителя” клеток. Последний не имеет характерных черт резинита (в частности, цвета, объединяющего его с другими липтинитами) и по показателю отражения ближе к витриниту, но его функциональная роль уже формируется. И, кроме того, наблюдается яркая желтая люминесценция в УФ свете, возможно проявляемая смолоподобными веществами. Разная интенсивность люминесцентного свечения липтинитов из одних и тех же проб подтверждает мнение о неодинаковых скоростях преобразования водорослевых, споринитовых, кутинитовых, резинитовых мацералов.

Полученные значения отражательной способности $RV = 0.45–0.55\%$ и характер люминесценции липтинитовых компонентов однозначно говорят о преобразованности ОВ саргаевских отложений, соответствующей переходу от конца протокатагенеза (градация ПК₃) к началу мезока-тагенеза (градация МК₁).

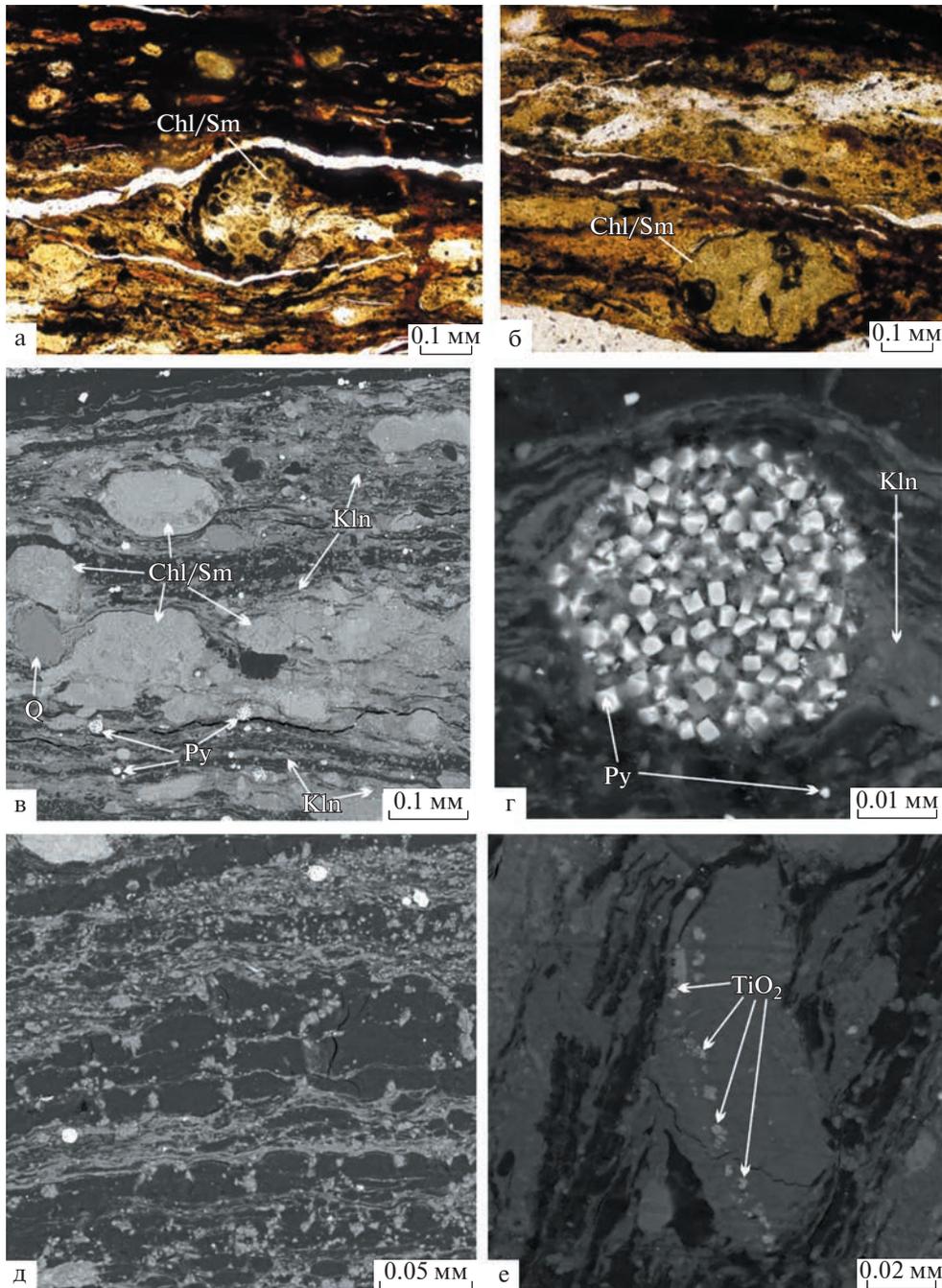


Рис. 7. Минеральный состав и строение верхнедевонских углистых пород.

а, б (фотографии шлифов без анализатора) – сферолитовое и радиально-лучистое строение хлоритоподобных минералов (шлиф, обр. 1702/тр4); в–е (изображения СЭМ): в, д – характер распределения основных минералов (обр. 1703/тр), г – фрамбоид пирита (обр. 1703/тр), е – линейное распределение минеральных фаз TiO₂ в чешуйке хлоритоподобного минерала (обр. 1702/тр3).

Минералогический состав углистых пород

Минеральная часть верхнедевонских углистых пород Северного Тимана представлена преимущественно каолинитом, хлорит/смакитом (хлоритоподобные минералы) и кварцем. По генезису минералы в углях подразделяются на две большие

группы: сингенетичные (терригенные и новообразованные) и эпигенетичные (отложенные по трещинам или пустотам и преобразованные из сингенетичных минералов) [Петрография ..., 1986]. В исследуемых породах характер распределения каолинита исключает его обломочное происхождение. Однако, его нахождение внутри бесструк-

турного органического вещества, позволяет отнести к группе эпигенетичных минералов, а каолинит, распространенный в основной массе, вероятно — к сингенетичным. Хлоритоподобные агрегаты по форме являются аллотигенными. Их структурные особенности, а именно глобулярное строение, вероятно, указывают на преобразование вулканокластики. Образование этих минералов можно трактовать двояко. С одной стороны, они могли поступить в бассейн седиментации уже преобразованными, в таком случае они являются сингенетичными (терригенными) минералами; с другой, процесс преобразования мог происходить на постседиментационном этапе — группа эпигенетичных минералов. Форма и распределение зерен кварца, однозначно указывают на обломочное происхождение.

На основании выявленных порообразующих компонентов и их количественных соотношений образец 1703/тр определен как алевритисто-глинистый уголь, а образцы 1702/тр3 и 1702/тр4 — как многокомпонентные породы смешанного состава (ОВ $\approx 40\%$, глинистые минералы $\approx 40\%$ и кварц $\approx 20\%$). Данные многокомпонентные породы из разреза по р. Сула с уверенностью можно отнести к алевритисто-глинисто-углистым микстолитам (микститам).

Сравнение рассматриваемых углистых пород и углей (р. Сула) с углями других районов мира

Многокомпонентные угли, обнаруженные в среднедевонской толще на Северном Тимане, были отнесены М.Д. Залесским к сапромикститам. Эйфель-раннеживетские угли-сапромикситы были найдены среди глин и кварцевых песчаников травянской свиты А.А. Черновым еще в 1920-е годы прошлого столетия в долине реки Кумушки-Белой [Чернов, 1947]. Они изучались в препаратах мацерирования. По данным, полученным М.Д. Залесским, угли состоят из скопленных ослизневших бурых водорослей и участками талломов с клеточным строением, а также спорами плауновидных растений [Первухина, 1940]. М.Д. Залесский считал, что эти угли, представляют собой залежи валов девонских водорослей, выброшенных на берег, с присоединением к ним остатков наземной флоры, принесенной водой и ветром [Чернов, 1947]. Данные угли также были изучены В.П. Бархатовой и А.Е. Первухиной в обнажениях рек Кумушки-Белой и Большой Светлой [Первухина, 1940]. А.Е. Первухиной было проведено сравнение средне- и верхнедевонских углей Северного Тимана (по разным рекам) и Медвежьего острова в Баренцевом море [Первухина, 1940], которая отнесла их к разным типам.

Средне-верхнедевонские угли Канадского архипелага представляют собой кеннельевые угли и состоят преимущественно из споринита, битуминита и витринита [Fowler et al., 1991; Goodarzi, Goodbody, 1990]. Кеннельские угли формируются в анаэробных условиях. Они состоят преимущественно из остатков спор, принесенных ветром в водоемы [Moore, 1968]. L.R. Moore утверждает, что большая часть битуминитовых и липтодетринитовых компонентов кеннельских углей образовалась из планктонного вещества, богатого жирами и белками [Moore, 1968]. Средне-верхнедевонские угли в канадской Арктике отлагались в пресной или слегка солоноватой воде в нижней части дельтовой равнины [Goodarzi, Goodbody, 1990].

