

ХРОНОЛОГИЯ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРОЛИВЕ СТУР-ФЬОРД (АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)¹

© 2023 г. Н. И. Мещеряков^а, *, И. С. Усягина^а, Г. В. Ильин^а

^аМурманский морской биологический институт РАН, ул. Владимирская, 17, Мурманск, 183038 Россия

*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru

Поступила в редакцию 26.06.2022 г.

После доработки 06.10.2022 г.

Принята к публикации 10.10.2022 г.

По результатам исследования процессов современной седиментации в проливе Стур-фьорд (Западный Шпицберген) определены периоды формирования различных литотипов осадка. Хронология осадконакопления установлена по изменению удельной активности ²¹⁰Pb и ²²⁶Ra, верифицирована по ¹³⁷Cs. За последнее столетие темпы осадконакопления существенно варьировали на разных участках бассейна седиментации в пределах от 0.04 до 0.3 см/год. Седиментогенез в проливе Стур-фьорд тесно связан с изменением климатических условий. Климатические компоненты (температура воздуха, атмосферные осадки) оказывают дифференцированное влияние в морфологически различных участках бассейна седиментации. На юге пролива формирование литотипа отложений определяется океанологическими условиями (придонное течение). Несмотря на изменение скоростей седиментации литотип осадка на юге Стур-фьорда остается стабильным уже более 100 лет. На севере и в центральной части пролива похолодание в период с 1970 по 1995 гг. вызывало смену литотипа донных осадков.

Ключевые слова: Стур-фьорд, седиментация, ²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs, ледовый разнос, климатические условия

DOI: 10.31857/S001675252304009X, **EDN:** JTOPRN

ВВЕДЕНИЕ

Осадконакопление на арктическом шельфе зависит от изменения климатических условий (Страхов, 1963). Особенно сильно такая зависимость выражена на шельфе ледовых архипелагов. Ранее многократно было показано, что во фьордах Шпицбергена седиментологические процессы протекают на порядок быстрее, чем в открытых морских бассейнах (Лисицын, 1978, 2010; Тарасов и др., 2000; Мещеряков, Тарасов, 2016; Мещеряков, 2017; Elverhøi et al., 1983; Zajączkowski et al., 2004; Pedersen et al., 2013). Во фьордах из-за высокой скорости седиментации даже короткопериодные флуктуации климата влияют на формирование морского дна (Zaborska et al., 2006; Eidam et al., 2019; Meshcheryakov et al., 2021). В Арктике заметные изменения климатических условий начались в 1950-х годах и продолжаются по настоящее время (Анциферова и др., 2014; Førland, Hanssen-Bauer, 2003). Положительные отклонения средней годовой температуры воздуха от таковой за последние 400 лет беспрецедентны (Overpeck et al., 1997). Последствия таких измене-

ний наиболее заметны на высокоширотных архипелагах и окружающем шельфе. Так на архипелаге Шпицберген с середины прошлого века по настоящее время в результате потепления отмечается интенсивное сокращение ледников (Анциферова и др., 2014; Førland, Hanssen-Bauer, 2003; Hagen, Liestøl, 1990; Чернов, Муравьев, 2018; Elagina et al., 2021). Вследствие смягчения климата в высоких широтах ослабевает влияние морских льдов на распределение осадочного вещества в морской среде (Лисицын, 2010). Однако в то же время усиливается абляция ледниковых покровов, которая сопровождается выносом в морской бассейн большого количества ледникового материала в тёплое время года (Svendsen et al., 2002). Таким образом, становится очевидным, что на шельфе архипелага Шпицберген изменяются условия седиментации. Подобные процессы меняют субстраты в арктических донных биотопах, имеющие ключевое значение в динамике бентофауны и шельфовой экосистемы в целом.

Цель настоящего исследования – изучить современные изменения условий седиментации на юго-восточном шельфе Шпицбергена с использованием метода радиоизотопного геохронологического анализа, показать особенности формирования донных отложений в период изменения

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S001675252304009X для авторизованных пользователей.

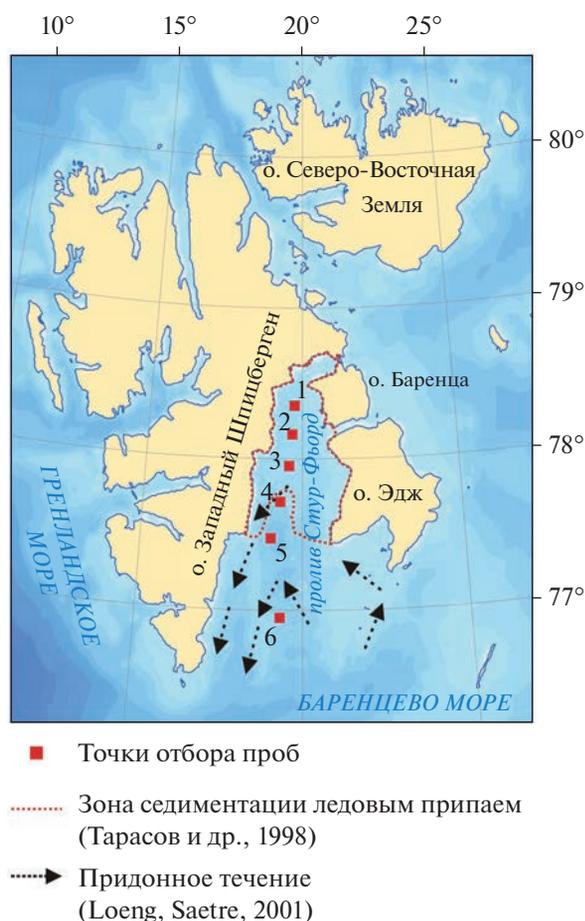


Рис. 1. Район исследований.

условий седиментации в высокоширотной Арктике. В задачи данной работы входило определение литотипов донных отложений по М.В. Клёновой (1948) в бассейне седиментации, реконструкция скорости их накопления, выявление основных факторов, оказывающих влияние на осадконакопление.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве модельного был выбран пролив Стур-фьорд. Ранее здесь уже были проведены некоторые литологические исследования (Pfirman et al., 1994; Svendsen et al., 2002; Winkelmann, Knies, 2005). Они стали хорошим референтным материалом в наших геохронологических изысканиях. Было показано, что главными факторами, определяющими осадконакопление в проливе, являются перенос обломочного материала морским льдом и флювиогляциальными потоками с берега. Влияние ледового переноса наибольшее значение имеет в зимнее и весеннее время (Тарасов, 2004; Иванов и др., 2012). Припайные льды выносят с литоральной отмели в акваторию пролива грубый обломочный материал. Флювиогляциальные по-

токи значительную роль играют в теплое время года (Тарасов и др., 2000; Svendsen et al., 2002), они переносят обломочный материал и терригенную взвесь. Оба эти фактора зависят от изменяющихся климатических условий. Именно они определяют темпы седиментации и литотипы формируемых донных отложений в проливе.

