

УДК 551

СТРУКТУРА И СОСТАВ ГОЛОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2020 г. С. Ю. Соколов^а, Н. П. Чамов^а, *, В. Б. Курносов^а

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

*e-mail: nchamov@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.05.2020 г.

После доработки 26.05.2020 г.

Принята к публикации 17.06.2020 г.

25 и 28 рейсы НИС “Академик Николай Страхов” в северной части Баренцева моря позволили установить признаки интенсивной миграции газоносных флюидов из осадочного чехла в водную толщу. Выявлено существование цепи взаимосвязанных процессов: восходящей миграции газоносных флюидов, повышения концентрации газов в донных осадках, деформации поверхности дна с образованием газовых воронок и разгрузки части флюидов в водную среду. В статье приводятся результаты изучения структуры и состава голоцен-плейстоценовых осадков вдоль субширотного профиля, пересекающего участки газовой разгрузки и выходящего за их пределы. Несмотря на процессы дегазации и то, что каждый из регионально развитых пластов соответствует определенному этапу послеледниковой седиментации, значимых диагенетических изменений в составе глинистой фракции осадков не установлено. Повышенное содержание смектитов в осадках станций 2511 и 2515 представляется следствием вулканического события с формированием слоя пепла среднего-основного состава и его последующего преобразования.

Ключевые слова: донные осадки, дегазация, диамиктон, глинистые минералы.

DOI: 10.31857/S0024497X20060075

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Фактическую основу исследований составляют оригинальные материалы 25 и 28 рейсов НИС “Академик Николай Страхов” (АНС) в северной части Баренцева между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Этот участок Баренцева моря представляет интерес как область накопления постледниковых осадков под влиянием фронта смешения холодных арктических и теплых атлантических вод. Атлантические воды в виде Западно-Шпицбергенского течения поступают через трог Франц-Виктория (рис. 1). Арктические воды, проникая с севера через трог Эрик-Эриксен, разворачиваются в центральной части моря в циклонический круговорот. Взаимодействие этих двух типов вод образует фронтальную вертикальную зону, Полярный фронт, идущую от Земли Франца-Иосифа на юг–юго-запад [Мурдмаа, Иванова, 1999].

Наши исследования позволили выявить в северной части Баренцева моря признаки интенсивной миграции газоносных флюидов из осадочного чехла в водную толщу. Было установлено, что процессы дегазации осадочной толщи отражены в геоморфологическом строении дна. В ходе батиметрической съемки с использовани-

ем многолучевого эхолота было закартировано поле газовых воронок (кальдер проседания, rock-marks) в пределах которого насчитывается 8 воронок с максимальным размером до 170 м и глубиной до 7 м (см. рис. 1). Примечательно, что поле газовых воронок совпадает с локальной аномалией насыщенности донных осадков углеводородными газами с концентрацией свыше 0.01 см³/кг. Акустическим профилированием в верхней части осадочного чехла были установлены участки осветления и вертикальные каналы, свидетельствующие о присутствии в отложениях газонасыщенного водного флюида.

В ряде случаев разгрузка флюидов из осадочного чехла происходит непосредственная в водную толщу, что приводит к появлению специфического типа объектов, нарушающих акустическую упорядоченность среды. Они получили название “звукорассеивающие объекты” (ЗРО). Картирование ЗРО дает возможность их совместной интерпретации со структурами дна, что расширяет когнитивные возможности информации, полученной морскими гидроакустическими комплексами.

В 25 рейсе АНС картирование ЗРО в водной толще выполнено с применением оригинального

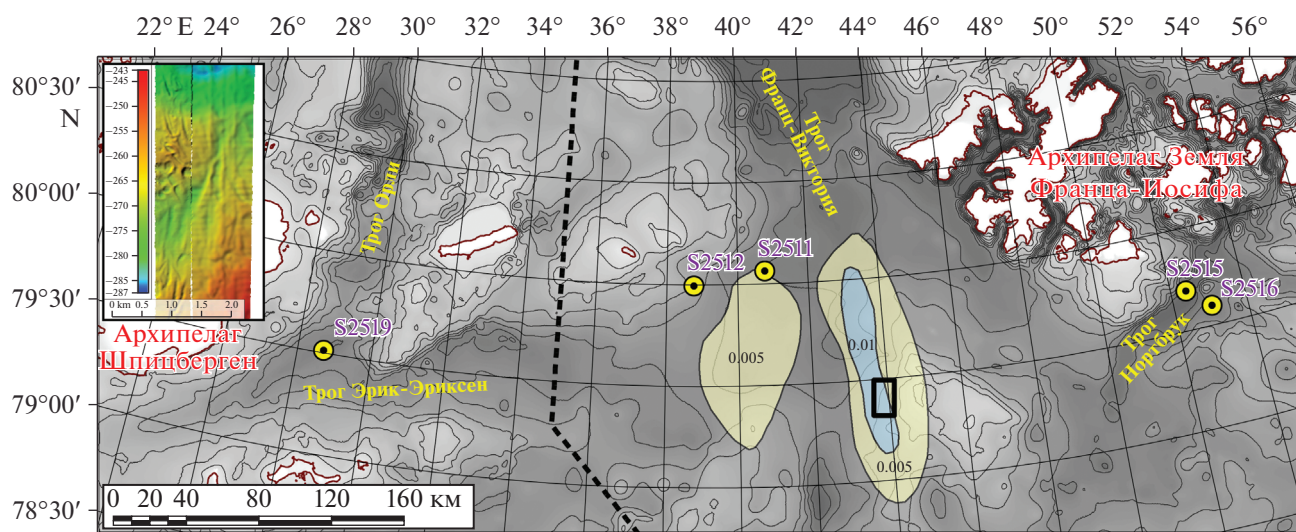


Рис. 1. Положение станций опробования на батиметрической карте северной части Баренцева моря по материалам 25 рейса НИС “Академик Страхов” (АНС). Составители: Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Зарайская Ю.А., Абрамова А.С., Мазарович А.О., Мороз Е.А.

Заливкой показаны области насыщенности донных осадков углеводородными газами [Яшин, 2004].

На врезке показан фрагмент батиметрической съемки с пометками по данным 28 рейса АНС. Координаты – UTM37. Прямоугольник – положение фрагмента в области аномалии.

метода обработки сонарных данных многолучевого эхолота [Соколов и др., 2017]. Установлена пространственная сопряженность ЗРО в водной толще с полем развития воронок и областями осветления разреза, причем источником рассеяния является газ от разгрузки глубинных фокусированных флюидопотоков.

Тем самым было показано существование цепи взаимосвязанных процессов: восходящей миграции газоносных флюидов, повышения концентрации газов в донных осадках, деформации поверхности дна с образованием газовых воронок, разгрузки части флюидов в водную толщу.

Восходящая миграция флюидов является непрерывным и основным процессом, обусловленным глубинной генерацией газов, деградацией газогидратных залежей и мерзлоты. Независимо от природы свободного газа, насыщение им поровых вод приводит к формированию флюида с меньшей плотностью относительно окружающей среды и стремящемуся к поверхности дна.

Изучение современных донных отложений показало, что флюидно-газовая разгрузка метана оказывает влияние на структуру осадков и является одним из ведущих факторов ранних постседиментационных преобразований. В зонах интенсивной разгрузки метана происходят значительные изменения состава осадков за счет растворения первичных и образования аутигенных минералов [Chamov, Murdmaa, 1995]. В смешанослойных образованиях проявляется устойчиво повышенное содержание смектитовой со-

ставляющей [Чамов, Курносов, 2001; Kurnosov et al., 1995].