Среднедевонские угли Китая представляют собой кутинитовые и реже споровые липтобиолиты, к таким же углям можно отнести барзасситы в Кузнецком бассейне [Han, 1989; Cheng, Han, 1995; Dai et al., 2006; Song et al., 2021]. Липтобиолиты северо-западного Китая сформировались в пойменных условиях речной системы, а юго-западного — в прибрежно-морских обстановках [Han, 1989; Dai et al., 2006; Song et al., 2021].

Изученные углистые породы из разреза на р. Сула отличаются от всех упомянутых выше средне-верхнедевонских углей большим содержанием липтинитовых компонентов и их разнообразным составом. Наличие бесструктурного ОВ и тонкой горизонтальной слоистости в углях и углистых породах (микстолитах) свидетельствуют о высокой степени разложения исходного органического материала и его захоронении в застойной среде.

Если учитывать, что залегающие на территории Северного Тимана среднедевонские угли сапромикситы обогащены водорослевыми компонентами и спорами, то исследованные породы уже имеют витринитовое вещество с наличием клеточных структур телинита и обилием остатков спор. Появление ксиленовых структур среди витринитовых компонентов углей является признаком появления древесины у растений [Kennedy et al., 2013].

Сравнение минеральной компоненты верхнедевонских углистых пород Северного Тимана с рассмотренными выше (Канады, Китая) затруднительно, в связи с малым количеством опубликованной подобной информации. Можно отметить, что в целом “Тиманские” угли близки по химическому составу с “Ликуаньскими” углями Китая [Dai et al., 2006]. В последних, также как и в большинстве углистых пород разного возраста, наиболее распространенными минеральными ком-

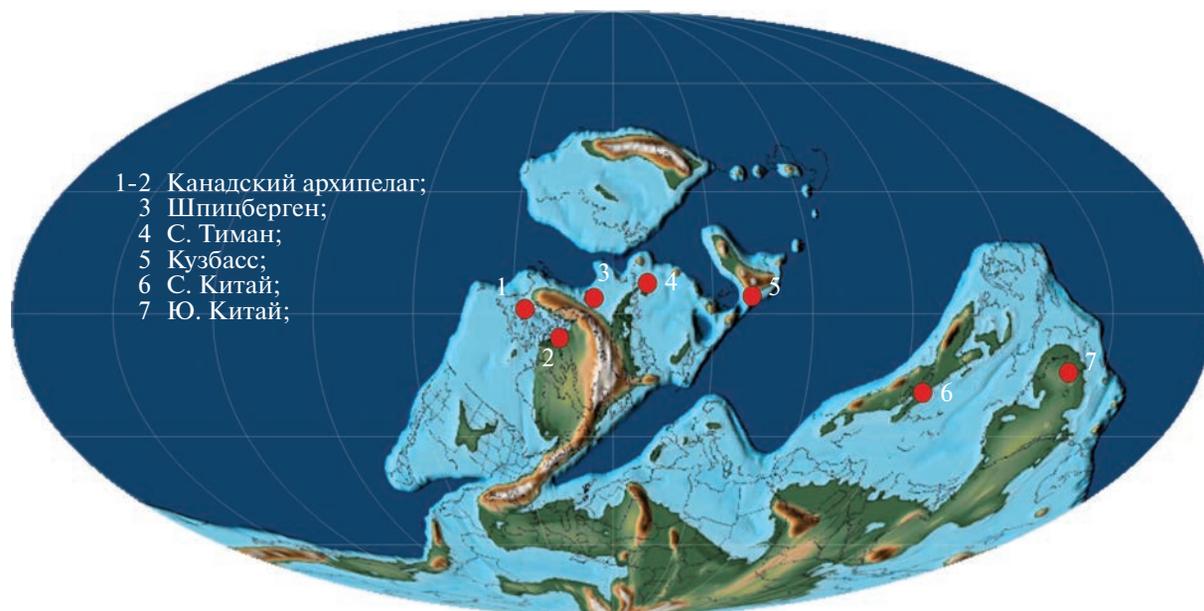


Рис. 8. Палеогеографическая карта мира 380 млн лет. Точками отмечены средне-верхнедевонские углепроявления и месторождения, основа карты – по [Scotese, 2016].

понентами являются кварц и глинистые минералы. Однако, состав глинистой фракции “Ликуаньских” углей детально не рассматривается.

Все рассматриваемые углепроявления, как показано на карте, палеогеографически располагались в низких широтах, ограничиваясь субэкваториальной зоной (рис. 8). Характерно, что на эту закономерность впервые обратили внимание еще А.А. Чернов [1947] и П.И. Степанов [1937], отметив, что основные крупные девонские угольные месторождения расположены на одной дуговой линии (в современном плане), образуя пояс девонского углеобразования. Этот пояс связывает отдельные угольные месторождения и проявления, которые в современном плане прослеживаются от Канадского архипелага через о. Медвежий, Северный Тиман, до Кузбасса и далее – до Китая. По всей видимости, он маркирует область развития древнейших лесных сообществ, являвшихся основным поставщиком исходного растительного материала. Однако внутри этой области условия седиментации, в которых происходило накопление и захоронение органического вещества не были постоянными и варьировали от мелководно-морских до озерных и дельтовых [Цыганко, 2006; Безносов и др., 2018]. Различия в условиях осадконакопления оказывали влияние на состав исходного растительного материала, что обусловило отличия микрокомпонентного состава углистых пород этого возраста.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные верхнедевонские углепроявления на Северном Тимане (разрез на р. Сула) ранне-саргаевского возраста являются вещественным отражением первых растительных сообществ и представлены несколькими типами пород. Первый тип встречен в разрезе в виде отдельных прослоев и представлен полосчатым высокозольным алевритисто-глинистым углем. Второй тип также в разрезе слагает прослой мощностью 0.2 м и согласно вещественному составу отнесен к алевритисто-глинисто-углистым микстолитам. Третий тип встречен исключительно в виде гнезд и линз во вмещающих песчаниках и интерпретируется, как “гагатоподобный” уголь.

Мацеральный состав органического вещества изученных пород является многокомпонентным (витринит, липтинит, инертинит) и соответствует гумусовому типу углей. Витринитовые и липтинитовые компоненты встречены примерно в равных соотношениях, инертинитовые – имеют подчиненное значение. Витринитовые мацералы представлены гелинитом, коллотелинитом и теллинитом (ксиленитом), липтинитовые – споринитом, кутинитом, липтодетринитом, битуминитом, альгинитом и смолоподобным веществом, а инертинитовые – инертодетринитом, семифюзинитом, фюзинитом и фунгинитом. Наличие структур ксиленита в группе витринитовых микрокомпонентов углей свидетельствует о формировании древесины у растений углеобразователей.

Присутствие в основной бесструктурной витринитовой массе упорядоченных (ксиленитовых) структур, заполненных смолоподобным веществом, позволяют назвать блестящую разновидность угля “гагатоподобным”. Благодаря многокомпонентному составу ОВ и повышенному содержанию липтинитовых мацералов, уголь и микстолисты отнесены к липтобиолитам. В отличие от других регионов мира исследованные липтобиолитовые угли р. Сулы отличаются повышенным содержанием липтинитовых компонентов и их разнообразным составом.

По данным отражательной способности витринита $RV = 0.45-0.55\%$ и характеру люминесценции липтинитовых компонентов преобразованность ОВ саргаевских отложений верхнего девона на Северном Тимане, соответствует переходу от конца протокатагенеза (градация ПК₃) к началу мезокатагенеза (градация МК₁).

Формирование рассматриваемых углей и углистых пород вероятно связано с сезонным привносом форменных липтинитовых компонентов совместно с обломочным материалом в периодически обводненную застойную (предположительно озерную) обстановку, приуроченную к прибрежно-морским равнинам.