Пролив Стур-фьорд расположен на юго-востоке архипелага Шпицберген и отделяет острова Эдж и Баренца от острова Западный Шпицберген (рис. 1).

Пролив простирается с севера на юг в направлении, близком к меридиональному. Его площадь составляет 15000 км², а протяженность — 245 км. Ширина пролива увеличивается от 2 км на севере до 160 км — в южной оконечности. Его глубина увеличивается также с севера на юг от 20 м до 180 м. Большая часть западного побережья окаймлена ледниками. Протяженность береговой линии составляет 310 км. Восточное побережье пролива изрезано мелкими реками и ручьями, питающимися от ледников на островах Баренца и Эдж.

Пролив круглогодично подвержен ледовой инвазии и находится в зоне ледовой седиментации. Седиментация в северной части пролива зависит от ледового припая местного генезиса (Тарасов и др., 1998). В летнее время в результате абляции ледников и плоскостного смыва осадочного материала в бассейн седиментации выносятся большое количество мелкодисперсных частиц, образованных в результате размыва ледниковых отложений. Система течений в проливе образует входящий и выходящий потоки, в том числе в придонных слоях (Новицкий, 1961; Loeng, Saetre, 2001). Близ южного устья пролива по желобу проходит ветвь теплового Зюйдкапского течения, образуя океанический Полярный фронт. Влияние теплых вод может проследиваться в проливе при соответствующей ветровой ситуации.

С середины прошлого века на архипелаге Шпицберген наблюдается тенденция к смягчению климата (Анциферова и др. 2014; Иванов и др., 2012). Это подтверждается данными многолетних метеонаблюдений зональной гидрометеорологической станции “Баренцбург” (рис. 2).

Значительные температурные аномалии существенно изменяют режим роста и таяния островных ледников и припайных льдов в последние 20 лет.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Океанографическое исследование пролива и сбор проб выполнены в период 24.06–03.07.2019 г. на НИС “Дальние Зеленцы”. Пробы донных отложений ($n = 6$) отобраны вдоль осевой линии пролива Стур-фьорд (<https://www.ug.no/en>) (рис. 1) с помощью дночерпателя Ван-Вина. Грунтовые керны вырезали из толщи поднятых отложений трубка-

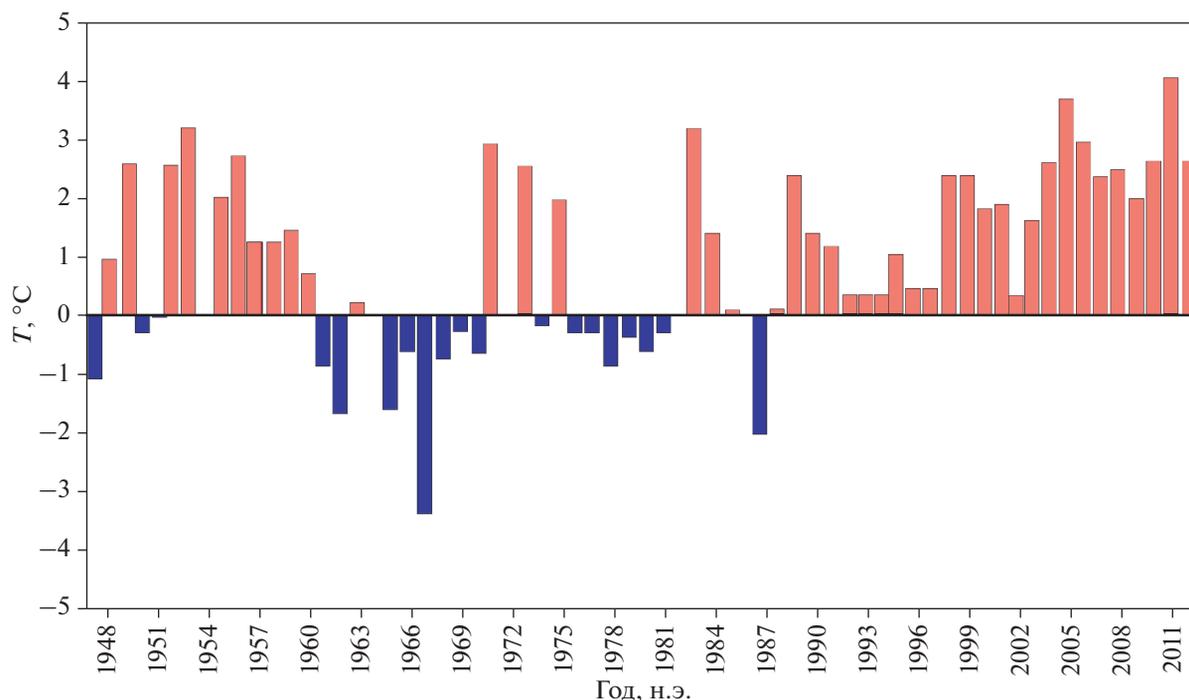


Рис. 2. Аномалии средней годовой температуры воздуха (°C) по данным зональной гидрометеорологической станции “Баренцбург” (Анциферова и др., 2014).

тым пробоотборником диаметром 100 мм без нарушения вертикальной структуры осадка. Мощность вскрытого осадочного разреза составляет 10–13 см. Полученный керн разделяли на слои по 2 см для детальных исследований. В пробах каждого слоя выполнен гранулометрический анализ и определены потери при прокаливании (п.п.п.). В кернах 1, 5 и 6 (рис. 1) измерена удельная активность радионуклидов и рассчитан возраст отдельных слоев.

Радиометрические исследования проведены в лаборатории ММБИ РАН на многоканальном гамма-спектрометре для измерения рентгеновского и гамма-излучения “Canberra” (США) со свинцовой экран-защитой ОЧГ детектора “Экран-2П” фирмы “Аспект” (Россия). В качестве регистрирующей части использовался широкополосный детектор из особо чистого германия планарного типа BE5030 с входным окном из “carbon epoxy” толщиной 0.6 мм и диаметром кристалла 80 мм, позволяющим регистрировать гамма-кванты с энергией от 3 КэВ до 3 МэВ. Сбор спектральной информации осуществляли на анализаторе импульсов DSA-1000 (США) с разрешением 16К каналов, соответствующем современной технологии цифровой обработки сигналов. Обработку спектров и идентификацию радионуклидов проводили с помощью программного обеспечения Genie-2000 (версия 3.3).