На основании изложенного была поставлена задача оценить возможное влияние газоносных флюидов на структуру и состав осадков, в первую очередь, содержащихся в них глинистых минералов. Для этого были выбраны представительные керны донных осадков вдоль субширотного профиля, пересекающего участки газовой разгрузки и выходящего за их пределы (см. рис. 1). Полученные результаты рассматриваются в данной статье.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Методы исследований

Картирование голоцен-плейстоценовых осадочных комплексов и зон концентрированной разгрузки метана на шельфе Баренцева моря составили оригинальные данные, полученные с помощью гидроакустического комплекса АНС. Основу комплекса составляют акустический профилограф EdgeTech 3300 и многолучевые эхолотаторные системы фирмы “RESON” SeaBat 8111 и SeaBat 7150. Использование мелководного эхолота, работающего на частотах от 100 до 400 кГц, позволяет получать объемную акустическую запись в полосе озвучивания (аналогично 3D-сейсмическим данным).

Керн слаболитифицированных осадков верхней части осадочного чехла получен с помощью грунтозаборной трубки длиной 6 м. В качестве

внутреннего вкладыша применялся армированный полиэтилен, что способствовало сохранности первичных текстур осадков. После зачистки поверхности керна колонка разделялась на две равные части, одна из которых подвергалась опробованию, другая после описания, фотографирования и консервации отправлялась в кернахранилище ГИН РАН. В ходе постройковой обработки проб выполнен комплекс исследований минерального, химического и гранулометрического состава отложений.

Минералого-петрографические исследования проводилось под биноклем и в прозрачных шлифах с помощью поляризационного микроскопа.

При гранулометрических исследованиях средне-грубозернистые фракции были получены ситованием остатка (>0.01 мм) после отмучивания из образца фракций меньше 0.001 и 0.01 – 0.001 мм. Гранулометрические фракции 0.5 – 0.25 мм и 0.25 – 0.1 мм были разделены в бромформе (плотность 2.9 г/см³) на тяжелые и легкие минеральные фракции (аналитик Т.Д. Зеленова).

Глинистые минералы в осадках изучались во фракции менее 0.001 мм. Рентгеновское изучение ориентированных препаратов проведено в ГИН РАН (аналитик Е.В. Покровская) на дифрактометре D8 Advance Bruker на CuK_α -излучении. Препараты в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем, а также прогретые при $T = 550^\circ\text{C}$ в течение 2 ч, были сняты со скоростью $2^\circ 2\theta$ в мин в интервале от 2.0° до $34^\circ 2\theta$.

Полуколичественное определение содержания глинистых минералов выполнено по методике [Biscaue, 1965]. Соотношения смектита, иллита и хлорита + каолинита приняты как 1 : 4 : 2 (при сумме глинистых минералов равной 100%). Под “смектитам” понимается ряд смешанослойных смектит-иллитовых образований с преобладанием межслоев смектитового типа. Хлорит и каолинит трудно делимы при полуколичественном анализе. В основном их содержание примерно одинаковое с некоторыми вариациями преобладания хлорита или каолинита.

Объемные формы микрофоссилий изучены в ГИН РАН М.Е. Былинской.

Строение верхней части осадочного чехла

В строении верхней части осадочного чехла участвуют три комплекса осадков, имеющих региональное распространение. В изученных кернах они представлены тремя литологически индивидуальными пластами (рис. 2).

Пласт I сложен серыми пелитовыми или алевропелитовыми в кровле сильно обводненными илами иногда с неравномерной примесью материала псаммитовой размерности. Галька и

щебень в осадках встречаются редко. Характерны тонкие прослои, примазки и гнезда гидротроилита, трубки полихет и мелкие биотурбационные текстуры. Мощность горизонта в центральных частях трогов достигает 2.55 – 4.59 м, но снижается до 0.23 – 0.12 м у бортов трогов и на поднятиях.

Пласт II обычно представлен пластичными алевроито-пелитовыми и псаммито-алевроито-пелитовыми часто горизонтальнослоистыми илами серого, светло-серого и серовато-оливкового цвета иногда с тонкими прослойками песка. В алевроито-глинистой массе неравномерно рассеяны обломки псефитовой размерности. Верхний контакт четкий, слабоэрозионный. Мощность пласта, как правило, увеличена в пределах троговых долин, где достигает 2.15 м и более. В троге Эрик-Эриксен пласт редуцирован или отсутствует в разрезе.

Пласт III сложен темно-серыми разнотелыми псаммитово-алевроитово-пелитовыми уплотненными илами, неравномерно насыщенными обломками псефитовой размерности (от гравийной до валунной). Подошва пласта трубками не вскрыта. Максимальная видимая мощность (1.87 м) установлена на станции 2515.

Ниже приводится детальное описание керна четырех трубок, характеризующих строение верхней части осадочного разреза от трога Нортбрук до трога Эрик-Эриксен.

Станция 2511 ($80^\circ 03.81'$ с.ш., $40^\circ 46.63'$ в.д., глубина моря 345 м) расположена в западном ответвлении троговой долины Франц-Виктория (см. рис. 1). Это самая восточная из исследованных в российском секторе станций, в осадках которой фиксируются карбонаты (до 7.1% CaCO_3).

Пласт I (0 – 20 см) составляют два слоя. Верхний слой (10 см) образует коричневатобежевый пелитовый очень пластичный неяснослоистый ил с повышенной влажностью. Граница с нижележащим слоем резкая неровная. В интервале 10 – 20 см присутствует пластичный коричневатый с серозеленым оттенком пелитовый ил. С нижележащими отложениями он имеет резкую границу, подчеркнутую горизонтально ориентированными трубками полихет.

Пласт II (20 – 235 см) сложен коричневатосерыми пелитовыми слоистыми илами. Слоистость проявляется вариациями окраски и появлением алевроитистых прослоев. В интервале 47 – 112 см присутствуют обломки двустворок размером до 1 – 2 мм. Отмечены примазки гидротроилита. Граница с нижележащим пластом резкая.

Пласт III (235 – 260 см) представлен темносерыми вязкопластичными плотными алевропелитами с комковатой текстурой. Присутствует большое количество галек до 3 см в диаметре.