Проведенные исследования позволили получить новые данные о петрографическом и минералогическом составе верхнедевонских углей и углистых пород Северного Тимана (р. Сула), являющихся примером наиболее древних углепроявлений мира и дополняющих общую территориальную закономерность распределения узлов девонского углеобразования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность кандидату геол.-мин. наук С.М. Снигиревскому (СПбГУ, г. Санкт-Петербург) за проведенные полевые исследования и обсуждение результатов, а также кандидату геол.-мин. наук В.П. Лютоеву (ФИЦ ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) за проведение исследований (ЭПР) и консультации. За ценные советы и рекомендации авторы особенно благодарны кандидату геол.-мин. наук В.А. Салдину (ФИЦ ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар). Авторы выражают свою признательность рецензенту за проявленное внимание и конструктивные замечания, способствующие значительному улучшению и дополнению статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН по темам НИР № НИОКТР 122040600010-8, 122040600013-9 и

122040600008-5, а также программы Казанского (Приволжского) федерального университета “Приоритет 2030”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас верхнепалеозойских углей Кузнецкого бассейна / Ред. И.Н. Звонарев. Новосибирск: Наука, 1966. 368 с.
- Безносков П.А., Снигиревский С.М., Наугольных С.В., Лукиевич Э.В.* Верхнедевонский комплекс отложений дельтовой равнины на Северном Тимане // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 1(277). С. 25–44. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-1-25-44>
- Волкова И.Б.* Органическая петрология. Л.: Недра, 1990. 299 с.
- Геологическая карта: Q–39 (Нарьян-Мар). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Мезенская серия. Геологическая карта дочетвертичных образований, масштаб 1 : 1 000 000, серия: Мезенская. Лист 3 / Составлена: ФГБУ “ВСЕГЕИ” / Ред. К.Э. Якобсон. СПб., 2014.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Тиманская, листы Q–39–VII, VIII. Объяснительная записка / Составители: А.А. Черепанов, Н.А. Ерюхина, Т.Ю. Затульская. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 114 с.
- ГОСТ Р 55659–2013 (ISO 7404–5:2009). Методы петрографического анализа углей. Часть 5. Метод определения показателя отражения витринита с помощью микроскопа. 20 с.
- Жемчужников Ю.А.* Материалы к познанию природы гагата // Химия твердого топлива, 1934. № 5. С. 404–413.
- Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И.* Основы петрологии углей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 400 с.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России / Научный редактор Т.Н. Корень. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
- Иванова В.Л., Баринов Н.Н., Карабцов А.А., Афанасьева Т.Б.* Серосодержащие биоминералы в зонах прибрежно-морского осадконакопления // Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия // Материалы IV международного семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С. 96.
- Матвеев А.К.* Угольные бассейны и месторождения зарубежных стран. М.: Изд-во МГУ, 1979. 311 с.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Оловянишников В.Г.* Атлас геологических и геодинамических карт Канино-Тиманского кряжа и фундамента Печорской плиты. Сыктывкар: Геопринт, 2007. 22 л.
- Оловянишников В.Г.* Геологическое развитие Северного Тимана и п-ова Канин. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 80 с.

- Орлова О.А., Юрина А.Л., Горденко Н.В. О первой находке древесины Археоптерисовых в верхнедевонских отложениях Среднего Тимана // Вестник МГУ. Серия Геология. 2011. № 5. С. 42–47.
- Первухина А.Е. Девонские угли Северного Тимана // Советская геология. 1940. Вып. № 8. С. 73–76.
- Петрография углей СССР. Вещественно-петрографический состав угольных пластов и качество углей основных бассейнов СССР. Л.: Недра, 1986. 248 с.
- Прищепина О.М., Богацкий В.И., Макаревич В.Н., Чумакова О.В., Никонов Н.И., Куранов А.В., Богданов М.М. Новые представления о тектоническом и нефтегазогеологическом районировании Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6(4). С. 1–34. http://www.ngtp.ru/rub/4/40_2011.pdf
- Снигиревский С.М. Позднедевонская флора Северного Тимана / Автореф. дис. ... кандидата геол.-мин. наук. СПб., 1997. 16 с.
- Снигиревский С.М., Кочева Л.С., Безносков П.А., Павлова М.А. Северный Тиман как один из древнейших угленосных районов Земли // Природное геологическое наследие Европейского Севера России // Материалы всероссийской научной конференции. Сыктывкар, 2017. С. 77–80.
- Снигиревский С.М., Безносков П.А., Глинский В.Н., Любарова А.П., Зубрицкий А.С. Новые данные о возрасте девонских отложений в среднем течении р. Пёша (Северный Тиман) // Палеонтология и стратиграфия: Современное состояние и пути развития // Материалы LXVIII сессии Палеонтологического общества, посвященной 100-летию со дня рождения Александра Ивановича Жамойды. СПб., 2022. С. 160–162.
- Степанов П.И. Геология месторождений ископаемых углей и горючих сланцев // Геология месторождений нефти, газов и асфальта / Ред. П.И. Степанов, С.И. Миронов. Л.: ОНТИ, 1937. С. 25–37.
- Стукалова И.Е., Садчикова Т.А., Чепалыга А.Л., Наугольных С.В., Латышева И.В. Угли (гагаты) в отложениях плейстоценовых черноморских террас юго-восточного Крыма // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 6. С. 553–564. <https://doi.org/10.31857/S0024497X21060070>
- Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.
- Цыганко В.С. Девон Тиманской гряды: основные черты строения и ресурсный потенциал / Проблемы геологии и минералогии / Отв. ред. А.М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 365–384.
- Чернов А.А. Геологические исследования Северного Тимана // Материалы к познанию геологического строения СССР // Нов. сер. МОИП. 1947. Вып. 6(10). С. 96.
- Bray P.S., Anderson K.B. Identification of Carboniferous (320 million years old) class Ic amber // Science. 2009. V. 326(5949). P. 132–134. <https://doi.org/10.1126/science.1177539>
- Cheng D.S., Han D.X. Petrography of the Devonian coals from China // Coal Geol Coal Explor. 1995. V. 21(1). P. 25–28 [in Chinese with English abstract].
- Dai S., Han D.X., Chou C.L. Petrography and geochemistry of the Middle Devonian coal from Luquan, Yunnan Province, China // Fuel. 2006. V. 85(4). P. 456–464. <https://doi.org/10.1016/j.fuel.2005.08.017>
- Esin D., Ginter M., Ivanov A., Lebedev O., Luksevics E., Avkhimovich V., Golubtsov V., Petukhova L. Vertebrate correlation of the Upper Devonian and Lower Carboniferous on the East European Platform // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 2000. V. 223. P. 341–359.
- Fowler M.G., Goodarzi F., Gentzis T., Brooks P.W. Hydrocarbon potential of Middle and Upper Devonian coals from Melville Island, Arctic Canada // Org. Geochem. 1991. V. 17(6). P. 681–694.
- General Geological Information for the Tri-States of Kentucky, Virginia and Tennessee. Southeastern Geological Society (SEGS) Field Trip to Pound Gap Road Cut U.S. Highway 23, Letcher County, Kentucky, 2001, Guidebook Number 41. P. 1–41.
- Goodarzi F., Goodbody Q. Nature and depositional environment of Devonian coals from western Melville Island, Arctic Canada // Int. J. Coal. Geol. 1990. V. 14. P. 175–96.
- Han D.X. The features of the Devonian coal-bearing deposits in South China, the People's Republic of China // Int. J. Coal. Geol. 1989. V. 12. P. 209–223.
- ISO 7404-5: Methods for the petrographic analysis of coals. Part 5: Methods of determining microscopically the reflectance of vitrinite // International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland. 2009. 22 p.
- Jeenagool A., Kongphetsak W., Poolasap N. Coal in North-east Thailand // International Conference on Geology, Geotechnology and Mineral Resources of Indochina – GEOINDO. Khon Kaen, Thailand. 2005. P. 47–53.
- Kennedy K.L., Gibling M.R., Eble C.F., Gastaldo R.A., Gensel P.G., Werner-Zwanziger U., Wilson R.A. Lower Devonian coaly shales of northern New Brunswick, Canada: plant accumulations in the early stages of terrestrial colonization // J. Sediment. Res. 2013. V. 83. P. 1202–1121. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.86>
- Moore L.R. Cannel coals, bogheads and oil shales / Eds D. Murchison, T.S. Westoll // Coal and Coal bearing Strata. Ohver and Boyd. Edinburgh. 1968. P. 19–24.
- Scotese C.R. PALEOMAP. Pale atlas for G Plates and the Paleo Data Plotter program // Geological Society of America Abstracts with Programs. 2016. V. 48(5). <https://doi.org/10.1130/abs/2016NC-275387>
- Song D., Wang T., Zhong N., Chen Y., He D., Li D. Discovery of cutinitic liptoblioth in northwestern China and a comparative study with Luquan Devonian coal // Science China Earth Sciences. 2021. V. 64(4). P. 642–650. <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9688-1>
- Volkova I.B. Nature and composition of the Devonian coals of Russia // Energy & Fuels. 1994. V. 8(6). P. 1489–1493.