Определение возраста донных отложений и средней скорости осадконакопления в бассейне

седиментации проводили с помощью метода датирования современных осадков по “избыточному” (неравновесному) ^{210}Pb (Сапожников и др., 2020). Была измерена удельная активность природных радионуклидов ^{210}Pb , ^{226}Ra и техногенного радиоизотопа ^{137}Cs . Перед измерением все исследуемые образцы осадков высушивали, гомогенизировали и выдерживали 30 дней в герметично закрытых сосудах для обеспечения равновесия между ^{226}Ra и ^{222}Rn , а также между ^{214}Pb и ^{214}Bi (Appleby, 1986; Schelske et al., 1994). Радиометрический анализ проб проводили в этих же сосудах после достижения равновесия. Время измерения – 85000 с, что обеспечивает погрешность измерений в верхних слоях кернов 5–15%. Определение неравновесного (избыточного) свинца-210 ($^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$) выполнено вычитанием удельной активности равновесного ^{210}Pb , (определена по основным линиям ^{226}Ra) из общей удельной активности ^{210}Pb , измеренной по его γ -линии (46.5 кэВ). Количественная оценка ^{226}Ra проводилась по ^{214}Pb (295.2 и 351.9 кэВ) и ^{214}Bi (1120 кэВ). Активность $^{210}\text{Pb}_{\text{изб}}$ была скорректирована на дату сбора керна. Результаты указаны в расчете на сухую массу пробы с поправкой на самопоглощение и геометрию образца (Piliposian, Appleby, 2004). Данные по вертикальному распределению удельной активности “суммарного” и “избыточного” ^{210}Pb в слоях кер-

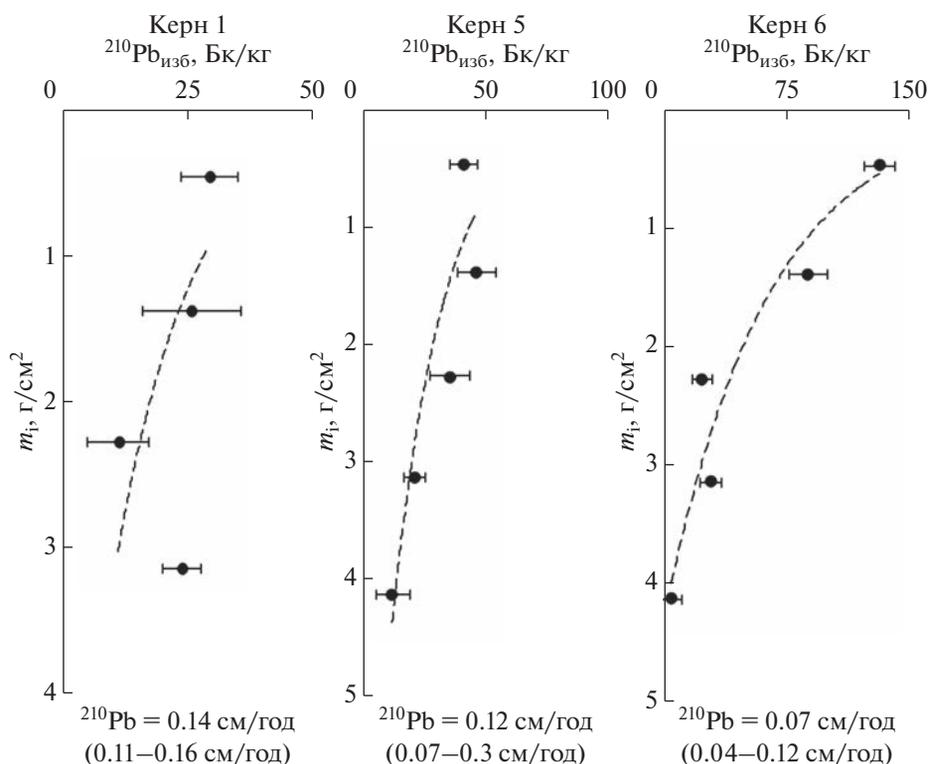


Рис. 3. Удельная активность “избыточного” ^{210}Pb в вертикальных профилях исследуемых кернов.

нов дали возможность определить скорости седиментации с высокой разрешающей способностью.

Содержание ^{210}Pb в слоях осадка позволяет рассчитать их возраст при соблюдении условий, что поток “избыточного” ^{210}Pb в осадки постоянен, постседиментационная миграция ^{210}Pb не происходит, а активность ^{210}Pb после распада материнского радионуклида ^{226}Ra в донных отложениях не меняется с глубиной. Величину “избыточного” ^{210}Pb определяли путем вычитания удельной активности ^{226}Ra из исходного “суммарного” содержания ^{210}Pb в каждом слое керна. “Избыточный” ^{210}Pb показывает седиментационное поступление ^{210}Pb извне дополнительно к его удельной активности, сформировавшейся за счет радиоактивного распада ^{226}Ra (Galdberg, 1963; Купцов, 1986; Сапожников и др., 2020). Удельная активность “избыточного” ^{210}Pb при соблюдении вышеперечисленных условий должна экспоненциально убывать до горизонтов, где она становится равной ^{226}Ra , отражая равновесие этих двух радионуклидов, называемое “вековым”.

Возраст осадочных горизонтов и скорости осадконакопления оценивали с помощью модели Periodic Flux (PF), предложенной (Sanchez-Cabeza, Ruis-Fernandes, 2012) для расчета этих параметров в бассейнах седиментации с непостоянным вертикальным потоком частиц. Модель PF

позволяет учитывать неравномерность поступления ^{210}Pb с потоком массы осадка на поверхность донных отложений (рис. 3).

Полученные результаты представлены в Приложении 1 (Приложение 1, табл. 1–3). Формулы расчета календарного возраста осадков и скоростей осадконакопления в исследуемых кернах приводятся в комментариях к Приложению 1.

Рассчитанный возраст осадочных горизонтов уточняли по удельной активности техногенного радионуклида ^{137}Cs , который накапливался в донных отложениях с потоком взвеси (Gharibreza et al., 2022). Хроностратиграфический маркер ^{137}Cs применяется для датирования кернов донных отложений в Арктике, так как выпадение радиоактивных осадков в результате атмосферных испытаний ядерного оружия имело место в глобальном масштабе, а наличие пиков концентрации в большинстве случаев позволяет сопоставить дату загрязнения с известной датой события (Appleby, 2001)

Реконструкцию климатических условий в районе исследования проводили с помощью открытой базы данных Норвежского Метеорологического Института (Norwegian Meteorological Institute and NRK) (<https://www.yr.no/en>).

Гранулометрический анализ выполняли по методу, разработанному во ВНИИОкеангеологии без химического воздействия на донные отложе-