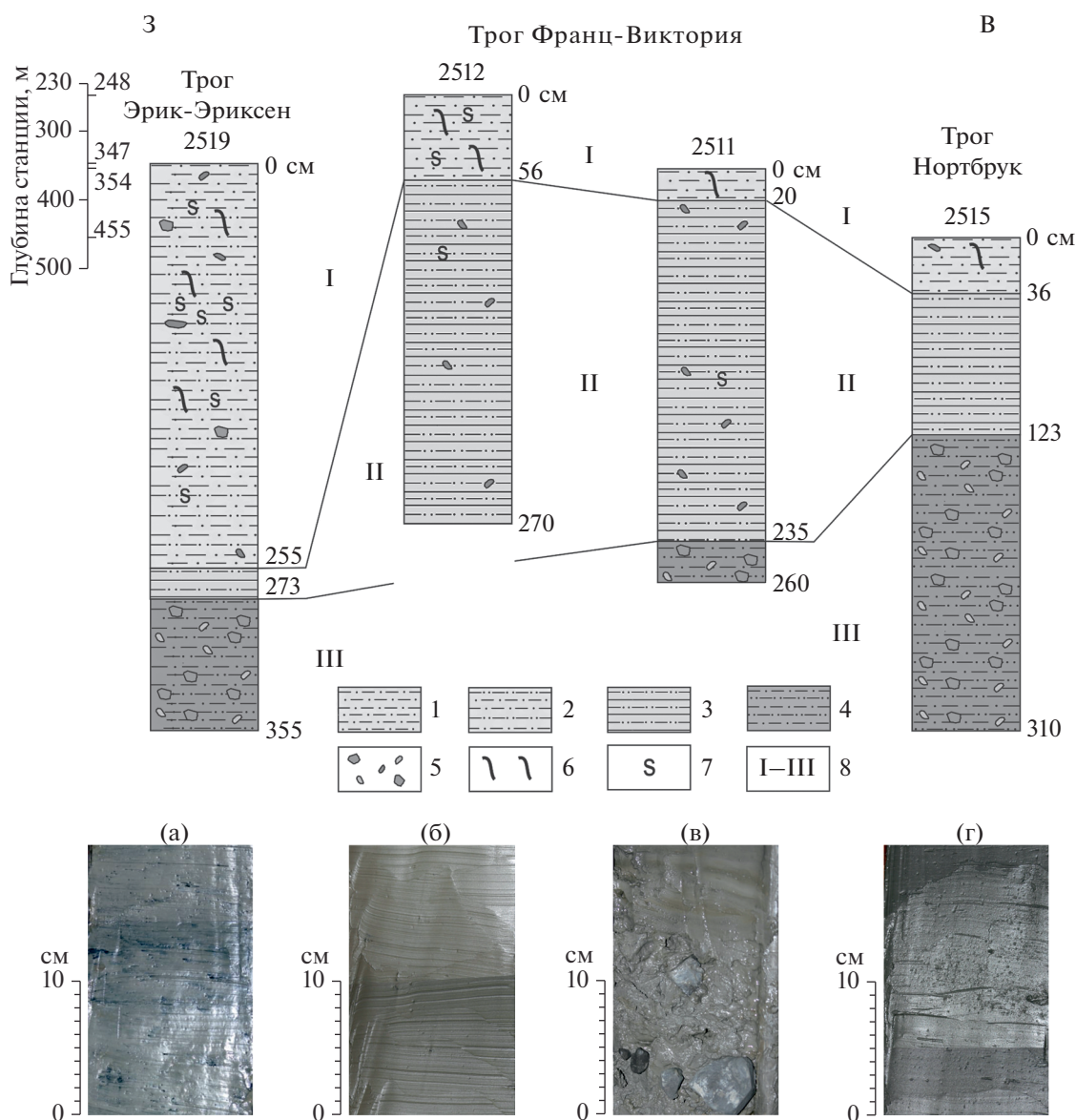


Рис. 2. Разрезы позднечетвертичных осадков и фотографии характерных фрагментов керна.

1–4 – илы: 1 – серый алевроито-пелитовый, 2 – серый псаммито-алеврито-пелитовый, 3 – светло-серый и оливково-серый псаммито-алеврито-пелитовый горизонтальнослоистый, 4 – уплотненный темно-серый псаммито-алеврито-пелитовый; 5 – обломки псефитовой размерности; 6 – трубки полихет; 7 – гидротроилит; 8 – номера пластов.

а–г – станции и интервалы керна: а – 2519, 170–190 см; б – 2512, 192–212 см; в – 2511, 232–252 см; г – 2515, 170–190 см.

Станция 2512 (79°59.63' с.ш., 38°45.09' в.д., глубина моря 248 м) находится близ западного борта трога Франц-Виктория у юго-восточной окраины о. Белый (см. рис. 1).

Пласт I (0–56 см) объединяет два слоя. Верхний (0–10 см) слой образует серый полужидкий комковатый пелитовый ил с резкой неровной нижней границей. В интервале 10–56 см залегает серый с зеленоватым оттенком пелитовый ил с небольшой примесью алевроитового материала. Содержит примазки гидротроиллита и трубки полихет. В кровле слоя присутствуют вкрапления

ила ржаво-охристого цвета. Граница с нижележащим слоем резкая.

Пласт II (56–270 см) слагает однородный неслоистый пелитовый ил, содержащий редкие гальки диаметром до 0.7 см. С уровня 50–60 см отмечается присутствие карбонатного материала (6.7–11% CaCO₃).

В интервале 50–55 см определены бентосные фораминиферы *Nonion labradoricum*, многочисленные *Elhpidium excavatum*, *E. clarata*, *Islandiella norcrossi*, *Cassidulina reniforme*, *Pyrgo* sp., *Melonis*

barlecanus. Из планктонных форм встречена *Neoglobobadrina pachyderma* (sin.).

Станция 2515 (79°41.64' с.ш., 52°24.52' в.д., глубина моря 455 м) расположена в осевой части трога Нортбрук в пределах локальной бессточной впадины (см. рис. 1).

Пласт I (0–36 см) объединяет два слоя. В интервале 0–10 см присутствует серо-зеленый с коричневым оттенком полужидкий комковатый пелитовый ил, содержащий трубки полихет. Граница с нижележащим слоем резкая, неровная. В интервале 10–36 см залегает серо-зеленый алевро-пелитовый ил. Граница с нижележащим слоем резкая.

Пласт II (36–123 см) слагает серый пластичный слоистый пелитовый ил. Закономерность в чередовании прослоев выражена в вариациях цвета и толщины слоев. В единичном цикле последовательно сменяются (снизу–вверх) темный, светло-серый и бурый слои, имеющие толщины до 1, 3 и 1 см соответственно. Насчитывается около 30 таких циклов. В темных слоях резко возрастает количество алевроитового материала. Граница с нижележащим слоем резкая, неровная.

Пласт III (123–310 см) слагает темно-серый однородный уплотненный алевро-пелитовый ил. Количество алевроитового материала возрастает с глубиной. В отличие от других станций пласт не содержит включений гравийно-галечного материала.

Особенностью осадков этой станции является более темная окраска илов, которая, вероятно, связана с присутствием углистого вещества. Карбонаты в осадках этой станции отсутствуют.

В интервале 30–35 см присутствуют бентосные фораминиферы *Nonion labradoricum*, *Elphidium excavatum*, *E. aff. subarcticum*, *Cassidulina terefis*, *Melonis barlecanus*, *Cibicides refulgens* (?). Из планктонных форм встречена *Neoglobobadrina pachyderma* (sin.). Изредка встречаются обломки переотложенных меловых фораминифер.

В интервале 116–118 см установлены бентосные *Cibicides* sp., *Lenticulina* sp., *Dentalina* sp. Отмечены переотложенные меловые формы.

В интервале 174–180 см доминируют переотложенные и сильно деформированные меловые фораминиферы. Из четвертичных установлены бентосные фораминиферы *Cibicides* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Elphidium excavatum*, *Haynessina orbiculara*.

В интервале 288–294 см помимо перечисленных форм определены бентосные фораминиферы *Cibicides* sp. *refulgens*, *Islandiella norcrossi*, *Cassidulina reniforme*, (*Cassidulina*) *Islandiella limbata*, а также мелкие *E. bartletti*, *Bucella* sp., *Melonis barlecanus*. Четвертичный планктон отсутствует.

В той же отмывке присутствуют многочисленные обломки иноцерамов.

Станция 2519 (79°30.75' с.ш., 28°41.68' в.д., глубина моря 347 м) находится в замкнутой котловине, расположенной в осевой части пролива Эрик-Эриксен между островами Конгсейа, Белый и Северо-Восточная Земля (см. рис. 1). В осадках этой станции хорошо выражены все три комплекса осадков, имеющих региональное распространение.

Пласт I (0–255 см) объединяет два слоя. В интервале 0–17 см присутствует коричневый с ржавым оттенком полужидкий комковатый пелитовый ил. Граница с нижележащим слоем резкая, неровная. В интервале 17–255 см залегает серый с темно-зеленым оттенком уплотненный однородный пелитовый ил. В верхней части слоя присутствуют трубки полихет. Имеются многочисленные примазки гидротроиллита, максимальная насыщенность которого отмечена в интервале от 80 до 115 см. Граница с нижележащим слоем постепенная.

Пласт II (255–273 см) слагает серо-кремовый с насыщенным рыже-охристым оттенком пластичный пелитовый ил с отдельными алевроитистыми прослоями рыже-бурого цвета. Граница с нижележащим слоем резкая.