Composition Peculiarities of the Upper Devonian Coaly Rocks (The Sula River Section, North Timan)

O. S. Kotik^{1, *}, N. V. Pronina^{2, **}, N. S. Inkina^{1, ***}, P. A. Beznosov^{1, 3, ****}

¹*Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Pervomaiskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Komi Republic, Russia*

²*Faculty of Geology Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119234 Russia*

³*Kazan Federal University, Kremlevskaya str., 18, Kazan, Republic of Tatarstan, 420008 Russia*

**e-mail: olya.procko@gmail.com*

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

****e-mail: nsinkina@geo.komisc.ru*

*****e-mail: beznosov@geo.komisc.ru*

A detailed coal-petrographic and mineralogical-geochemical study of humic coals and coaly rocks in the Sargaev deposits of the Upper Devonian of the Northern Timan (Sula River), which is an example of the burial of the most ancient coal-forming plants, has been carried out. The following types of organic rocks are identified in the section: “jet-like” coal, liptobiolitic silty-clayey coal, and silty-clayey-coaly mixtolites. The studied coals and coaly rocks are composed of humic organic components, represented by vitrinite and liptinite macerals, the inertinite group is of subordinate importance. Vitrinite macerals include gelinite, collotelinite, and telinite (xylenite), liptinite macerals include sporinite, cutinite, liptodetrinite, bituminite, alginite, and a resinous substance, and inertinite macerals include inertodetrinite, semifusinite, fusinite, and funginite. The level of organic matter maturity according to the vitrinite reflectance $RV = 0.45-0.55\%$, corresponds to the transition from proto- to meso-catagenesis (gradations PC₃-MC₁). The mineral component of mixtolites and high-ash coals consists of kaolinite, chlorite/smectite (with a predominance of the chlorite component) and quartz.

Keywords: Upper Devonian, coal, coaly rocks, maceral and mineral composition, vitrinite reflectance.

УДК 552.51

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ГЕНЕЗИС ПЕСКОВ НОВОЛУЦКОЙ ПАЧКИ САБЛИНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАД МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ)

© 2023 г. М. В. Платонов^а, *, М. А. Тугарова^б, **

^аСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^бООО “Газпромнефть НТЦ”,
наб. реки Мойки, 75–79, литер Д, Санкт-Петербург, 190000 Россия

*e-mail: m.platonov@spbu.ru

**e-mail: tugarova.ma@gazpromneft-ntc.ru

Поступила в редакцию 13.10.2022 г.

После доработки 27.01.2023 г.

Принята к публикации 06.03.2023 г.

Несмотря на высокую изученность кембро-ордовикской песчаной толщи северо-западного крыла Московской синеклизы до сих пор остаются слабо исследованные в той или иной степени ее подразделения. В статье впервые приводится комплексный литологический анализ текстурного и вещественно-структурного состава песков новолуцкой пачки, распространенной на западе Ленинградской области. Эта пачка условно относится к саблинской свите среднего кембрия. Показаны существенные отличия изученных песков от песков других подразделений свиты и найдены их аналоги в восточных разрезах Балтийско-Ладожского глинта. Линзовидное залегание, специфический текстурный комплекс и крупно-среднезернистый состав песков новолуцкой пачки позволил доказательно установить их континентальный аллювиальный генезис и увязать их с близкими обстановками образования для песков выделенной ранее путиловской пачки верхнесаблинской подсвиты саблинской свиты.

Ключевые слова: кембро-ордовикская песчаная толща, пески и песчаники, текстуры, слойчатость, гранулометрия, обстановки осадконакопления.

DOI: 10.31857/S0024497X23700131, **EDN:** VSEYJA

Кембро-ордовикская терригенная (преимущественно песчаная) толща (C_1-O_1) северо-западного крыла Московской синеклизы, выходящая на дневную поверхность и имеющая многочисленные обнажения и искусственные выработки вдоль Балтийско-Ладожского глинта в Ленинградской области (рис. 1а), привлекает внимание исследователей на протяжении последних двух столетий. К концу двадцатого века появилась детальная и обоснованная схема стратиграфического расчленения терригенных отложений кембрия и ордовика для северо-западного крыла Московской синеклизы в основном благодаря работам Л.Е. Попова и К.К. Хазановича и др. [Попов и др., 1989].

Упомянутыми авторами в 1985 г. помимо прочих была выделена новолуцкая пачка, условно отнесенная к саблинской свите среднего кембрия. Ее отложения прослеживаются только на западе Ленинградской области в естественных выходах в долине реки Луга, залегают они в виде врезов и не

связаны с основным телом саблинских песков (рис. 2). Эти породы обладают специфическими характеристиками, резко отличающимися их от других отложений свиты, распространенных к востоку от Дудергофских высот. Детальные литологические исследования, проведенные нами в конце 2000-х гг., в том числе для песков и песчаников новолуцкой пачки позволили охарактеризовать их состав, уточнить генетический тип и расширить представления об условиях и механизме образования.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Всего было изучено три основных и, по сути, единственных естественных выхода, расположенных в левом и правом борту р. Луга и отобрано 52 образца песков и песчаников и один образец глины (см. рис. 1б, 2б).

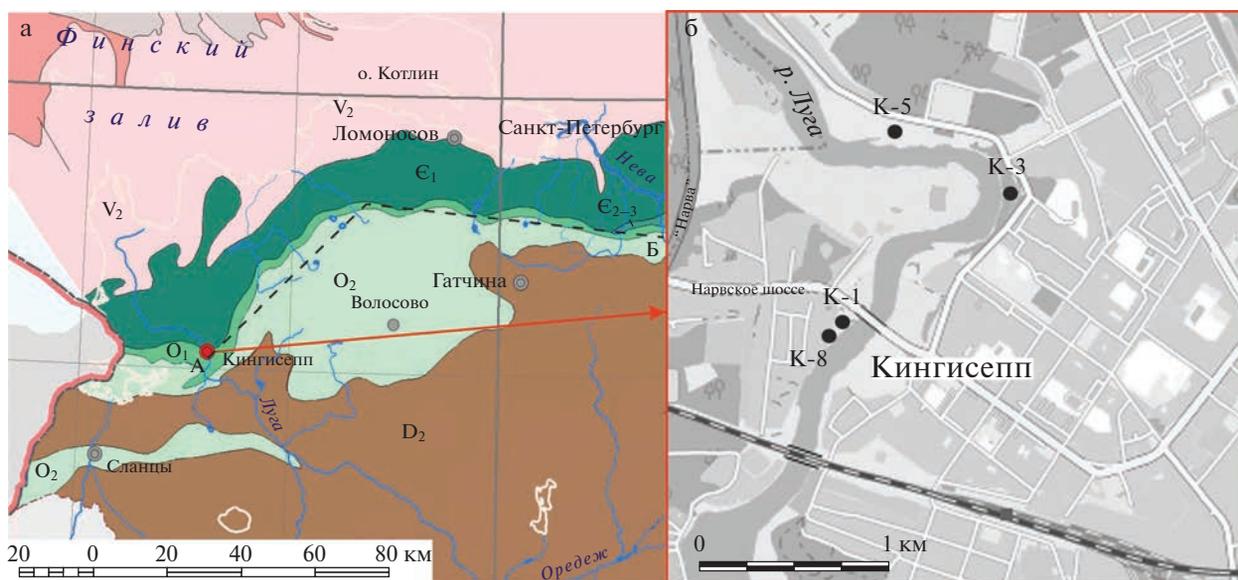


Рис. 1. Карта-схема геологического строения западной части Ленинградской области вдоль Балтийско-Ладожского глинта, по [Геологическая ..., 2022] (а); схема расположений обнажений в долине р. Луга (б). А–Б – линия разреза (см. рис. 2).