Таблица 1. Гранулометрический состав донных отложений пролива Стур-фьорд

Стан- ции	Глубина, м	ППП, %	Слой осадка, см	Гранулометрические фракции, мм							
				>2	гравий	песок			алеврит		пелит
						2–1	1–0.5	0.5–0.25	0.25–0.1	0.1–0.05	
1	95	9.4	0–2	–	0.2	1.6	1.6	3.7	4.2	48.6	40.1
		7.9	2–4	1.4	1.0	1.3	1.1	3.0	3.0	54.7	34.5
		8.6	4–6	1.7	1.8	1.8	1.7	3.1	2.7	44.1	43.0
		6.4	6–8	3.4	1.5	1.7	0.9	2.0	2.0	44.1	44.4
2	92	8.2	0–2	7.3	1.7	2.3	1.6	2.7	2.4	37.9	43.1
		7.4	2–4	8.2	1.6	2.5	1.9	4.4	5.0	38.2	38.2
		7.1	4–6	5.5	0.9	2.3	2.8	4.5	3.6	40.0	40.1
		7.5	6–8	0.7	2.2	2.2	2.0	5.9	6.0	44.1	37.1
		6.4	8–11	0.6	0.9	1.5	1.2	5.9	7.7	52.3	29.8
3	98	9.1	0–2	2.7	1.4	0.2	0.5	2.8	3.6	51.2	37.4
		9.6	2–4	0.7	0.6	0.7	0.8	4.1	4.7	47.1	41.4
		8.6	4–6	3.2	1.3	0.8	0.7	1.4	1.9	56.0	34.7
		8.2	6–8	–	2.3	0.4	0.6	3.8	3.6	58.3	31.0
		8.1	8–10	–	0.2	0.2	0.7	2.4	7.2	59.5	29.8
		8.0	10–12	–	0.1	0.1	0.3	2.7	6.5	62.5	27.8
4	91	8.7	0–2	–	0.2	0.4	0.8	2.2	3.2	55.5	37.7
		8.0	2–4	–	–	0.1	0.2	1.0	1.7	59.7	37.3
		8.1	4–6	–	–	0.2	0.3	1.5	3.1	62.2	32.7
		7.6	6–8	–	–	0.1	0.1	1.1	2.5	66.1	30.1
		7.9	8–11	–	–	0.4	0.5	3.3	5.9	61.9	27.6
5	120	8.8	0–2	0.5	1.2	0.5	0.1	2.5	5.0	36.2	54.0
		8.5	2–4	–	–	0.1	0.3	1.4	2.0	42.4	53.8
		8.3	4–6	–	0.7	–	0.6	5.0	6.4	52.5	34.8
		8.4	6–8	–	–	–	0.2	1.3	2.7	49.1	46.7
		8.1	8–10	–	–	–	0.5	5.4	7.7	45.9	40.5
		7.7	10–12	0.1	–	–	0.2	1.8	3.5	41.3	53.5
6	145	8.9	0–2	–	–	0.3	0.5	9.9	17.2	53.2	18.9
		8.6	2–4	–	–	–	2.0	13.2	15.1	45.8	23.9
		17.7	4–6	–	–	–	0.4	2.6	10.0	67.5	19.5
		8.2	6–8	–	–	0.2	0.2	1.6	8.5	73.2	16.3
		7.7	8–11	–	0.3	0.6	0.4	2.7	10.4	66.0	19.6

Таблица 2. Результаты измерения удельной активности короткоживущих изотопов в Бк/кг с указанием стандартного отклонения

Станция	Слой, см	$^{137}\text{Cs} \pm \Delta$	$^{226}\text{Ra} \pm \Delta$	$^{210}\text{Pb}^* \pm \Delta$	Годы $\pm \Delta$
1	0–2	4.8 ± 0.4	56.9 ± 3.6	85.9 ± 5.6	2019 ± 0
	2–4	5.8 ± 0.5	55.8 ± 4.8	81.3 ± 9.8	2006 ± 4
	4–6	7.0 ± 0.5	54.2 ± 4.2	65.1 ± 6.1	1988 ± 7
	6–8	5.0 ± 0.4	41.2 ± 2.6	64.7 ± 3.8	1976 ± 7
5	0–3	4.9 ± 0.4	52.2 ± 3.2	92.8 ± 5.5	2019 ± 0
	3–5	4.9 ± 0.5	50.5 ± 3.9	96.4 ± 7.7	2010 ± 2
	5–7	3.5 ± 0.3	44.8 ± 4.6	79.9 ± 8.0	1993 ± 4
	7–9	3.2 ± 0.3	44.6 ± 2.9	65.1 ± 4.2	1971 ± 9
	9–12	1.7 ± 0.6	46.3 ± 4.1	57.9 ± 7.0	1943 ± 21
6	0–2	3.1 ± 0.2	45.9 ± 2.3	176.0 ± 9.4	2019 ± 0
	2–4	2.9 ± 0.3	51.2 ± 4.1	138.0 ± 11.5	1999 ± 2
	4–6	1.6 ± 0.2	49.0 ± 4.2	72.2 ± 6.2	1968 ± 6
	6–8	2.1 ± 0.2	44.2 ± 3.6	72.3 ± 6.3	1951 ± 10
	8–10	0.8 ± 0.4	38.1 ± 3.4	42.9 ± 5.7	1897 ± 44

* Указана удельная активность общего ^{210}Pb .

ния (Андреева, Лапина, 1998). Пробы высушивали при температуре 105°C до постоянного веса. Высушенные образцы заливали дистиллированной водой и кипятили в течение 30 мин. Полученную суспензию растирали резиновым пестиком, после чего вновь заливали дистиллированной водой ($T = 100^\circ\text{C}$) и охлаждали до комнатной температуры. Разделение размерных фракций в пробах проводили согласно этапам, указанным в методике. Удаление фракции пелита (<0.01) контролировали под микроскопом. Тип донных отложений определяли по динамической классификации М.В. Клёновой (1948).

При определении потери массы при прокаливании (ППП) сухую взвешенную пробу прокаливали в муфельной печи при температуре 450°C до постоянного веса. Охлажденную пробу снова взвешивали. Разница между весом пробы до и после прокалывания косвенно показывает количество удаленного из пробы органического вещества.

Для выявления связи между климатическими показателями и седиментологическими процессами использовали коэффициент ранговой корреляции Спирмена. Из числа климатических факторов, влияющих на осадконакопление в проливе, были выделены: средняя годовая температура воздуха, количество атмосферных осадков выпадающих на водосбор в периоды отрицательных и положительных температур, средняя сумма

положительных температур, период абляции ледников. Численные величины климатических компонентов для каждого реконструированного периода получены из выше упомянутой базы данных. Статистическую значимость полученных коэффициентов ранговой корреляции Спирмена оценивали при помощи t-критерия Стьюдента.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Донные отложения пролива Стур-фьорд сложены алевроито-пелитовым материалом с примесью более грубых частиц (табл. 1). Однако соотношение между алевроитом и пелитом отличается как в горизонтальном, так и в вертикальном распределении.

Гамма-спектрометрический анализ донных отложений в кернах представлен в табл. 2.