Пласт III (273–355 см) образует серый с рыжим оттенком сильно обводненный алевро-пелитовый ил, который насыщен песчаным материалом и содержит большое количество обломков пород, размером до 4 см. Наиболее яркая окраска отмечена в интервале 284–310 см.

Верхняя часть керна практически бескарбонатная. Содержание CaCO_3 составляет 4.5% в интервале 85–90 см, а в пласте III, где помимо кристаллических пород встречаются обломки известняков, достигает 35.5%.

Из бентосных фораминифер помимо крупных форм *Quinqueloculina* sp. определены *Nonion labradoricum*, *N. sp. auriculata* (?), *Elphidium aff. hughesi* (?), *Robertina* sp., *Haplophragmoides* sp.

Гранулометрический состав

Результаты гранулометрического анализа донных осадков приведены в табл. 1. Положение фигуративных точек трехкомпонентных (песок–алеврит–глина) составов донных осадков показано на рис. 3.

Все изученные составы осадков тяготеют к пелитовой стороне треугольника. Точки составов осадков станции 2512 не выходят за пределы поля глин. Наиболее пестрый гранулометрический состав наблюдается для осадков станций 2511 и 2515: точки составов прослеживаются от поля глин (проба 5 станции 2515) до поля алевроита (проба 12 станции 2515), однако явной закономерности в

Таблица 1. Гранулометрический состав отложений

№№ образца	Интервал, см	Навеска, г	>1		1–0.5		0.5–0.25		0.25–0.1		0.1–0.05		0.05–0.01		0.01–0.001		<0.001	
			г	%	г	%	г	%	г	%	г	%	г	%	г	%	г	%
2511-1	13–16	7.443	0.003	0.04	0.004	0.06	0.003	0.04	0.258	3.47	0.341	4.58	3.602	48.39	0.652	8.76	2.580	34.66
2511-2	39–40	5.658	0.008	0.14	0.003	0.05	0.012	0.21	0.258	4.56	0.312	5.51	1.84	32.53	0.413	7.29	2.812	49.70
2511-3	60	11.595	0.002	0.02	0.004	0.03	0.010	0.08	0.065	0.56	0.226	1.95	2.465	21.26	4.938	42.59	3.885	33.51
2511-4	122	13.69	0.111	0.81	0.125	0.91	0.375	2.74	1.775	12.96	1.224	8.94	2.83	20.67	4.077	29.79	3.173	23.17
2511-5	190	8.537	—	—	—	—	0.003	0.04	0.009	0.11	0.327	3.83	4.19	49.04	1.463	17.15	2.545	29.83
2511-6	227	30.183	—	—	—	—	0.01	0.03	1.729	5.73	7.71	25.54	11.24	37.24	7.678	25.44	1.816	6.02
2511-7	250	22.379	1.531	6.84	0.171	0.76	0.399	1.78	1.876	8.38	1.234	5.51	7.556	33.77	6.639	29.68	2.973	13.28
2511-8	240–260	16.609	—	—	0.005	0.03	0.003	0.02	0.087	0.52	0.339	2.04	5.645	33.98	8.168	49.18	2.362	14.22
2512-1	20–30	97.675	0.001	0.00	0.002	0.00	0.04	0.04	0.163	0.17	0.372	0.38	1.519	1.56	49.150	50.31	46.428	47.53
2512-2	50–60	26.243	0.06	0.22	0.057	0.22	0.087	0.33	0.229	0.87	0.51	1.94	4.44	16.92	13.643	51.96	7.217	27.53
2512-3	80–85	100.183	—	—	—	—	0.023	0.02	0.078	0.08	0.379	0.38	0.528	0.52	52.393	52.31	46.782	46.69
2512-4	105–110	19.294	—	—	—	—	0.028	0.05	0.086	0.45	0.279	1.45	0.646	3.35	12.315	63.88	5.94	30.81
2512-5	130–135	99.188	—	—	—	—	0.037	0.04	0.048	0.05	0.169	0.17	0.512	0.51	51.177	51.60	47.245	47.63
2512-6	155–160	99.408	—	—	—	—	0.024	0.02	0.126	0.13	0.272	0.27	0.533	0.53	49.240	49.54	49.212	49.51
2512-7	246–250	101.666	—	—	0.001	0.00	0.031	0.03	0.088	0.09	0.433	0.43	1.44	1.42	52.588	51.72	47.085	46.30
2515-1	15–20	12.155	0.469	3.86	0.077	0.63	0.301	2.48	1.34	11.03	0.97	7.98	1.119	9.2	5.802	47.73	2.077	17.08
2515-2	45–50	17.292	—	—	—	—	0.01	0.05	0.078	0.43	0.17	0.93	5.918	32.53	8.988	49.41	3.028	16.65
2515-3	60–65	16.662	—	—	0.001	0.01	0.138	0.82	0.168	1.00	0.115	0.69	4.46	26.77	7.737	46.45	4.043	24.27
2515-4	85–90	17.437	—	—	0.019	0.10	0.018	0.10	0.023	0.13	0.043	0.24	2.39	13.71	8.29	47.55	6.654	38.17
2515-5	105–110	20.016	—	—	—	—	0.081	0.42	1.043	0.05	0.38	1.99	5.025	26.47	9.005	47.44	4.482	23.62
2515-6	125–130	20.669	—	—	0.011	0.05	0.08	0.38	0.093	0.44	0.07	0.34	5.434	26.30	11.537	55.83	3.444	16.66
2515-7	140–145	21.055	0.003	0.01	0.016	0.08	0.052	0.25	0.363	1.72	0.365	1.73	8.853	42.05	9.68	45.98	1.723	8.18
2515-8	155–160	45.375	—	—	0.068	0.15	0.54	1.19	1.302	2.87	0.986	2.17	14.266	31.44	22.355	49.26	5.858	12.91
2515-9	170–175	49.247	0.157	0.32	0.074	0.15	0.601	1.22	2.934	5.96	2.03	4.12	18.677	37.93	18.875	38.33	5.899	11.97
2515-10	210–215	36.124	—	—	0.032	0.08	0.384	0.03	1.468	4.11	0.992	2.77	13.707	38.38	15.207	42.49	4.334	12.13
2515-11	235–240	14.875	—	—	—	—	0.013	0.08	0.026	0.17	0.096	0.64	11.769	79.13	2.742	18.44	0.229	1.54
2515-12	240–245	40.246	0.043	0.11	0.014	0.03	0.062	0.15	0.20	0.49	1.164	2.89	8.759	21.76	20.18	50.15	9.824	24.41
2515-13	271–276	49.217	0.001	0.00	0.067	0.13	0.864	1.76	4.221	8.58	1.922	3.91	19.113	38.83	19.894	40.42	3.135	6.36
2519-1	30–32	29.76	0.034	0.11	0.025	0.08	0.032	0.12	1.432	4.81	0.016	0.05	8.088	27.18	14.923	50.14	5.210	17.51
2519-2	60–65	21.292	—	—	0.024	0.11	0.170	0.8	0.970	4.56	0.005	0.02	6.620	31.09	11.436	53.71	2.067	9.71
2519-3	85–90	20.494	—	—	0.005	0.02	0.015	0.07	1.002	4.89	0.004	0.02	5.143	25.1	11.045	53.9	3.280	16.0
2519-4	110–115	26.24	—	—	—	—	0.016	0.06	0.202	0.77	0.822	3.13	6.114	23.3	16.206	61.76	2.880	10.98
2519-5	135–140	11.229	—	—	0.006	0.02	0.014	0.04	0.392	1.16	1.485	4.39	3.463	30.84	5.850	52.1	1.288	11.47
2519-6	160–165	33.82	—	—	—	—	0.012	0.06	0.186	0.91	0.516	2.54	7.277	21.52	16.803	49.68	7.843	23.19
2519-7	185–190	20.334	—	—	—	—	0.012	0.06	0.186	0.91	0.516	2.54	4.573	22.49	11.322	55.68	3.725	18.32
2519-8	210–215	20.342	0.025	0.12	0.007	0.03	0.147	0.72	0.238	1.17	0.689	3.39	8.005	39.35	8.155	40.1	3.076	15.12
2519-10	260–265	21.821	0.517	2.37	0.540	2.47	0.517	2.37	0.784	3.59	0.591	2.71	3.443	15.78	12.872	58.99	2.557	11.72
2519-11	290–295	20.218	2.707	13.39	1.216	6.02	0.929	4.59	1.216	6.01	0.988	4.89	4.836	23.92	8.113	40.13	0.213	1.05
2519-12	340–345	22.404	4.377	19.54	1.066	4.76	0.911	4.07	1.645	7.34	0.894	3.99	5.808	25.92	7.452	33.26	0.250	1.12