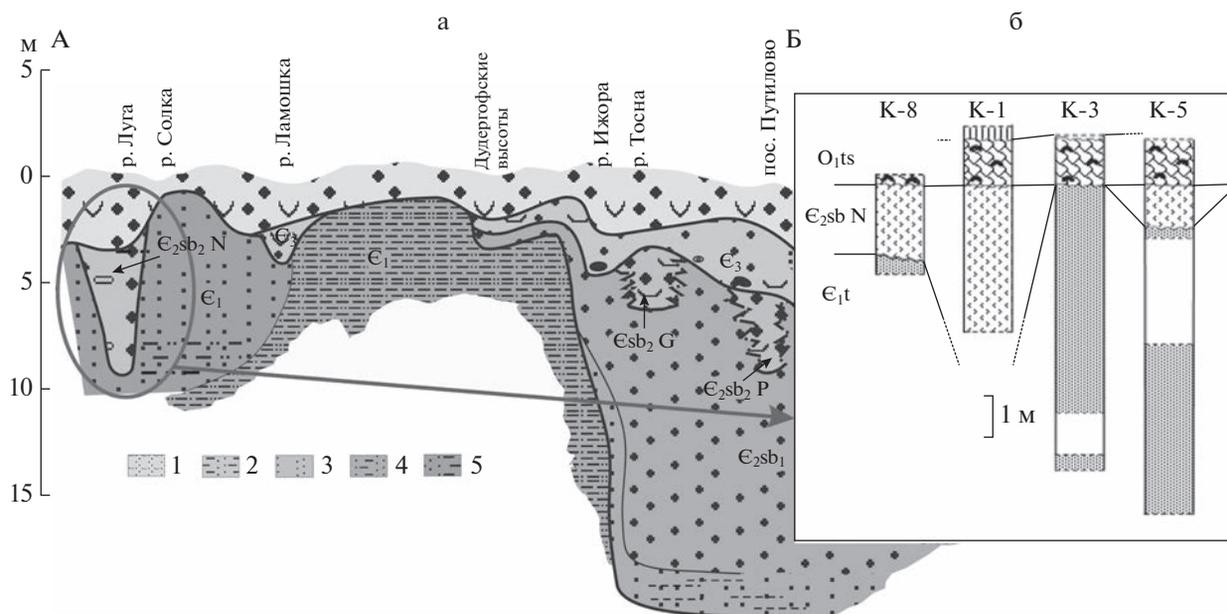


Рис. 2. Положение новолуцкой пачки в разрезе кембро-ордовикской терригенной толщи вдоль Балтийско-Ладожского глинта от р. Луга на западе до пос. Путилово в центральной части Ленинградской области по линии А–Б (см. рис. 1), по [Попов и др., 1989] с изменениями и добавлениями (а) и в обнажениях по р. Луга (б). 1 – O_1 , пески и песчаники с детритом оболит, аргиллиты, глины; 2 – E_3 , пески и песчаники с оболитами; 3 – саблинская свита, E_2sb_2 – верхняя подсвита, пачки песков и песчаников с оболитами и без: G – гертовская, P – путиловская, N – новолуцкая; 4 – E_2sb_1 , нижняя подсвита, пески и песчаники; 5 – E_1 , пески и песчаники, глины.

Первый выход (обн. К-5) располагается в правом берегу р. Луга в береговом обрыве и продолжается в овраге. Видимо, это один из тех выходов, которые были описаны более ранними исследованиями [Попов и др., 1989]. Примерно в этом

месте ими был выделен стратотип новолуцкой пачки мощностью 4.5–4.7 м, в настоящее время, к сожалению, недоступный. Мощность описанного нами в этом месте разреза новолуцких песков составляет 1.25 м, состоит она из пяти слоев

мощностью от 15 до 56 см, текстурные особенности не различимы. Главное, обнаруженное ранее и подтвержденное нами — это линзовидный характер залегания пачки, выклинивающейся на протяжении сотен метров.

Второй из них, известный со времен работ Л.Б. Рухина [Рухин, 1939], расположен на левом берегу р. Луга в 100 м выше автомобильного моста в г. Кингисепп (обн. К-1), где видимая мощность новолуцкой толщи составляет 6.25 м, что, по всей видимости, близко к максимальному значению. Обнажение, заплывшее и осыпавшееся, с полностью стертными текстурными особенностями. Подошва новолуцкой пачки скрыта под осыпью, по границам напластования подразделяется на 11 слоев мощностью от 30 до 70 см.

Третий естественный выход располагается в 150 м выше по реке на том же берегу и был вскрыт в середине 2000-х гг. оползнем и ранее не был доступен для наблюдения. На момент изучения выход представлял собой свежее обнажение размером 2 на 4 м с контрастно проявленными слоями, границами и текстурами (обн. К-8) (рис. 3). Мощность пачки здесь сокращается до 2.7 м и залегает она на наклонной эрозионной поверхности (азимут падения северо-восток, вниз по течению реки) песков и песчаников тискреской свиты нижнего кембрия.

Из лабораторных исследований, проведенных для данного разреза следует отметить петрографический (10 шлифов), гранулометрический (ситовой 19-ти фракционный (50 образцов) и гидравлический седиментационный (10 образцов) анализы, которые были проведены в лаборатории литологических исследований кафедры литологии и морской геологии СПбГУ.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Строение и текстуры

Локальное, в виде врезов, распространение новолуцкой пачки было выявлено, как уже было сказано, еще работами Л.Е. Попова и К.К. Хазановича и др. [Попов и др., 1989]. Учитывая направление сокращения мощности пачки, азимут наклона эрозионной поверхности, приведенных в предыдущем разделе, отсутствие новолуцких песков в обнажение в 300 м ниже по течению от автомобильного моста на противоположном берегу, можно предположить, что р. Луга пересекает данный палеоврез в перпендикулярном направлении, что делает возможным оценить его ширину в 400 м и глубину в 7–10 м в стрелневой части.

Текстуры новолуцкой пачки резко отличаются от текстур других подразделений саблинской свиты — они не являются типичными косослойчатыми. По текстурным особенностям пачку можно разделить на четыре комплекса (см. рис. 3).

Первый комплекс мощностью 60–80 см залегает в основании пачки на наклонной эрозионной поверхности тискреской свиты. Первые два слоя мощностью 20 и 23 см имеют горизонтальную слоистость, а слоевые швы и слойки параллельны нижнему контакту и имеют падение с азимутом 330°. Следующие два слоя представляют собой косые серии максимальной мощностью 14 и 18 см с падением слоев в направлении под углом к наклону эрозионной поверхности и, соответственно, кровли нижних слоев.

Второй комплекс, имеющий мощность 70 см, состоит из серии слоев различной мощности (2–17 см), четко разделенных между собой благодаря резкому укрупнению состава песков к основанию каждого слоя, что позволяет отнести данный вид текстур к градиционной слоистости.

Третий состоит из чередования слоев мощностью 40 см, имеющих как горизонтальные, так и вогнутые границы. Главной особенностью пород этого участка является наличие деформированных косослойчатых текстур (рис. 4), между которыми располагаются нормальные маломощные (3 и 6.5 см) косые серии. Деформации, видимо, имеют седиментационный характер и связаны с разрушением песчаных гряд при увеличении скорости потока выше критической величины существования грядного режима. Направления падения косых слоев близки между собой и схожи с таковыми первого комплекса.

Четвертый комплекс мощностью 1.1 м состоит из нескольких слоев по 10 см каждый, которые характеризуются горизонтальными и слабоволнистыми слоевыми швами и слоями. К основанию каждого слоя приурочен прослой толщиной в 1–2 зерна более грубого материала.

Непростая текстурная картина новолуцкой пачки осложняет реконструкцию палеогеографической обстановки накопления песчаников. Однако, с уверенностью можно говорить о динамических режимах высокой интенсивности, превосходящих гидродинамическую энергию обстановок осадконакопления других подразделений кембро-ордовикской толщи. На наш взгляд, динамика формирования новолуцкой пачки соответствует режиму продольной эрозии при скоростях потока выше предельных для донногрядного режима, при которых происходит разрушение аккумулятивных форм и массовое влечение наносов [Кутырев, 1968; Шванов, 1969]. При таком режиме формируются горизонтально слоистые грубые пески (текстурный комплекс I), но все же возможно захоронение и косослойчатых, но с деформациями косых слоев, особенно в областях разгрузки потоков (текстурный комплекс II). О высоких скоростях течений, а также быстром, краткосрочном захоронении осадков свидетельствует и градиционная слоистость, наблюдаемая особенно