ЛИТОЛОГИЯ

В профиле керна 1 вся осадочная толща представлена илом. В кернах 2, 3 и 4 (рис. 1) от поверхности до глубины 8 см также преобладает ил, ниже 8 см – песчаный ил. В кернах 1–3 в верхних слоях от 2 до 6 см, предположительно сформированных в 1970–1980-е гг., присутствуют включения щебня, характерные для ледового разноса грубого обломочного материала. Осадки в районе точки отбора 5 представлены мелкодисперсным

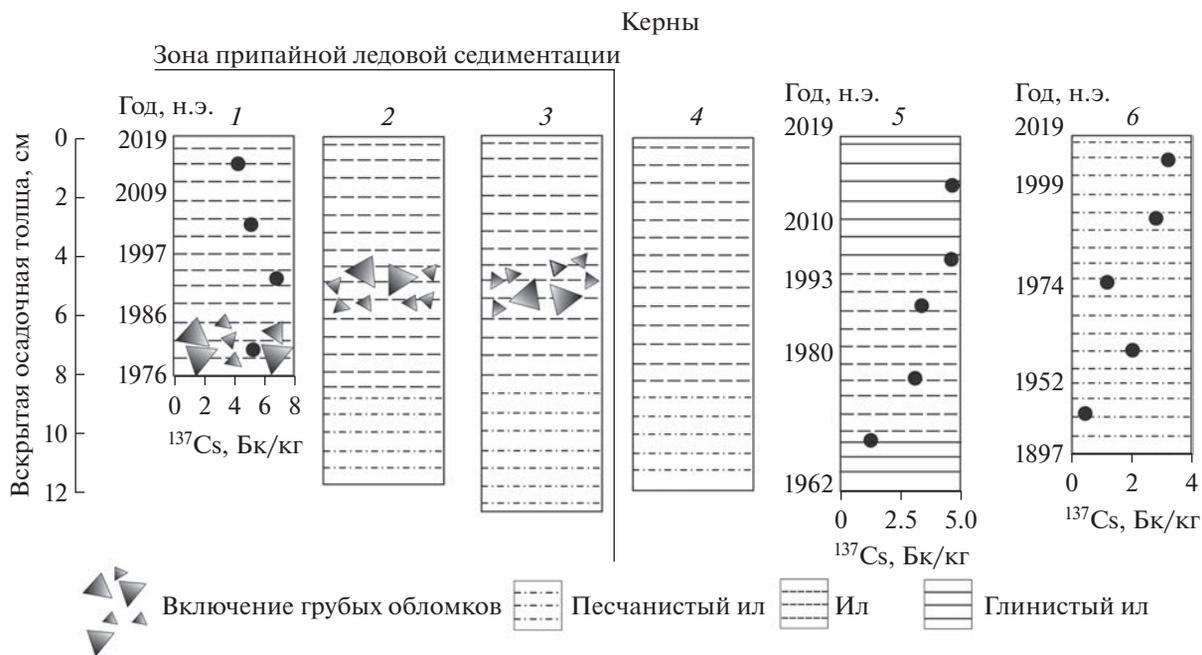


Рис. 4. Хронология формирования типов донных отложений в проливе стур-фьорд.

материалом. Анализ гранулометрического состава ядра 5 позволил сделать заключение о неустойчивости условий осадконакопления. Поверхностный слой осадков на этом участке пролива представлен глинистым илом, который формировался приблизительно с 1995 г. С 1970-х до 1990-х гг. условия соответствовали накоплению более грубого осадочного материала – ила. В нижележащем слое осадков, образованном с 1960-х по начало 1970-х гг., вновь отмечается накопление тонкодисперсных глинистых илов. По всей глубине вскрытия (0–11 см) осадочная толща сложена песчаным илом, механический состав которого близок к составу илистого песка. По количественным показателям смены типа донных отложений не отмечено.

**ХРОНОЛОГИЯ И СКОРОСТИ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ**

Результаты измерения удельной активности изотопов показали, что в нижних горизонтах вскрытой ядрами 1 и 5 осадочной толщи не достигнуто “вековое” равновесие между “избыточным” ²¹⁰Pb и исходным ²²⁶Ra (рис. 3а, 3б), что затрудняет определение нижней границы возраста донных отложений, отобранных на севере и в центре пролива. Отсутствие монотонности снижения “избыточного” ²¹⁰Pb в ядре 1 не позволило датировать осадочные горизонты, поэтому хронологию осадконакопления в северной части Стур-фьорда реконструировали по косвенным признакам с использованием литературных данных (Winkelmann, Knies, 2005). В ядре 5, несмотр-

я на низкое содержание “избыточного” ²¹⁰Pb в верхнем слое, и отсутствии “векового” равновесия в нижних слоях, наблюдалась монотонность экспоненциального снижения удельной активности радионуклида вдоль профиля. Возраст осадочных слоев в центре пролива определяли по ²¹⁰Pb, при этом возраст нижнего слоя уточняли по распределению ¹³⁷Cs.

Равновесие между “избыточным” ²¹⁰Pb и исходным ²²⁶Ra достигнуто только в ядре 6 (горизонт 8–10 см) (рис. 3в), что позволило достоверно восстановить хронологию современного осадконакопления в южной части пролива Стур-фьорд. Хронология формирования типов донных отложений в различных зонах седиментации представлена на рис. 4. Ниже представлено описание возраста осадочных горизонтов для северной, центральной и южной частей пролива Стур-фьорд.

Скорости седиментации, рассчитанные с помощью PF модели (Sanchez-Cabeza, Ruis-Fernandes, 2012), представлены на рис. 3 и в Приложении 1, табл. 1–3. На рис. 5 представлена схема изменения скорости осадконакопления в проливе Стур-фьорд за определенные промежутки времени и многолетняя динамика климатических характеристик среды.

Северная часть пролива Стур-фьорд (ядро 1)

В ядре 1 во всей вскрытой осадочной толще был обнаружен техногенный радионуклид ¹³⁷Cs (рис. 4). Высокое содержание ¹³⁷Cs в нижних го-

ризонтах керна не позволило установить нижнюю временную границу реконструируемого периода. В связи с этим для оценки возраста отложений мы использовали данные, полученные в 2001 г. (Winkelmann, Knies, 2005). Было показано, что в северной части пролива хронологически первое появление ^{137}Cs в профиле донных отложений отмечено на горизонте 9.5 см. Начало формирования этого слоя было датировано 1952-м годом. По нашим данным скорость современного осадконакопления составила 2.5 см, за последние 18 лет (с 2001 по 2019 гг.) (табл. 2). При такой скорости слой отложений, депонированный в 1952 г., предположительно, должен залегать на глубине 12 см. Этот показатель позволил нам рассчитать среднюю скорость осадконакопления с середины прошлого века по 2019 г., которая составляет 0.18 см/год. При такой скорости осадконакопления возраст нижнего слоя отобранного нами керна (6–8 см) определен 1976-м годом. Это сопоставимо с возрастом, определенным по “избыточному” ^{210}Pb (табл. 2; рис. 4). Дальнейшее датирование осадочных слоев выше горизонта 6–8 см проводили с помощью рассчитанной средней скорости осадконакопления. Пик удельной активности ^{137}Cs отмечен в слое 4–6 см, что, вероятно, отражает максимальное поступление в пролив радионуклида с атлантическими водами, загрязненными стоками завода “Селлафильд” в 1975–1979 гг. Рассчитанное время трансокеанического переноса ^{137}Cs из Ирландского моря в пролив Стур-фьорд составляет 8–9 лет (Kautsky, 1988). Этот пик датируется 1988 г., что соответствует возрасту осадочного слоя, рассчитанному по “избыточному” ^{210}Pb .