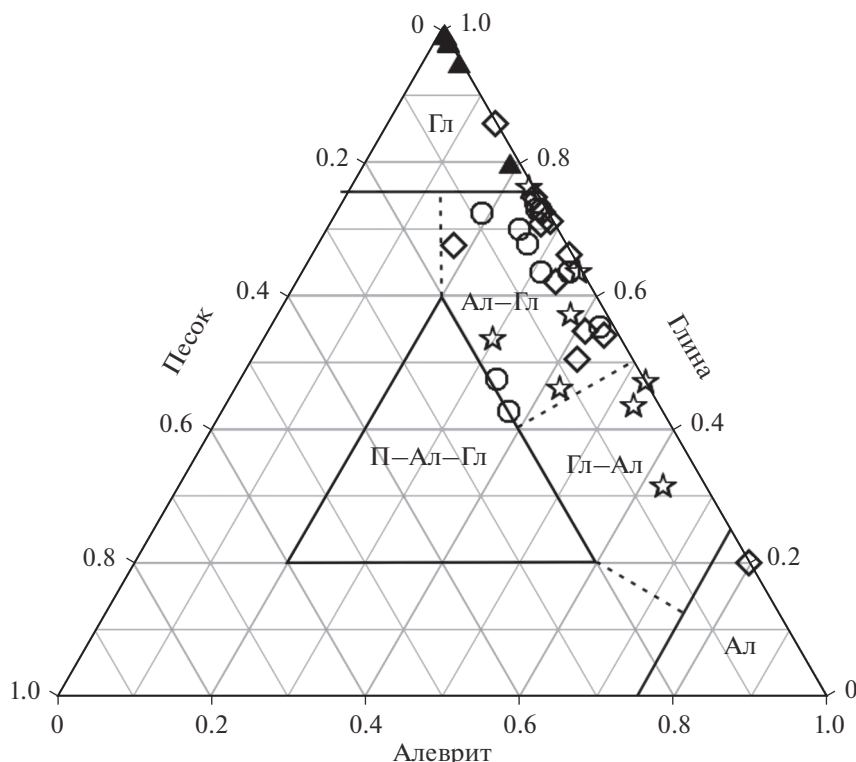


Рис. 3. Треугольная диаграмма (песок–алеврит–глина).

Фигуративные точки составов отложений в пробах со станций опробования: звездочка – 2511, треугольник – 2512, ромб – 2515, кружок – 2519. Значения полей: Гл – глина, П–Ал–Гл – песок–алеврит–глина, Ал–Гл – алевритистая глина, Гл–Ал – глинистый алеврит.

При построении треугольной диаграммы фракции объединены как песок (1–0.1 мм), алеврит (0.1–0.01 мм) и глина (менее 0.01 мм).

росте алевритистости вниз по разрезу нет. Точки составов осадков станции 2519 расположены достаточно компактно в поле алевритистых глин. Наименее глинистыми оказался низ вскрытого разреза – пробы 11 и 12 расположены на границе поля песок–алеврит–глина. В этих пробах фракции более 1 мм составляют 13.39 и 19.54% соответственно (см. табл. 1).

Кривые распределения гранулометрических фракций в разрезах донных осадков показаны на рис. 4. Несмотря на очевидную индивидуальность каждого разреза, намечаются некоторые общие закономерности в распределении фракций. Прежде всего, следует отметить, что по характеру распределения фракций разрезы станций 2519 и 2512 (группа 1) сходны между собой и отличаются от также взаимно похожих разрезов станций 2511 и 2515 (группа 2). В первой группе в верхней части разреза доминируют пелитовые разности, а вариации их содержаний весьма синхронны.

В отложениях второй группы осадки более разномызернисты, но также обнаруживают сходные по времени (глубине разреза) вариации составов. Особенно примечательным представляется суб-

синхронное возрастание размерности донных осадков в интервале глубин 222–235 см. Особенно отчетливо это выражено на графике распределения фракции в разрезе станции 2515.

Петрографический состав

Характеристика петрографического состава донных осадков приводится по керну станции 2516, детально изученной в ходе сопоставления седиментации в трог Нортбрук и в районе свода Федынского [Костылева и др., 2016]. Станция литологически идентична соседней станции 2515.

В донных осадках пласта I песчаный материал имеет полевошпатово-кварцевый состав. Содержание зерен кварца высокое (около 70%), полевых шпатов (в основном плагиоклазов) до 25%, обломков пород около 10%. Последние представлены углистыми алевролитами и аргиллитами, редко хлоритизированными гиалокластами.

Осадки пласта II содержат псаммитовый материал мезомиктового кварцевого, реже аркозового состава. Вниз по разрезу количество кластогенного кварца снижается (от 65 до 60%), а содержание полевых шпатов возрастает (от 25 до 30%).