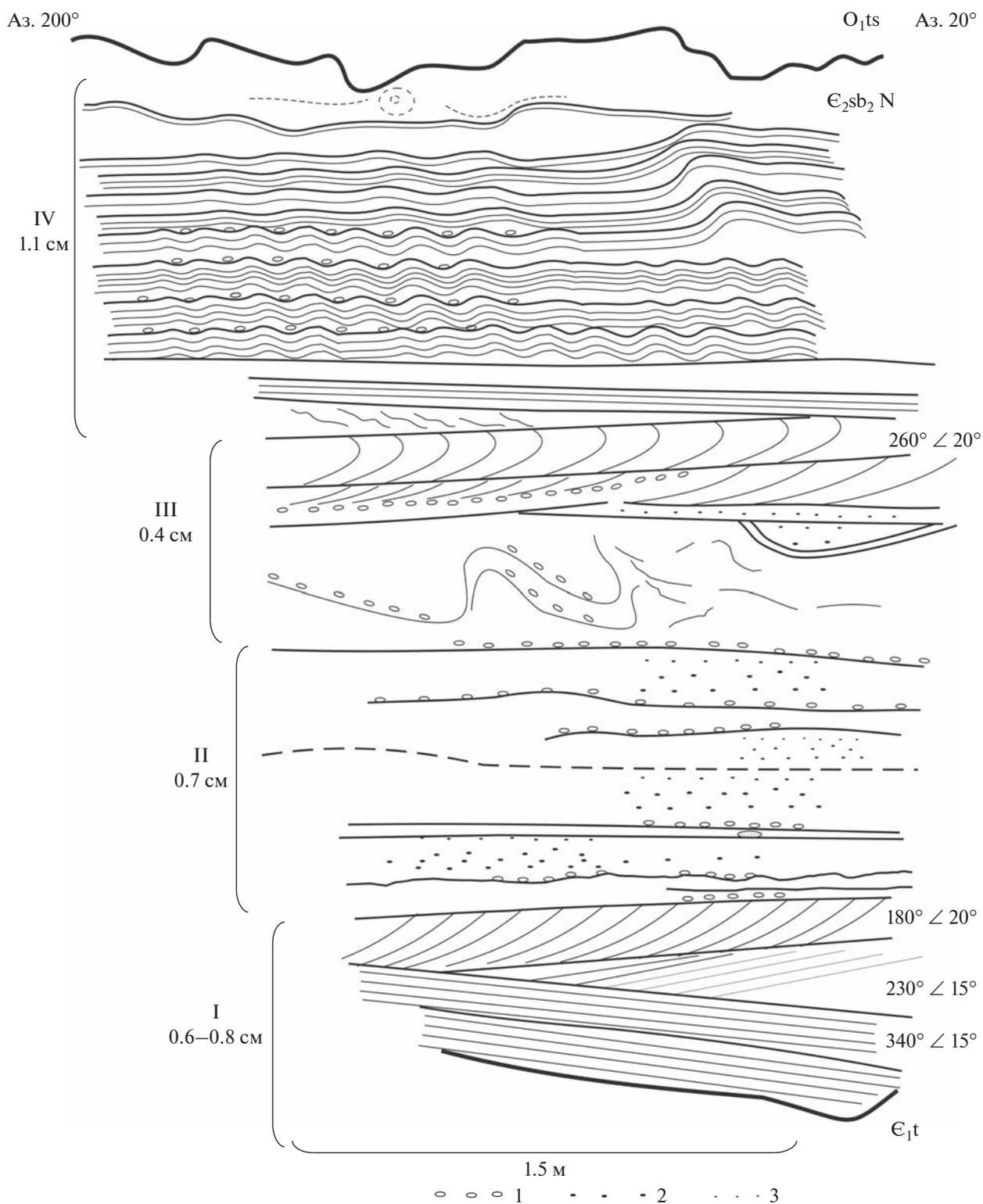


Рис. 3. Последовательная смена по разрезу текстур новолуцкой пачки саблинской свиты (обн. К-8).

I, II, III, IV – номера комплексов текстур.

1 – гравийные зерна; 2 – грубопесчаные зерна; 3 – средне-крупнопесчаные зерна.

E₁t – тискреская свита нижнего кембрия, E₂sb₂ N – новолуцкая пачка верхнесаблинской подсвиты среднего кембрия, O₁ts – тосненская свита нижнего ордовика; Аз. 200°, 20° – азимуты ориентировки обнажения; 230° ∠ 15° – азимут и угол падения слоистости.



Рис. 4. Деформированные косослойчатые текстуры третьего текстурного комплекса.

отчетливо во втором комплексе. Формирование песчаников четвертого комплекса происходило в менее динамичных условиях, но, вероятно, имеет похожую природу — частичное выпадение из градиционной суспензии, где волнистые слоевые швы являются результатом эрозии дна, либо формирования знаков ряби в промежутках между отложением двух соседних слоев.

Данные по азимутам падения слоистости и эрозионных поверхностей немногочисленны, но предположительно указывают на западное—юго-западное направление палеотечения и, соответственно, аналогичную ориентировку оси трюга.

Гранулометрический состав

Пески и песчаники новолуцкой пачки являются самыми грубозернистыми среди кембрийских, а, возможно, и ордовикских песчаных пород Ленинградской области и сопредельных территорий. По составу они относятся к среднезернистым, а также крупно-среднезернистым, мелко-среднезернистым и их вариациям. При этом размер зерен песков изменяется и по разрезу, и по латерали, что хорошо проявлено в двух близко расположенных выходах, отстоящих друг от друга всего на 150 м. Для наглядности можно привести график изменения медианных размеров песков по разрезу в этих двух обнажениях (рис. 5). Для более мощной толщи песков среднее медианное значение размеров составляет 0.24 мм, для меньшей по мощности 0.31 мм. Приведенные графики пока-

зывают скачкообразные, флуктуационные изменения гранулометрического состава песков от слоя к слою и от слойка к слойку, которые в пределах всей толщи имеют тенденцию уменьшения размеров зерен к кровле. Такое обстоятельство характерно в целом для всех песчаников кембрийско-ордовикской терригенной толщи [Платонов и др., 2005], формирование смежных слоев в которых происходило при отличающихся скоростях водных потоков, меняющихся пульсационно в соответствии с локально перестраивающимся рельефом песчаного дна и как следствие свойствами самого потока.

Обращает на себя внимание поведение медианного размера зерен по разрезу в обнажение К-8 (рис. 6а), изменение которого соответствует выделенным ранее текстурным комплексам и в целом согласуется с ними. Похожим образом колеблется и сортированность, а также общий гранулометрический состав, показанный на характерных кривых распределения (см. рис. 6).

На основании анализа кривых распределения было выделено 4 гранулометрических типа отложений, согласующихся с текстурными комплексами. Отложения первого комплекса характеризуются мелко-среднезернистым и мелко-крупно-среднезернистым составом, хорошей и умеренной сортированностью ($V_{ar} = 0.39–0.68$) и имеют как правило бимодальное распределение зерен по шкале размерностей с преобладающей модой в области размеров 0.28–0.34 мм и дополнительной 0.12–0.14, с наличием так называемого “хвоста”

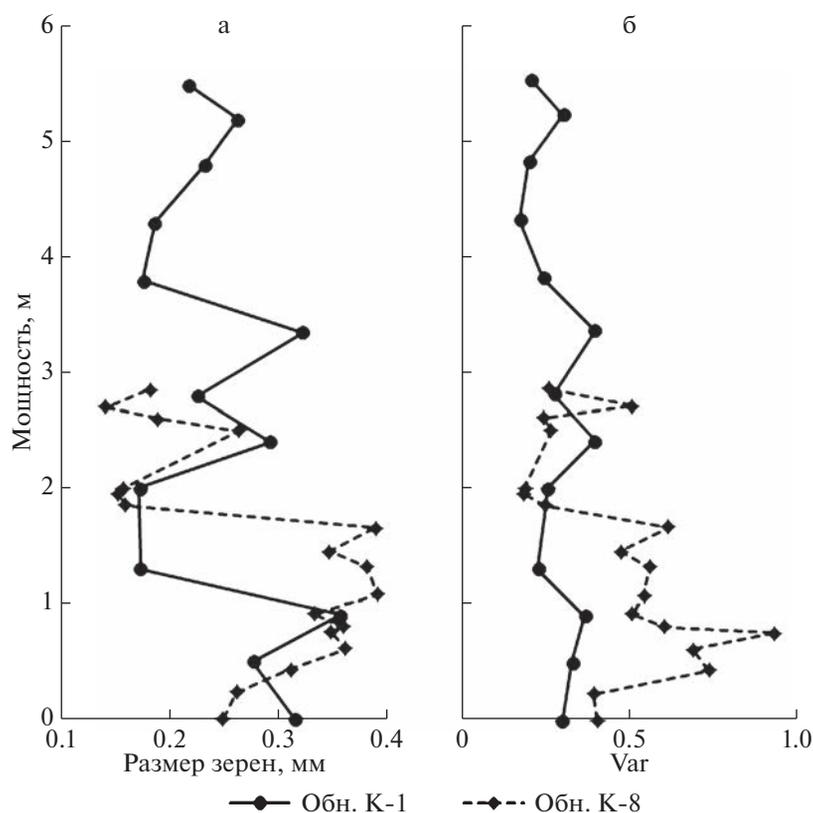


Рис. 5. Изменение медианных размеров зерен (а) и сортированности (Var) (б) песков по разрезу новолуцкой пачки.

крупно-грубозернистых фракций, при котором наличие зерен более 1 мм составляет до 4%, а 1% квантиль – почти всегда больше 2 мм (см. рис. 6а). Отложения второго и третьего комплексов являются самыми крупными и наименее сортированными в разрезе со значениями медианы до 0.48 мм и коэффициента вариации до 1.11 в отдельных образцах, но в целом не выходящими за пределы структурного класса крупно-среднезернистых. Пески второго комплекса, как правило, также бимодальны (см. рис. 6б) с основной модой 0.33–0.38 мм и дополнительной 0.11–0.14 мм, которая в половине случаев сокращается до 2–3%. Грубозернистые “хвосты” характерны только для песков основания данного комплекса. Осадки третьего – в половине образцов имеют бимодальное распределение с равнозначными модами в интервале размеров 0.32–0.43 и 0.12–0.19 мм, последняя может сокращаться до 3–5% (см. рис. 6в). Песчаные породы четвертого текстурного комплекса – самые мелкие и сортированные, являются мелко- и средне-мелкозернистыми, весьма и хорошо сортированными ($Var = 0.18–0.50$), что определяет одноmodalность их кривых распределения с колебаниями модальных размеров от 0.14 до 0.17 мм (см. рис. 6г).