В последней четверти прошлого века в северной части пролива Стур-фьорд отмечено снижение темпов седиментации. Если в период 1952–2001 гг. средняя скорость осадконакопления составляла 0.2 см/год, то с 1976 по 2019 гг. она варьировала в пределах 0.11–0.16 см/год. С учетом полученных нами данных средняя скорость за период 1952–2019 гг. составляет приблизительно 0.18 см/год. При этом минимальные значения отмечены с 1988 по 2006 гг., что связано с похолоданием в 1980-х (рис. 2). Прирост скорости седиментации начался с 2006 (до 0.15 см/год) и наблюдается по настоящее время (рис. 5).

Центральная часть пролива Стур-фьорд (кern 5)

Характеристика центральной части пролива отобразена в данных керна 5. В нижних осадочных слоях пробы также не достигнуто равновесие между “избыточным” ^{210}Pb и исходным ^{226}Ra . Отсутствие равновесия свидетельствует, что возраст нижних слоев не превышает 100–120 лет (менее 5 периодов полураспада “суммарного” ^{210}Pb). Однако наблюдаемая монотонность экспоненци-

ального снижения ^{210}Pb вдоль профиля керна позволила рассчитать скорость осадконакопления и возраст осадочных горизонтов (рис. 4). Нижнюю границу определяемого периода уточняли по литературным данным (Winkelmann, Knies, 2005). Накопление ^{137}Cs в профиле этого керна отражает интегральное поступление радионуклида с атмосферными выпадениями (испытания ядерного оружия в 1950–1960-е гг.) и с трансокеаническим переносом (поступление сбросов Селлафильда в 1970–1980-е гг.). Присутствие техногенного ^{137}Cs в нижнем слое керна подтверждает, что осадочная толща 0–12 см сформировалась после начала испытаний ядерного оружия. В хронологической модели по данным 2001 г. первое появление ^{137}Cs в осадках центральной части пролива отмечено на горизонте 9.5 см, что соответствует 1952 г. (Winkelmann, Knies, 2005). Средняя скорость осадконакопления с 1952 по 2001 гг. должна составлять 0.15 см/год. При этом к началу XX в. была отмечена тенденция роста скорости седиментации на шельфе Шпицбергена в целом (Zajączkowski et al., 2004).

Для определения скорости осадконакопления после 2001 г. нами использованы данные анализа “избыточного” ^{210}Pb . По этим данным с 2001 г. по 2019 г. в центральной части пролива Стур-фьорд сформировался слой донных отложений около 4 см (табл. 2). Соответственно слой отложений, сформированный в 1952 году должен залегать на глубине около 13.5 см. Таким образом, возраст отложений нижней границы взятого нами керна (12 см), скорректированный по “избыточному” ^{210}Pb , можно датировать ориентировочно 1962-м годом. (рис. 4). В динамике скорости осадконакопления в центральной части пролива выражена многолетняя тенденция роста. С 2010 г. по 2019 г. она составляла 0.3 см/год. Ранее, с 1993 г. по 2010 г. средняя скорость седиментации составляла 0.12 см/год. С 1971 г. по 1993 г. она была ещё ниже и оценивалась 0.09 см/год (рис. 5).

Южная часть пролива Стур-фьорд (кern 6)

В керна 6, отобранном в южной части пролива техногенный ^{137}Cs обнаружен во всей толще вскрытых отложений (табл. 2). Минимум удельной активности ^{137}Cs был отмечен в слое 8–10 см. Вероятно, формирование этого горизонта произошло в период до начала испытаний ядерного оружия, следовые концентрации радионуклида могут быть обусловлены его диффузией из вышележащих слоев. Пик удельной активности ^{137}Cs , измеренный в слое осадков на глубине 6–8 см, можно отнести к максимуму атмосферных выпадений 1950–1960-х гг. после испытаний ядерного оружия на Новой Земле (Appleby, 2001). Повышенные удельной активности ^{137}Cs в слоях выше 4–6 см

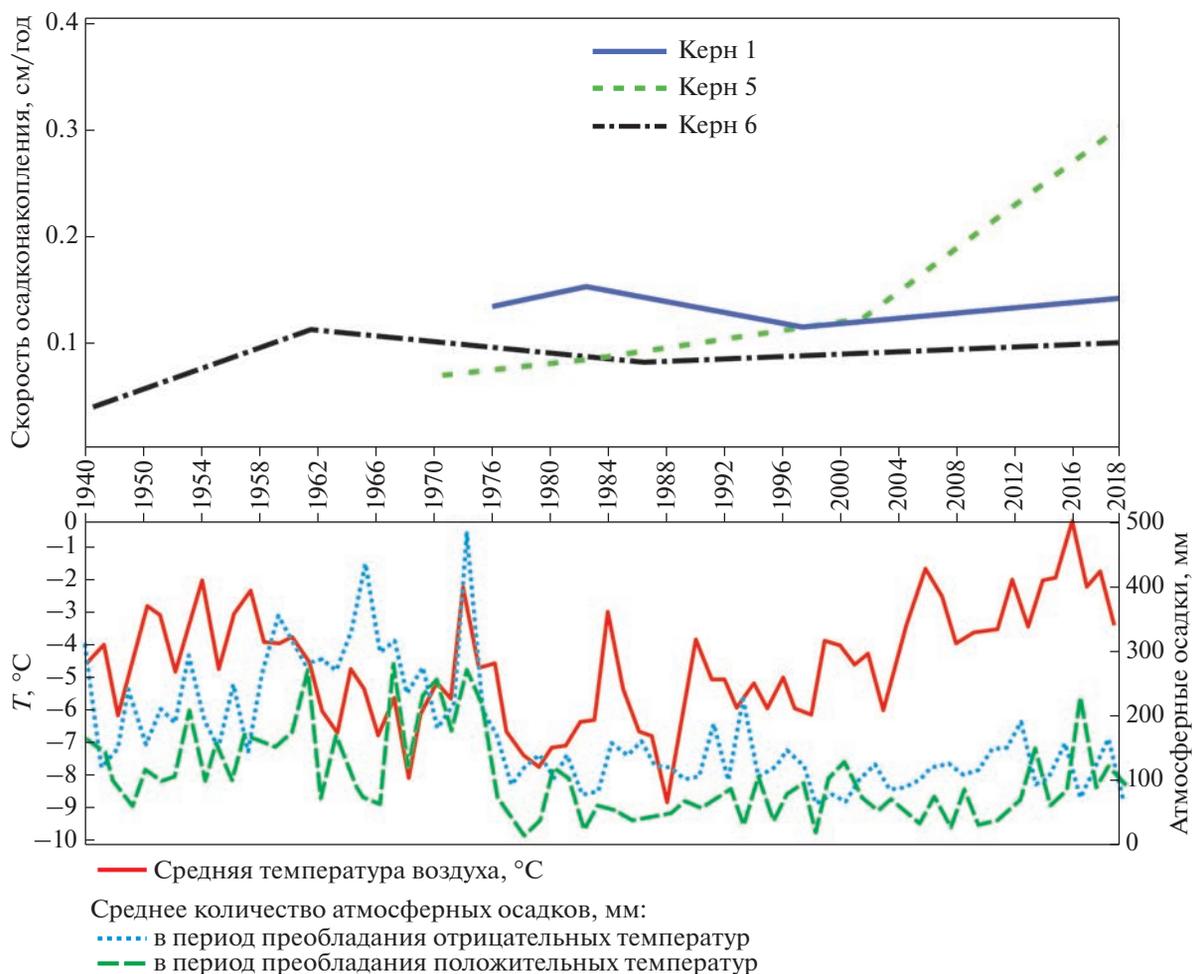


Рис. 5. Схема изменения скорости осадконакопления в проливе стур-фьорд и многолетняя динамика климатических характеристик среды.