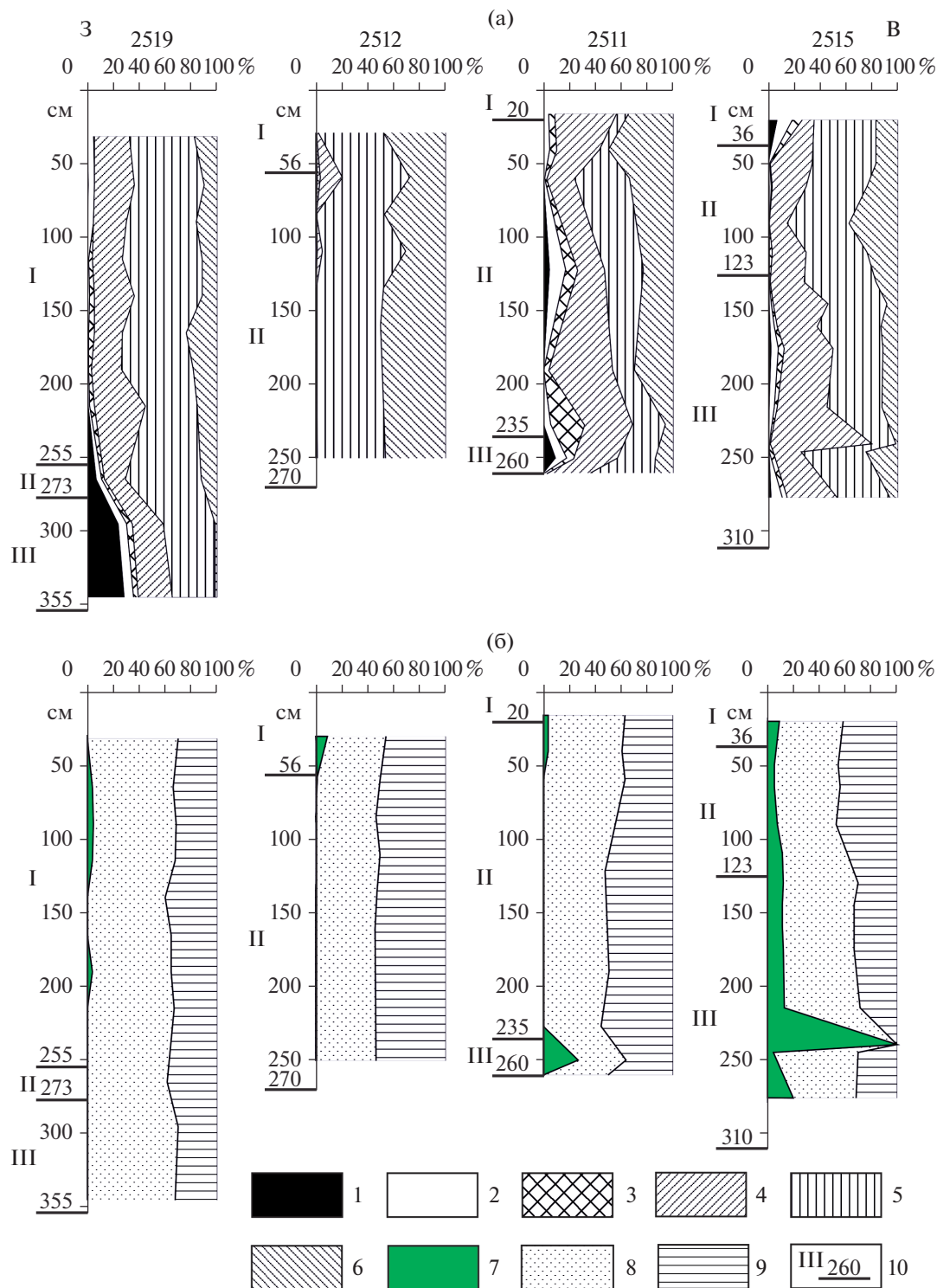


Рис. 4. Кривые распределения гранулометрических фракций (а) и содержания глинистых минералов (б). 1–6 – группы фракций: 1 – более 0.25, 2 – 0.25–0.1, 3 – 0.1–0.05, 4 – 0.05–0.01, 5 – 0.01–0.001, 6 – менее 0.001; 7–9 – глинистые минералы: 7 – смектит, 8 – иллит, 9 – хлорит + каолинит; 10 – индексы, глубины (см) и границы пластов.

Количество обломков возрастает по сравнению с вышележащими илами до 25%.

В осадках пласта III псаммитовый материал имеет мезомиктовый кварцевый, а в отдельных

образцах смешанный граувакково-аркозовый состав: обломочный кварц варьирует от 50 до 65%, полевые шпаты – от 15 до 25%, обломки пород не превышают 20%.

Обломки пород псаммитовой размерности представлены перекристаллизованными кислыми эффузивами, углистыми алевролитами и аргиллитами. В подчиненном количестве встречаются мелкозернистые кварцевые песчаники с зернами глауконита, хлоритизированные гиалокласты с реликтами флюидальной структуры и обломки измененных базальтов, количество которых незначительно увеличивается в уплотненных илах нижнего пласта. В осадках пластов II и III наблюдаются обломки микросростков полевых шпатов и кварца, а изредка встречаются единичные литокласты крипто-тонкозернистых карбонатных пород и слюдистых метаалевролитов.

В осадках всех пластов наблюдается единичные переотложенные мелкие зерна глауконита (0.15–0.05 мм).

Состав глинистых минералов

Содержания минеральных компонентов в составе глинистой фракции приведены в табл. 2, а их распределение по разрезу показано на рис. 4б.

Станция 2511. В составе глинистой фракции преобладают иллит (37–63%) и хлорит совместно с каолинитом. Вместе они составляют от 96 до 100%. Сметиты или отсутствуют, или установлены как незначительная примесь. Исключение составляет образец 2511-7 (глубина отбора 250 см), в котором сметит составляет 27% с заселением межслоев катионами Са–Mg.

Станция 2512. Подобно станции 2511, глинистая фракция большинства образцов состоит на 100% из иллита (45–49%) и хлорита с каолинитом. В отличие от станции 2511, на глубине 250 см сметит не установлен. Возможно, это связано с наиболее высоким положением станции (см. рис. 2). Небольшое содержание сметита установлено в самой верхней части колонки (обр. 2512-1, глубина 20–30 см) так же, как на станции 2511, где сметит в небольшом количестве встречен до глубины 40 см.

Станция 2515. Сметит установлен во всех образцах. Его содержание составляет от 4 до 20%. Только в этой колонке встречен горизонт, в котором сметит составляет 100% (обр. 2515-11, интервал 235–240 см). Здесь установлено заполнение межслоев катионами Са–Mg, аналогичное таковому в сметите образца 2511-7 (глубина 250 см). Во всех остальных образцах преобладают иллит, хлорит и каолинит, которые в сумме составляют от 80 до 98%.

Станция 2519. Глинистые минералы в осадках, отобранных на этой станции, близки глинистым минералам из колонок 2511 и 2512. Они также преимущественно состоят из иллита, хлорита и каолинита при подчиненном количестве сметита. В осадках из нижней части колонки 2519, в

двух образцах его нет. Индивидуальность станции состоит в том, что среди глинистых минералов осадков преобладает иллит (от 61% до 70%).

Во всех образцах, отобранных на станциях 2511, 2512, 2515, 2519, во фракции меньше 0.001 мм присутствует слабая примесь кварца (рефлексы 4.25 и 3.34 Å), кроме образца 2515-11, в котором эта фракция на 100% состоит из сметита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученные по кернам грунтозаборной трубки донные осадки характеризуют верхнюю часть осадочного чехла Баренцева моря. Исследованию литологических особенностей, хронологии образования и генетической природы этих отложений посвящена довольно обширная литература [Мурдмаа и др., 1998; Мурдмаа, Иванова, 1999; Крапивнер, 2009; Murdmaa et al., 2006; Polyak et al., 1994, 1995; Lubinski et al., 1996 и др.].

Согласно этим исследованиям, верхний пласт (или горизонт 1 – однородные алевро-пелитовые илы с примазками гидротроилита) имеет голоценовый возраст. Радиоуглеродные исследования керна станции 880 (11 рейс НИС “Сергей Вавилов”) позволили оценить возраст отложений у подошвы первого слоя в 10 тыс. лет [Murdmaa et al., 2006]. Пласты 2 и 3 (в цитируемой литературе горизонты) отражают этапы деградации ледникового покрова – раннюю и позднюю стадии деградации морского бассейна [Мурдмаа и др., 1998]. Пласт 2 (пластичные тонкослоистые илы) соответствует завершающей стадии таяния льдов (10–13 тыс. лет), проходившей на фоне ранне-голоценовой трансгрессии, а пласт 3 (водно-ледниковые отложения, диамиктон – темно-серые суглинки, насыщенные разномзернистым материалом от пелитовой до валунной размерности) – этапу ранней деградации валдайского оледенения (более 13 тыс. лет).

Ниже залегают отложения собственно ледникового происхождения – очень плотные моренные суглинки темно-серого цвета. От них диамиктон отличается меньшей плотностью глинистого материала, его тонкодисперсным однородным составом, а также присутствием фораминифер [Мурдмаа, Иванова, 1999]. По мнению Р.Б. Крапивнера, именно содержащиеся в диамиктоне палеонтологические остатки и, прежде всего, комплексы фораминифер, являются главными фактами, противоречащими отнесению диамиктона к тиллу ледника, двигавшегося по дну моря [Крапивнер, 2009].