Бимодальность и в некоторых случаях полиmodalность кривых распределения показывает,

вероятно, перемещение песчаного материала в потоке двумя или даже тремя способами: более крупные модальные фракции передвигались волочением и перекачиванием, занимающие среднее положение на кривых распределения (основные) – сальтацией и самые мелкие – во взвешенном состоянии. Такие структуры формируются при высоко турбулентных однонаправленных скоростных потоках большой мощности, перемещающие огромное количество материала [Котельников, 1989]. Кроме того, в разное время захоронения осадков свиты преобладали разные механизмы переноса вещества в зависимости от режима и стадии развития потока. Для подтверждения этого положения мы использовали диаграмму Р. Пассега [Passega, Вугамjee, 1969] (рис. 7), положительный опыт применения которой для решения генетических задач был подтвержден С.И. Романовским [Романовский, 1977]. Показательно, что точки составов образуют три обособленных поля, которые соответствуют выделенным ранее текстурным комплексам. В поле I попали точки состава песков первого текстурного комплекса. Значения медианы и 1%-ой квантили указывают, по представлениям Р. Пассега [Passega, Вугамjee, 1969], на преобладающий тип переноса качением. Поля II, III охватывают точки, принадлежащие пескам второго и третьего текстурных комплексов и отвеча-

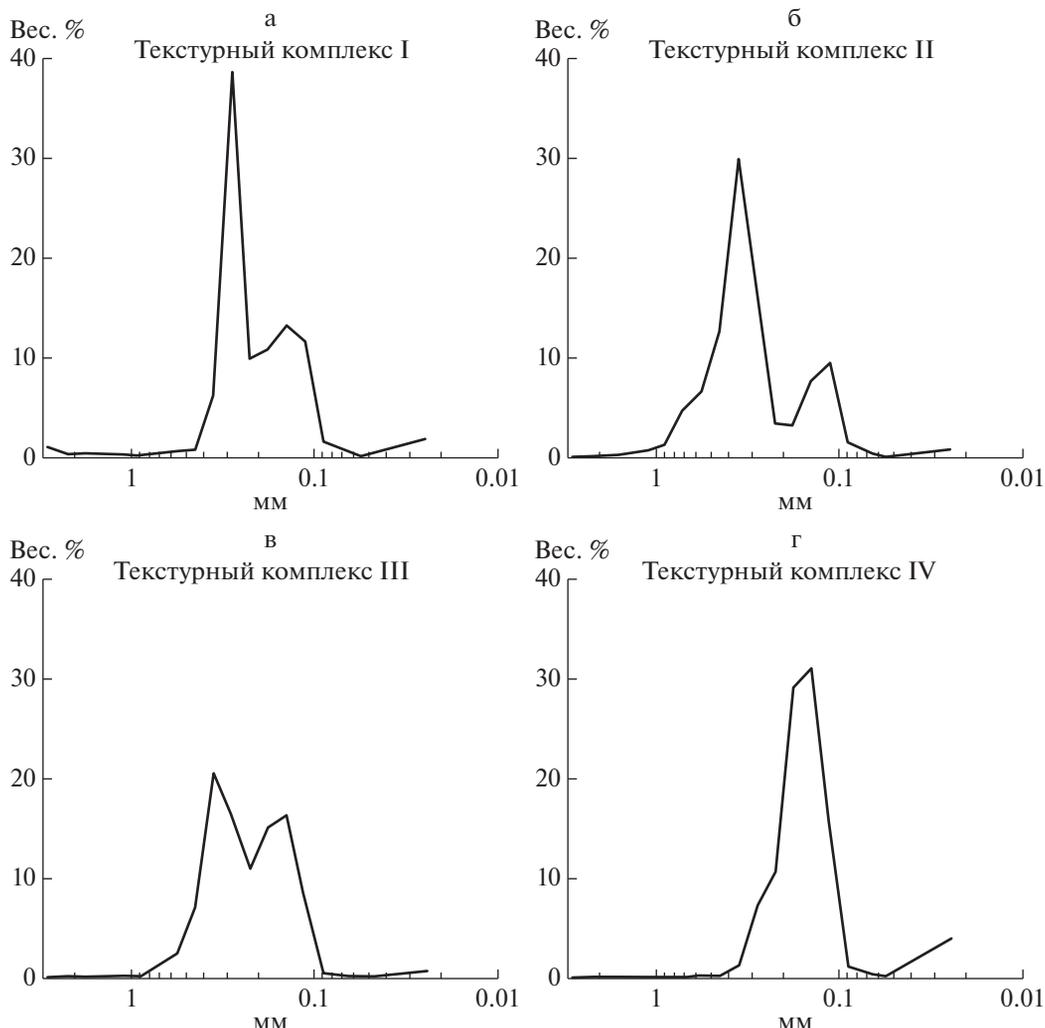


Рис. 6. Характерные ЭПР песков разных текстурных комплексов.

ющие переносу в виде донной суспензии и качением. В поле IV попадают точки структурного состава осадков четвертого текстурного комплекса, формирующиеся посредством градиционной суспензии. Сравнительный анализ и интерпретация данных гранулометрии подтверждают стадийное развитие процесса формирования песков новолуцкой свиты, выраженной в закономерном изменении вещественных признаков песчаных отложений сначала с небольшим ростом, а затем с уменьшением динамической нагрузки вверх по разрезу.

Седиментационный анализ

Основными модальными классами гидравлической крупности песчаных осадков изучаемой пачки являются интервал 5–6.5 см/с, дополнительными – 9.5–10, 14–14.5 и 3.5–4.5 см/с концен-

трациями материала в основных модах до 30%. Скорость осаждения более 80% вещества – более 3–4 см/с. Первая критическая скорость – не менее 20 см/с.

Асимметрия ЭПР осадков этого режима показывает преобладающее накопление крупных фракций и, по-видимому, переход во взвешенное состояние более мелких [Методические указания ..., 1989]. Накопление осадков подобного типа может происходить при одновременном перемещении по дну частиц большей гидравлической крупности (9–14.5 см/с) и сальтационном перемещении более мелких (5–6.5 см/с) с их преобладающей аккумуляцией при вымывании и переходе во взвесь мелко-тонкозернистых фракций. В целом осадки этого динамического режима формируются при высоких потоковых скоростях с преобладающей аккумуляцией крупнозернистых песчаных фракций.

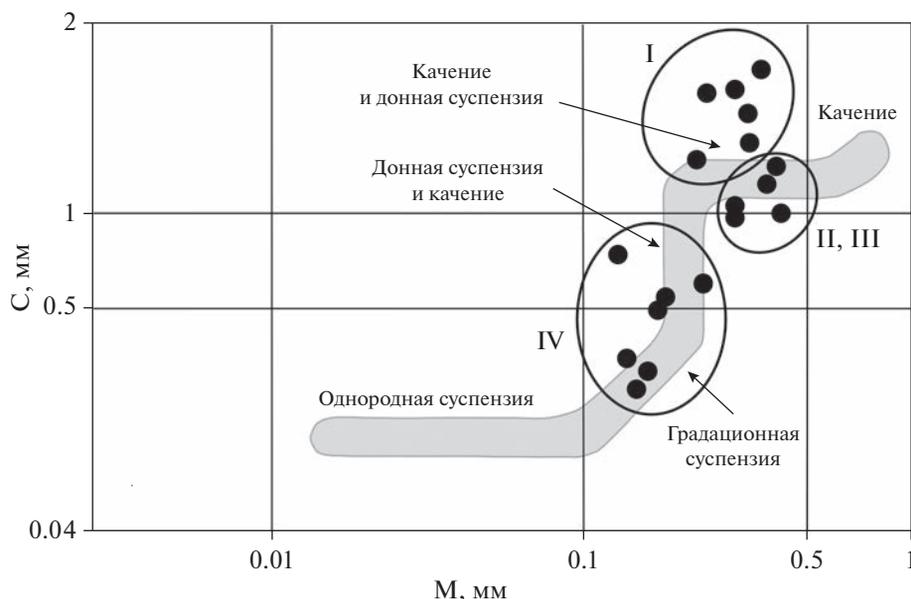


Рис. 7. Распределение составов песков разных текстурных комплексов, нанесенные на диаграмму Пассеги (медианный размер М – 1% квантиль С), по [Passegа, Вугатјее, 1969] с изменениями.

Петрографический состав

Главным и практически единственным породообразующим минералом обломочной части изучаемых пород является кварц, содержание которого достигает 95–98%. Остальные минералы встречаются редко и представлены калиевыми полевыми шпатами (до 5%) и зернами кварцитов (около 1%). Утверждение Л.Е. Попова и К.К. Хазановича [Попов и др., 1989] о содержании полевых шпатов в количестве 15% нами не подтверждено. Пески не имеют цемента. Окатанность зерен средняя (для размера 0.3 мм), балл окатанности – 2 по визуальной шкале [Шванов, 1969].