(рис. 4) связано с поступлением в составе атлантических вод радиоактивных сбросов западноевропейских радиохимических предприятий (Kautsky, 1988).

В южной части пролива с 1897 по 1954 гг. темпы осадконакопления не превышали 0.04 см/год (Приложение 1, табл. 3). Однако, начиная с середины прошлого века, скорость седиментации увеличивалась. К концу 1950-х она составляла 0.12 см/год. В период с 1960 по 1999 гг. отмечается спад скорости седиментации до 0.07 см/год. С начала 2000-х по настоящее время наблюдается увеличение скорости седиментации по нашим расчетам до 0.1 см/год (рис. 5). Таким образом, в южной устьевой части пролива также наблюдается устойчивая многолетняя тенденция возрастания темпа осадконакопления за последние 60–70 лет, с отмеченным снижением значений в 1980-х, что совпадает с периодом изменения климатических условий в Арктике.

ОБСУЖДЕНИЕ

Очень важное влияние на формирование типа донного осадка и размер частиц, оседающих на дно, оказывает припайный лед, транспортирующий обломочный материал из волноприбойной зоны в приглубые части пролива. Тающий на открытой акватории припайный лёд постепенно теряет захваченный у берега гравийно-галечный материал и дополняет мелкодисперсные донные отложения приглубых участков грубообломочными частицами (табл. 1). Роль ледового припая хорошо отражена в северной части на станциях 1–3. Кратковременные периоды похолодания середины 1970-х—начала 1980-х гг. а затем конца 1980-х—конца 1990-х гг. (Анциферова и др., 2014; Nordli et al., 2014) привели к смене типа осадка и увеличению в нем грубообломочных фракций вначале в северной оконечности пролива, а затем и в его центральной части (рис. 4, станции 2–3). В этих частях бассейна роль припайной ледовой седимен-

тации наиболее высока. Достоверная связь скорости седиментации с климатическими факторами отсутствует (Приложение 2, табл. 1). В то же время, наблюдается обратная корреляционная связь между температурой воздуха и долей гравийно-галечных включений в донных отложениях, что подтверждает роль ледового седиментогенеза в этой части бассейна (Приложение 2, табл. 1). При смягчении температурных условий снижаются образование припайных льдов и объем выносимого в пролив грубого каменного материала, что влияет на формирование литотипа отложений (Приложение 2, табл. 1).

В центральной части пролива на скорость осадконакопления наибольшее влияние оказывает температурный режим воздушной среды. Похолодание с 1960-х по 1980-е отразилось на смене типов донных отложений (рис. 4) До 1970-х гг. здесь происходило отложение глинистого ила. После 1970-х гг. накапливался более грубый осадок — ил. Отмечается зависимость доли пелитовой и гравийно-галечной фракций в донных отложениях от температурного режима (Приложение 2, табл. 2). Смена типа донных отложений связана с увеличением поступления пелита в теплый период и в меньшей степени с увеличением мощности припайных льдов в холодный период. С потеплением климата вначале 2000-х гг. вновь формируются отложения глинистого ила. С повышением суммы положительных температур в осадках увеличивается содержание органического вещества (Приложение 2, табл. 2).

Южная устьевая часть пролива находится за пределами какого-либо влияния ледовой припайной седиментации. В этом секторе основными факторами формирования литотипа донных отложений становятся морские течения. Полученные данные не позволяют выявить четкую статистическую взаимосвязь между темпами седиментации и климатом, однако следует отметить, что осадконакопление характеризуется тенденцией возрастания в период смягчения климатических условий (рис. 5).

Гидродинамический режим определяется сложной системой вдоль береговых, приливо-отливных и ветровых течений, распространяющихся до дна (Loeng, Saetre, 2001). Придонные течения препятствуют накоплению в устьевой части мелкодисперсного материала. На протяжении всего хронологического ряда вскрытых керном донных отложений с конца 1890-х гг. до настоящего времени литотип донных отложений не изменялся. Осадки представлены песчанистыми илами.

Сравнительные графики многолетних изменений скорости осадконакопления, среднегодовой температуры, средних температур в холодные и теплый периоды года представлены на рис. 5.

Таким образом, климатические условия дифференцировано влияют на седиментацию в проливе Стур-фьорд. Повышение среднегодовых температур воздуха способствует деградации ледников и выносу ледникового “молока” в пролив. В центре и на юге пролива (керна 5, 6) с 1970-х с ростом температуры воздуха увеличивается скорость седиментации (рис. 5). На севере пролива (керна 1) темпы седиментации зависят от основных климатических факторов в меньшей мере. Литотип донных отложений изменяется в зависимости от смены температурного режима воздушной среды на севере (керна 1) и в центре пролива (керна 5) (Приложение 2, табл. 1, 2). На юге Стур-фьорда литотип осадков в настоящее время определяется придонным течением. Полученные результаты позволяют предположить, что основным компонентом климата, определяющим седиментацию в настоящее время, является температура воздуха.

ВЫВОДЫ

С 1950-х гг. и по настоящее время в проливе Стур-фьорд периодически изменялись условия седиментации, вызванные флуктуациями климата и прежде всего температурой нижних слоев атмосферы. Это вызывало смену литотипа осадков на севере и в центральной части пролива в период похолодания с 1970 по 1995 гг. На юге пролива смены литотипов донных отложений не наблюдалось. Осадконакопление в этой части бассейна в большей степени зависит от придонных течений. В течение исследуемого периода скорость осадконакопления в проливе варьировала в пределах от 0.11 до 0.16 см/год на севере, от 0.09 до 0.3 см/год в центре и от 0.04 до 0.12 см/год на юге. Максимальное влияние ледовой седиментации на скорость осадконакопления в проливе отмечалось в период 1970–1980 гг. В настоящее время фактором, определяющим седиментогенез в проливе, является температура воздуха. Однако седиментация в проливе Стур-фьорд не является устойчивой системой, ее условия и механизмы способны изменяться в будущем.

Авторы выражают глубокую благодарность рецензентам и редколлегии журнала “Геохимия” за ценные комментарии и методическую помощь, которые позволили значительно улучшить качество научной статьи.