Рассматриваемые отложения имеют очень широкое региональное распространение. Наши исследования по сопоставлению разрезов осадочного чехла у трога Нортбрук и близ свода Федынского показали их сходство как по литолого-фа-

Таблица 2. Содержание глинистых минералов во фракции <0.001 мм, в %

Станция, образец	Интервал, см	Смектит	Иллит	Хлорит + каолинит
Станция 2511				
2511-1	13–16	4	59	37
2511-2	39–40	4	57	39
2511-3	60	—	63	37
2511-4	122	*	48	52
2511-5	190	—	51	49
2511-6	227	—	45	55
2511-7	250	27	37	36
2511-8	240–260	—	50	50
Станция 2512				
2512-1	20–30	8	46	46
2512-2	50–60	*	49	51
2512-3	80–85	—	46	54
2512-4	105–110	—	49	51
2512-5	130–135	—	47	53
2512-6	155–160	*	45	55
2512-7	246–250	—	46	54
Станция 2515				
2515-1	15–20	9	49	42
2515-2	45–50	5	49	46
2515-3	60–65	5	51	44
2515-4	85–90	7	46	47
2515-5	105–110	11	50	39
2515-6	125–130	12	58	30
2515-7	140–145	11	56	33
2515-8	155–160	11	56	33
2515-9	170–175	12	55	33
2515-10	210–215	13	58	29
2515-11	235–240	100	—	—
2515-12	240–245	4	66	30
2515-13	271–276	20	48	32
Станция 2519				
2519-1	30–32	*	70	30
2519-2	60–65	4	62	34
2519-3	85–90	5	64	31
2519-4	110–115	4	64	32
2519-5	135–140	*	60	40
2519-6	160–165	*	65	35
2519-7	185–190	4	61	35
2519-8	210–215	*	67	33
2519-10	260–265	—	62	38
2519-11	290–295	*	70	30
2519-12	340–345	—	68	32

Примечание. * — примесь минерала (<4%); — минерал не установлен.

циальному, так и минералого-петрографическому составу [Чамов и др., 2015; Костылева и др., 2016]. Большая часть этих закономерностей проявлены и в рассматриваемых разрезах вдоль субширотного профиля.

Наиболее молодые осадки пласта I фациально весьма монотонны, но принципиально отличаются от нижележащих пластов II и III по минералого-петрографическому составу. Осадки пласта I имеют исключительно полевошпатово-кварцевый состав, тогда как осадки двух нижележащих пластов содержат мезомиктово-кварцевый, реже аркозовый и смешанный граувакково-аркозовый песчаный материал. Это свидетельствует о смене источников кластики к началу накопления верхнего пласта.

Отложения пласта II наиболее изменчивы по окраске, текстуре и мощности. В западном направлении окраска отложений меняется на рыжеватую-коричневую, визуальную “железистую”. Слоистость в осадках осевых частей трогов выражена наиболее ярко (станция 2515), а в бортовых частях она становится неявной (станция 2511). Наибольшая толщина пласта (свыше 2 м) наблюдается в западной части трога Франц-Виктория. В верховьях трога Эрик-Эриксен мощность второго пласта сильно редуцирована даже в осевой части трога (станция 2519) и полностью отсутствует на его восточном борту. Если допустить, что деградация отложений пласта происходила на возвышенностях во время регрессивной стадии и/или в результате вспахивания ледниками мелководий, следует допустить и возможность более поздних дифференцированных движений дна. В противном случае для станции 2519 трудно объяснить значительную мощность пласта I над редуцированным пластом II.

Отложения пласта III — диамиктон — сильно варьируют по окраске и текстуре. Окраска осадков заметно меняется от темно-серой на востоке до розовато-коричневой на западе. Вероятно, это связано с влиянием источников кластики: на востоке размываются темно-серые бескарбонатные мезозойские аргиллиты и базальты Земли Франца-Иосифа. Со стороны архипелага Шпицберген, напротив, поступают продукты разрушения светлоокрашенных кристаллических и осадочных пород, в том числе палеозойских известняков, что обеспечивает и заметную карбонатность (от первых % и до 20–35.5% CaCO_3) осадков II и III пластов.

Характер распределения гранулометрических фракций в разрезах донных осадков согласуется с фациальными свойствами отложений. В интервалах разреза, представленных диамиктоном, отчетливо возрастает роль более грубых фракций. Наиболее ярко это проявлено в разрезе станции 2519.

Распределение гранулометрических фракций позволяет говорить о сходстве в обстановках седиментации в районе станций 2512 и 2515. Это представление подтверждают палеонтологические данные — действительно, в осадках обеих станций установлены планктонные формы *Neoglobobulimina pachyderma* (sin.) — ведущий морфотип в холодноводных северных широтах [Bauch et al., 2003]. Эти наблюдения, по-видимому, свидетельствуют о влиянии течений, прежде всего Полярного фронта, на распределение кластического материала и планктона.

Установленные нами проявления дегазации могут быть обусловлены рядом причин. В частности, субмаринная криолитозона, которая в стабильном состоянии является локальным флюидоупором [Соловьев, Гинзбург, 2004], при разрушении под влиянием тектонических причин или в эпохи потепления [Лобковский и др., 2013] становится источником высвобождаемых газов, прежде всего метана. Примечательно, что ЗРО установлены только в областях отсутствия субмаринной криолитозоны. Тот факт, что практически все установленные нами кластеры ЗРО расположены на выходах триасовых отложений, позволяют предположить, что подъем газонасыщенных флюидов к поверхности дна и их разгрузка в водную толщу может быть связана с положением юрского флюидоупора. Предположение это требует дальнейшего накопления статистических данных, однако закартированные нами мега-факелы газовой разгрузки приурочены именно к линии выклинивания юрского флюидоупора.

Четвертичный слаболитифицированный осадочный чехол служит промежуточной средой для флюидов, поступающих из раннемезозойских комплексов в водную толщу [Мусатов, 1998]. Это обстоятельство, наряду с наличием областей концентрированной разгрузки газоносных флюидов, позволяет ожидать их влияние на характер диагенетических преобразований в осадках, прежде всего на изменение состава глинистых минералов. Однако, несмотря на наличие следов дегазации и то, что каждый из выделенных пластов позднечетвертичных отложений соответствует определенному этапу послеледниковой седиментации, в составе глинистой фракции не установлено какой-либо закономерности распределения глинистых минералов по разрезу. Не выявляется и сколько-нибудь значимых диагенетических изменений осадков. Из новообразованных минералов следует отметить лишь повсеместное присутствие глауконита, однако его скопления в виде пропластков или линз не установлено. Такие скопления в областях активной дегазации, например, в аккреционных призмах, маркируют зоны концентрированного поступления агрессивных газоносных флюидов, перераспределяющих

минеральные компоненты в осадках [Kurnosov et al., 1995; Chamov, Murdmaa, 1995].

Из сказанного следует, что поликомпонентная ассоциация глинистых минералов имеет исключительно терригенно-обломочный генезис. Несмотря на локальные вариации относительного содержания минеральных компонентов в различных разрезах, не выявляется принципиальной смены источников терригенного глинистого вещества со времени начала деградации ледового покрова в позднем плейстоцене.

Преобладание в глинистой фракции осадков терригенных иллита, хлорита и каолинита, составляющих в сумме 80–100%, напоминает состав глинистых минералов в осадках западной и южной частей Японского моря [Курносков, Мурдмаа, 1976]. В западной части Японского моря такой состав обусловлен поступлением глинистых минералов из кислых вулканитов Приморья. В южной части моря через Цусимский пролив поступают продукты размыва лессов — длительный процесс, в котором участвуют речной сток рек Янцзы и Хуанхэ в Восточно-Китайское море и дальнейшая транспортировка терригенного материала течением Куроисио. В осадках восточной части Японского моря, прилегающей к Японским островам с вулканитами среднего—основного состава, глинистые минералы представлены в основном смектитом.