Состав аксессуарных минералов (тяжелой фракции) довольно беден и стабилен и в общем схож с таковым для других стратиграфических подразделений кембрия и ордовика. Основными минералами являются ильменит (лейкоксен) и циркон с небольшими вариациями содержаний в разных размерных фракциях, а также турмалин, рутил, эпидот, ставролит.

ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование песков новолуцкой пачки носило стадийный или событийный характер, нашедший вещественные отражения в строении, выделенных текстурных комплексах и распределении гранулометрического состава. В начале отложения песков, при высоко динамичных режимах, перенос частиц осуществлялся практически только перекачиванием по дну в виде массового влечения наносов, так называемая вторая гладкая

стадия [Шванов, 1969], на что, кстати, указывает асимметричное бимодальное распределение песков по размерным фракциям и горизонтальная слойчатость. Затем, постепенно режим перемещения осадков перестроился, оставаясь высоко динамичным, а перенос происходил как качением, так и в суспензии у дна (сальтацией). Поэтому в текстурных комплексах II и III мы наблюдаем появление равномерных бимодальных распределений частиц по размерам и деформированную косвенную слойчатость, отражающую критические разрушающие скорости (2–5 скорости срыва [Шванов, 1969]) потока для существования песчаных гряд. Скорости потока могли составлять, исходя из данных седиментационного анализа, не менее 100 см/с. Аналогичные данные можно получить из диаграммы Рубина и Маккалоха [Rubin, McCulloch, 1980] для второй гладкой стадии (“upper flat bed”) равные 100–200 см/с. И наконец, в окончательной стадии накопления песков (текстурный комплекс IV) осадки перемещались в более спокойных, но, тем не менее динамичных условиях в виде донной градационной, а может и однородной суспензии, существование которой возможно в однонаправленном потоке, о чем свидетельствуют наличие крупных зерен в основании слоев и одномодальный характер распределения размеров зерен по шкале размерностей. Вероятно, мы можем говорить о сверхплотном потоке, занимающем промежуточное положение между преимущественно ламинарным концентрированным потоком (CF) и турбулентным, нагруженным осадками (SLTF), поскольку в отложениях новолуцкой пачки присутствуют структурно-текстурные

признаки и того и другого [Zavala, 2020; Zavala, Pan, 2018].

ВЫВОДЫ

Результаты исследований и их интерпретация подтверждают аллювиальный, возможно, пролювиальный, но по крайней мере однонаправленный потоковый генезис песков новолуцкой пачки, имеющих строение и вещественные особенности, характерные для аллювиального цикла [Шанцер, 1966; Шванов, 1969]. Довольно интенсивный режим, овеществленный в породах обн. К-8, соответствует, видимо, стречневому, русловым и прирусловым фациям. Направление палеопотока по современной экспозиции вреза, по азимутам наклонов борта трога и косых слойков можно определить как западное–юго-западное.

Пески основного тела саблинской свиты к востоку от Дудергофских высот образовывались в прибрежно-морских обстановках [Берто (Guy Berthault) и др., 2011; Кулямин, Смирнов, 1973; Платонов, Тугарова, 2008], и до последнего времени каких-либо других выявлено не было. Недавно нами было показано, что подобные континентальные или переходные обстановки локально существуют и восточнее, а именно для выделенной ранее авторами [Платонов, Тугарова, 2019] путиловской пачки верхнесаблинской подсвиты саблинской свиты (см. рис. 2а). Поэтому новолуцкие пески теперь более доказательно можно относить к саблинской свите, так как в ее основном теле установлены близкие фации осадков.

Подстилающие отложения тискреской свиты нижнего кембрия не могли являться непосредственным источником материала, так как размер зерен этих песков значительно меньше, кроме того, в них был обнаружен глауконит. Их более прибрежные или континентальные фациальные аналоги вполне могли бы являться таковыми, но без сомнения не кристаллические породы, поскольку пески новолуцкой пачки довольно зрелые. Тискреские пески были рыхлым субстратом, по которым развивались аллювиально-пролювиальные врезы в условиях приморской низменности отступившего моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берто (Guy Berthault) Г., Лаломов А.В., Тугарова М.А. Реконструкция палеодинамических условий формирования кембро-ордовикских песчаников северо-запада Русской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 1. С. 67–78.

Геологическая карта дочетвертичных образований. Масштаб 1 : 2000000. Ленинградская область. Северо-западный федеральный округ / [Электронный ресурс]. СПб.: ВСЕГЕИ, ГИС-Атлас “Недра России”, 2022.

URL: https://vsegei.ru/ru/info/gisatlas/szfo/leningradskaya_obl/geol.jpg (дата обращения: 07.10.2022).

Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков. Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. 132 с.

Кулямин Л.Л., Смирнов Л.С. Приливно-отливные циклы осадконакопления в кембро-ордовикских песках Прибалтики // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1973. Т. 212. № 1–3. С. 696–699.

Кутырев Э.И. Условия образования и интерпретация косоугольной слоистости. Л.: Недра, 1968. 128 с.

Методические указания по подробному гранулометрическому анализу седиментационным способом (с применением гидравлического седиментатора ГС-1) / Отв. ред. К.К. Гостинцев. Л.: ВНИГРИ, 1989. 181 с.

Платонов М.В., Тугарова М.А. Континентальные и переходные обстановки осадконакопления среднего кембрия северо-западного крыла Московской синеклизы // Региональные проблемы геологии, географии, техносферной и экологической безопасности // Сборник статей Всероссийской научно-практической конференции, Оренбург, 18–20 ноября 2019 г. Оренбург: ИП “Востриков К “Полиарт”, 2019. С. 54–59.

Платонов М.В., Тугарова М.А., Лаломов А.В. Ритмичное строение и пульсационный динамический режим осадконакопления нижнепалеозойских песчаников Ленинградской области // VII Международная конференция “Новые идеи в науках о Земле” // Материалы докладов. Т. 1. М.: КДУ, 2005. 147 с.

Платонов М.В., Тугарова М.А. Текстуальный анализ песчаников среднего кембрия Ленинградской области и фациально-динамические аспекты их формирования // Литология и геология горючих ископаемых // Межвузовский научный тематический сборник. Т. II (18). Екатеринбург: Уральский государственный университет, 2008. С. 96–105.

Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритоносной оболочкой толщи на северо-западе Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 222 с.

Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.

Рухин Л.Б. Кембро-силурийская песчаная толща Ленинградской области // Ученые записки ЛГУ. Серия геолого-почвенных наук. 1939. Вып. 4(11). Л.: Изд-во ЛГУ, 1939. 171 с.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований // Труды АН СССР. Вып. 161. М.: Наука, 1966. 241 с.

Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969. 248 с.

Passega R., Byramjee R. Grain-size image of clastic deposits // Sedimentology. 1969. V. 13. P. 233–252.

Rubin D.M., McCulloch D.S. Single and Superposed Bed Forms: A Synthesis of San Francisco Bay and Flume Observations // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 26. P. 207–231.

Zavala C. Hyperpycnal flows and deposits // J. of Palaeogeography. 2020. V. 9. Article number 17. P. 1–21.

Zavala C., Pan S.X. Hyperpycnal flows and hyperpycnites. Origin and distinctive characteristics // Lithologic Reservoirs. 2018. V. 30. № 1. P. 1–27.

Continental Genesis of Sands of the Novolutsk Member, Sablinskaya Formation of the Middle Cambrian (Northwestern Flank of the Moscow Syncline)

M. V. Platonov^{1, *}, M. A. Tugarova^{2, **}

¹St. Petersburg State University, Universitetskaya emb., 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia

²LLC "Gazpromneft STC", river Moika emb., 75–79, liter D, St. Petersburg, 190000 Russia

*e-mail: m.platonov@spbu.ru

**e-mail: tugarova.ma@gazpromneft-ntc.ru

Despite the high degree of knowledge about Cambrian-Ordovician sandy sequence in the northwestern flank of the Moscow syncline, some of its subdivisions are still poorly studied. For the first time the article provides a comprehensive lithological analysis of the textural and mineral-structural composition of the Novolutsk member sands, common in the west of the Leningrad region. This member conventionally belongs to the Sablinskaya Formation of the Middle Cambrian. Significant differences between the studied sands and the sands of other units of the formation are shown, and their analogues are found in the eastern sections of the Baltic-Ladoga glint. The lenticular occurrence, specific textural complex and coarse-medium-grained composition of the Novolutsk unit sands made it possible to prove their continental alluvial genesis and link them with the sedimentary environments of the earlier identified Putilovskaya member sands of the Sablinskaya Formation.

Keywords: Cambrian-Ordovician sandstone sequence, sands and sandstones, textures, layering, granulometry, sedimentation environments.