Работа выполнена в рамках государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Мурманского морского биологического института Российской академии наук.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анциферова А.Р., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д. (2014) *Изменения климата на Архипелаге Шпицберген.*

- Климатические особенности зимы 2013–2014 гг. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Выпуск 12. (Под ред. Матишова Г.Г., Тарасова Г.А.). М.: ГЕОС, 16–21.
- Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н. (2012) Исследование снежно-ледяного покрова залива Грэн-фьорд (Архипелаг Шпицберген): исторические данные, натуральные исследования, моделирование. *Проблемы Арктики и Антарктики*. **2**(92), 43–54.
- Клёнова М.В. (1948) *Геология морей*. М.: Учпедгиз, 182 с.
- Купцов В.М. (1986) *Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей*. М.: Наука, 271 с.
- Лисицын А.П. (1978) *Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия*. М.: Наука, 390 с.
- Лисицын А.П. (2010) Новый тип седиментогенеза в Арктике – ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов. *Геология и геофизика*. **51**(1), 18–60.
- Мещеряков Н.И. (2017) Особенности седиментогенеза в заливе Грэн-фьорд (Западный Шпицберген). *Вестник МГТУ*. **20**(1/2), 272–279.
- Мещеряков Н.И., Тарасов Г.А. (2016) Осадкообразование и литологическое строение приповерхностной осадочной толщи в приустьевой отмели р. Грэндален (залив Грэн-фьорд). *Вестник МГТУ*. **19**(1/1), 101–109.
- Новицкий В.П. (1961) Постоянные течения северной части Баренцева моря. *Труды ГОИН*. **64**, 3–32.
- Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. (2020) Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. 3-е изд., электрон. М: Лаборатория знаний, 289 с.
- Страхов Н.М. (1963) *Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли*. М.: Госгеолтехиздат, 535 с.
- Тарасов Г.А. (2004) *Современное ледовое и ледниково-морское осадконакопление в условиях Западного Шпицбергена. Арктика и Антарктика*. **3**(37). М.: Наука, 50–55.
- Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Митяев М.В. (2000) Процессы седиментации на гляциальных шельфах. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 473 с.
- Тарасов Г.А., Хасанкаев В.Б., Матишов Г.Г. (1998) Осадочное вещество ледового транспорта на Баренцевоморском шельфе. *Биология и океанография Карского и Баренцева морей (по трассе Севморпути)* (Отв. ред. Г.Г. Матишов). Апатиты: Кольский научный центр РАН, 33–39.
- Чернов Р.А., Муравьев А.Я. (2018) Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген). *Лёд и Снег*. **58**(4), 462–472.
- Appleby P.G. (1986) ^{210}Pb dating by low-background gamma. *Hydrobiologia*. (143), 21–27.
- Appleby P.G. (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 1: Basin analysis, coring, and chronological techniques*. Dordrecht. (Eds. Last W.M., Smol J.P.) The Netherlands: Kluwer Academic Publishers. 172–203.
- Eidam E., Nitttrouer C., Lundesgaard Ø., Homolka K., Smith C.R. (2019). Variability of Sediment Accumulation Rates in an Antarctic Fjord. *Geophys. Res. Lett.* (46), 13271–13280.
- Elagina N., Kutuzov S., Rets E., Smirnov A., Chernov R., Lavrentiev I., Mavlyudov B. (2021) Mass Balance of Austre Grønfjordbreen, Svalbard, 2006–2020, Estimated by Glaciological, Geodetic and Modeling Approaches. *Geosciences*. **11**(2), 78.
- Elverhøi A., Lønne Ø., Seland R. (1983) Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. *Polar Res*. **1**, 127–149.
- Førland E.J., Hanssen-Bauer I. (2003) Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses. *Polar Res*. **22**(2), 113–124.
- Galdberg E.G. (1963) *Geochronology with Lead-210 Radioactive Dating*. Vienna: IAEA, 121–193.
- Gharibreza M., Zaman M., Arabkhedri M.S.-Z. (2022). The off-site implications of deforestation on sedimentation rates and pollution in Abkenar open water (Anzali Lagoon, Caspian Sea) using radionuclide techniques and sediment quality indices. *Int. J. Sediment Res.* **37**(3), 370–382.
- Hagen J.O., Liestøl O. (1990) Long term glacier mass balance investigations in Svalbard 1950–1988. *Ann. Glaciol.* (14), 102–106.
- Kautsky H. (1988) Determination of distribution processes, transport routes and transport times in the North Sea and the northern Atlantic using artificial radionuclides as tracers. In *Radionuclides: a tool for oceanography* B (Eds. Guary J.C., Guegueniat P., Pentreath R.J., London: Elsevier Applied Science, 271–280.
- Loeng H., Saetre R. (2001) Features of the Barents Sea circulation. In: *Fisken og Havet*. **1**, 40.
- Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Sharin V.V., Dauvalter V.A., Dukhno G.N. (2021) Chronology of sedimentation in Colesbukta, Spitsbergen (Svalbard Archipelago): the results of the 2018 expedition. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/937/4/042081>
- Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.J., Isaksen K. (2014) Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012. *Polar Res*. **33**, 21349.
- Overpeck J., Hughen K., Hardy D., Bradley R., Case R., Douglas M., Finney B., Gajewski K., Jacoby G., Jennings A., Lamoureux S., Lasca A., Macdonald G., Moore J., Retelle M., Smith S., Wolfe A., Zielinski G. (1997) Arctic environmental changes of the last four centuries. *Science*. **278**(5341), 1251–1256.
- Pedersen J.B.T., Kroon A., Jakobsen B.H., Mernild S.H., Andersen T.J., Andresen C.S. (2013) Fluctuations of sediment accumulation rates in front of an Arctic delta in Greenland. *The Holocene*. **23**(6), 860–868.
- Pfirman S., Bauch D., Gammelsrød T. (1994) The northern Barents Sea: Water mass distribution and modification. In: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. Geophysical Monograph Series, 85*, (Eds. Johannessen O.M., Muench R.D., Overland J.E.). Washington: American Geophysical Union, 77–94.
- Piliposian G.T., Appleby P.G. (2004) Efficiency corrections for variable sample height in well-type germanium gamma detectors. *Nucl. Instrum. Methods. B*. **225**, 423–433.

- Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. (2012) ^{210}Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models, *Geochim. Cosmochim. Acta.* (82), 183-200.
- Schelske C.L., Peplow A., Brenner M., Spencer C.N. (1994) Low-background gamma counting: Applications for ^{210}Pb dating of sediments. *J. Paleolimnol.* (10), 115-128.
- Svendsen H., Beszczynska A., Lafauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Hagen J., Orbeak O., Bischof J.B., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Whinther J.G., Hodson A., Mumford P. (2002) The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden: an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Res.* (21), 133-166.
- Winkelmann D., Knies J. (2005) Recent distribution and accumulation of organic carbon on the continental margin west off Spitsbergen. *Geochem. Geophys. Geosyst.* (6), Q09012.
<https://doi.org/10.1029/2005GC000916>
- Zaborska A., Pempkowiak J., Papucci C. (2006) Some sediment characteristics and sedimentation rates in an Arctic fjord (Kongsfjorden, Svalbard). *Archives Environ. Prot.* (8), 79-96.
- Zajaczkowski M., Szczuciński W., Bojanowski R. (2004) Recent changes in sediment accumulation rates in Adventfjorden, Svalbard. *Oceanologia.* **46**(2), 217-231.