Применяя данную закономерность к изученным разрезам, становится очевидным доминирующее влияние гранитно-метаморфических пород Восточно-Европейского кратона на поставку терригенного каркаса глинистых минералов. Потенциальным ближайшим источником смектитов, очевидно, являются острова Земли Франца-Иосифа. Повышение содержания смектитов в отложениях диамиктона по сравнению с морскими илами связывают также с перемывом меловых отложений, в составе которых смектиты преобладают [Крапивнер, 2009].

Свидетельства перемыва меловых отложений широко проявлены в осадках станции 2515. Здесь в интервале 174–180 см доминируют переотложенные и сильно деформированные меловые фораминиферы, а в интервале 288–294 см присутствуют многочисленные обломки иноцерамов. Кроме того, только в этой станции по всему разрезу развит смектит.

Особый интерес в разрезе станции 2515 представляет резкое повышение содержания смектитов в интервале 235–240 см (см. рис. 46). Объяснить это явление только перемывом нижележащих отложений вряд ли возможно. Пройгнорировать это ураганное значение, отнеся его к ошибке опробования или определения, также нельзя, поскольку 100% содержанию смектитов сопутствует ряд параллельно проявленных независимых яв-

лений. К ним относятся: 1) резкое изменение в распределении гранулометрических фракций, не связанное с границей пластов; 2) полное отсутствие в глинистой фракции кварца — типичного терригенного минерала, который присутствует во всех остальных образцах; 3) сходство в характере вариаций грансостава и роста содержания смектитов (до 27%) в осадках третьего пласта соседней станции 2511.

Перечисленные наблюдения позволяют связать наблюдаемые аномалии в разрезах осадков с вулканическим событием, в результате которого был сформирован слой пеплового материала среднего-основного состава. Станция 2515 оказалась в области непосредственного накопления пеплов, которые впоследствии были изменены в смектиты. Пепловые осадки станции 2511 накапливались на периферии пепловой тучи и, соответственно, разбавлены терригенными осадками с большим содержанием иллита, хлорита и каолинита. Данное предположение согласуется с пространственным положением станции 2515 в непосредственной близости к архипелагу Земли Франца-Иосифа, что, в свою очередь, объясняет и потенциальную повышенную тектоническую подвижность морского дна и проявления основного вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изучены голоцен-плейстоценовые осадки, имеющие региональное распространение в пределах Баренцева моря. Разрез почти повсеместно имеет трехчленное строение: верхний голоценовый постледниковый, средний верхнеплейстоценовый поздней стадии дегляциации и нижний водно-ледниковый или диамиктон.

2. Установлены признаки интенсивной миграции газоносных флюидов из осадочного чехла в водную толщу. Закартировано поле газовых воронок и многочисленные ЗРО в водной толще.

3. Несмотря на наличие следов дегазации и то, что каждый из выделенных пластов позднечетвертичных отложений соответствует определенному этапу послеледниковой седиментации, значимых диагенетических изменений в составе глинистой фракции осадков не установлено.

4. Повышенное содержание смектитов в осадках станций 2515 и 2511 представляется следствием вулканического события, в результате которого был сформирован слой пеплового материала среднего-основного состава, который впоследствии были изменены в смектиты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность всем членам экипажа НИС “Академик Николай Страхов” за содей-

ствие при проведении исследований. Авторы признательны Т.Д. Зеленовой за помощь в обработке проб.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Проекта РФФИ № 18-05-70040 “Ресурсы Арктики”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Костылева В.В., Котельников А.Е., Ляпунов С.М. и др.* Особенности вещественного состава послеледниковых донных осадков Баренцева моря (российский сектор) // Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования. 2016. № 3. С. 52–62.
- Крапивнер Р.Б.* Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полез. ископаемые. 2009. № 2 С. 133–148.
- Курнос В.Б., Мурдмаа И.О.* Глинистые минералы в осадках окраинных морей западной части Тихого океана // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 5. С. 22–31.
- Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Шахова Н.Е. и др.* О механизмах деградации подводных многолетнемерзлых пород на восточном арктическом шельфе России // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 2. С. 185–188.
- Мурдмаа И.О., Иванова Е.В.* Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 6. С. 576–595.
- Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Пименов Н.В.* Морская перигляциальная седиментация в Баренцевом море в течение послеледниковья // Морской перигляциал и оледенение Баренцево-Карского шельфа в течение послеледниковья. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. С. 78–80.
- Мусатов Е.Е.* Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 157–183.
- Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Абрамова А.С. и др.* Картирование звукорассеивающих объектов в северной части Баренцева моря и их геологическая интерпретация // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 655–662.
- Соловьев В.А., Гинзбург Г.Д.* Субмаринная криолитозона. Прогноз распространения // Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России. Арктические моря России. Лист 3–9. М.: Научный мир, 2004.
- Чамов Н.П., Курнос В.Б.* Эпигенез осадков в аккреционной призме Каскадия на западной континентальной окраине США // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 509–525.
- Чамов Н.П., Костылева В.В., Соколов С.Ю., Котельников А.Е.* О возможном влиянии газоносных флюидов на состав донных отложений в районе свода Федынского (Баренцево море) // Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования. 2015. № 1. С. 62–72.
- Яшин Д.С.* Распределение углеводородных газов в донных осадках // Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России. Арктические моря России. Лист 1–9. М.: Научный мир, 2004.
- Bauch D., Darling K., Simstich J. et al.* Palaeoceanographic implications of genetic variation in living North Atlantic *Neogloboquadrina pachyderma* // Nature. 2003. V. 424. P. 299–302.
- Biscaye P.E.* Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Amer. Bull. 1965. V. 76. P. 803–832.
- Chamov N.P., Murdmaa I.O.* Coarse fraction minerals of sands in Cascadia margin sediments / Eds B. Carson, G.K. Westbrook, R.J. Musgrave, E. Suess // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1995. V. 146(Pt. 1). P. 33–43.
- Kurnosov V., Chamov N., Murdmaa I. et al.* Mineralogy of sediments from the Chile Triple Junction / Eds S.D. Lewis, J.H. Behrman, R.J. Musgrave, S.C. Caude // Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1995. V. 141. P. 95–104.
- Lubinski D., Korsun S., Polyak L. et al.* The last deglaciation of the Franz Victoria Trough, northern Barents Sea // Boreas. 1996. V. 25. P. 89–100.
- Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J.-C. et al.* Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // Marine Geology. 2006. V. 203. P. 275–303.
- Polyak L., Solheim A.* Late- and postglacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land // Polar Res. 1994. V. 13. P. 197–207.
- Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T.* Two-step deglaciation of the southern Barents Sea // Geology. 1995. V. 23. P. 567–571.

The Structure and Composition of the Holocene-Pleistocene Sediments of the Northern Part of the Barents Sea

S. Yu. Sokolov¹, N. P. Chamov^{1,*}, V. B. Kurnosov¹

¹Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: nchamov@yandex.ru

25 and 28 cruises of the R/V “Akademik Nikolai Strakhov” in the northern part of the Barents Sea made it possible to establish signs of intensive migration of gas-bearing fluids from the sedimentary cover to the water column. The existence of a chain of interrelated processes has been revealed: upward migration of gas-bearing fluids, an increase in the concentration of gases in bottom sediments, deformation of the bottom surface with

formation of gas funnels (pockmarks), and the discharge of some fluids into the aquatic environment. The article presents the results of a study of the structure and composition of Holocene-Pleistocene sediments along a sub-latitudinal profile that crosses gas discharge sections and extends beyond them. Despite the degassing processes and the fact that each of the regionally developed strata corresponds to a certain stage of postglacial sedimentation, no significant diagenetic changes in the composition of the clay fraction have been established. The increased smectite content in sediments of stations 2511 and 2515 seems to be a consequence of a volcanic event with the formation of an ash layer of medium-basic composition and its subsequent transformation.

Keywords: bottom sediments, degassing, diamicton, clay minerals.