

6.3. Вертикальные потоки вещества в Северном Ледовитом океане

А.Н. Новигатский, А.П. Лисицын, В.П. Шевченко,
А.А. Ключиткин, М.Д. Кравчишина, Н.В. Политова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

Ежемесячные, сезонные и годовые количественные оценки вертикальных потоков осадочного вещества из поверхностного слоя Северного Ледовитого океана, выполненные в течение многих лет различными исследователями, являются основой для прямых расчетов поступающих химических компонентов, минералов и различных загрязнителей в поверхностный слой донных отложений.

Ключевые слова: осадочное вещество, вертикальные потоки, седиментация, Баренцево море.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(22)

ВВЕДЕНИЕ

Рассеянная форма осадочного вещества очень широко распространена в природе, но почти не изучена. Она существует во всех геосферах Земли: аэрозоли – в атмосфере, гидрозоли – в морской и пресной воде, криозоли – во льдах и снеге; в местах подводных извержений – гидротермальной деятельности (дымы «черных курильщиков»), в незначительных количествах поступает из космоса (космическая пыль). Важную роль в образовании золь играют также организмы, особенно организмы-продуценты (диатомовые, кокколитофориды и др.), которые создают биогенную взвесь, и организмы-фильтраторы, которые используют эту тонкую взвесь и мелкий биогенный детрит для питания (зоопланктон и бентос) [Lisitzin, 2004]. Рассеянные формы осадочного вещества на континентах связаны с процессами физического и химического выветривания горных пород и в значительной мере – с макроорганизмами и растительностью (споры и пыльца при цветении растений, микрочастицы при распаде растительного вещества).

Детальное изучение рассеянных форм осадочного вещества крайне важно, поскольку эти частицы имеют очень большую поверхность, т. е. являются сорбентами, своим составом и концентрацией отражают все стороны осадочного процесса, т. е. это новый и очень богатый источник информации. Для осадочного процесса в Арктике характерен особый тип седиментогенеза – ледовый морской. Здесь господствуют терригенные осадки, специфичные по способам подготовки осадочного вещества, его транспортировки и отложения. Кроме того, очень сильно рассеяно осадочное вещество в атмосфере, снеге и морских льдах [Darby et al., 1974; Stein, 2008; Lisitzin, 2010; Lisitzin, Shevchenko, 2016].

Между возникновением осадочного вещества и его накоплением в виде донных осадков существует этап рассеяния до невидимых содержаний и суще-

ствования в таком рассеянном состоянии во взаимодействии со средой и климатом, биологическими процессами, а затем сгущение до вещества донных осадков с последующим превращением в осадочную породу. Именно этот этап почти не изучался седиментологами.

Северный Ледовитый океан – океанический бассейн с сильно выраженной сезонностью осадконакопления. Такие параметры, как площадь развития морских льдов, твердый и жидкий сток рек, абразия берегов, первичная продукция, температуры поверхностной водной массы и приводного слоя атмосферы демонстрируют ярко выраженную сезонность.

Скорости седиментации в донных осадках Мирового океана меняются в широких пределах от менее 1 до 1000 мм/год и более. На континентальных окраинах Северного Ледовитого океана (СЛО) встречаются значения порядка 10 мм/год (в депоцентрах зон смешения речных и морских вод, пр. Фрама и некоторых фьордах), нередко нулевые и даже отрицательные значения в зонах донной эрозии (участки дна Белого, Баренцева, Карского и других морей) при средней скорости осадконакопления в пелагиали СЛО 0.01 мм/год [Rachold et al., 2004; Stein, 2008; Levitan, 2015].

Принципиально новые данные о процессах осадкообразования получены прямыми методами определения вертикальных (и наклонных) потоков осадочного вещества (седиментационные ловушки, ADCP, изотопные методы и др.) [Lisitzin, 2010; Lein et al., 2012]. Для седиментологии наибольший интерес представляют методы седиментационных ловушек [Lukashin et al., 2011]. Это конусы или цилиндры, в нижней части которых установлены приемные флаконы, собирающие рассеянный осадочный материал. Смена флаконов производится микропроцессором, т. е. экспозиции улавливания вещества могут устанавливаться от одних суток до месяцев, сезонов, лет [Honjo et al., 1988; Bauerfeind et al., 2009].

Таким образом, удается получить непрерывный во времени ряд проб с месячными (дифференциальные потоки) и годовыми экспозициями (интегральные потоки) в Арктике и разных природных зонах океанов.

В настоящей работе нами сделана попытка исследования не конечного продукта процесса седиментации – донных осадков, но всего осадочного процесса, который протекает в основном в скрытой форме в виде ничтожных по размерам частиц, рассеянных в самых незначительных количествах во всех природных геосферах Арктики: атмо-, крио-, гидро-, био- и седиментосферах.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы получены методом седиментационных ловушек в научно-исследовательских рейсах ИО РАН с широким привлечением литературных данных. Седиментационные ловушки с 4 или 12 пробосборниками используются для исследования месячной сезонной и межгодовой изменчивости, что очень

важно для исследования циклов биогенных компонентов. Ловушки с одним пробосборником используют для кратковременных наблюдений (до месяца) или в течение длительного периода, чтобы получить большую суммарную пробу для седиментационных исследований. Ловушки могут работать на заякоренных станциях (обычно с притопленными буями), а также как дрейфтеры, т. е. дрейфуют на заданной глубине, улавливая осаждающееся в толще воды вещество [Lukashin et al., 2011].

Полученный осадочный материал для определения массовой концентрации фильтровали стандартным методом под вакуумом 400 мбар через мембранные ядерные фильтры (\varnothing пор 0.45 мкм, \varnothing фильтра 47 мм, полотно производства ОИЯИ, г. Дубна). Для определения содержания органического углерода ($C_{\text{орг}}$) пробы фильтровали под вакуумом 200 мбар через стекловолкнистые фильтры GF/F фирмы Whatman (\varnothing фильтра 47 мм, эффективный размер пор 0.7 мкм), прокаленные при $t = 450^\circ\text{C}$ [Kravchishina et al., 2015].

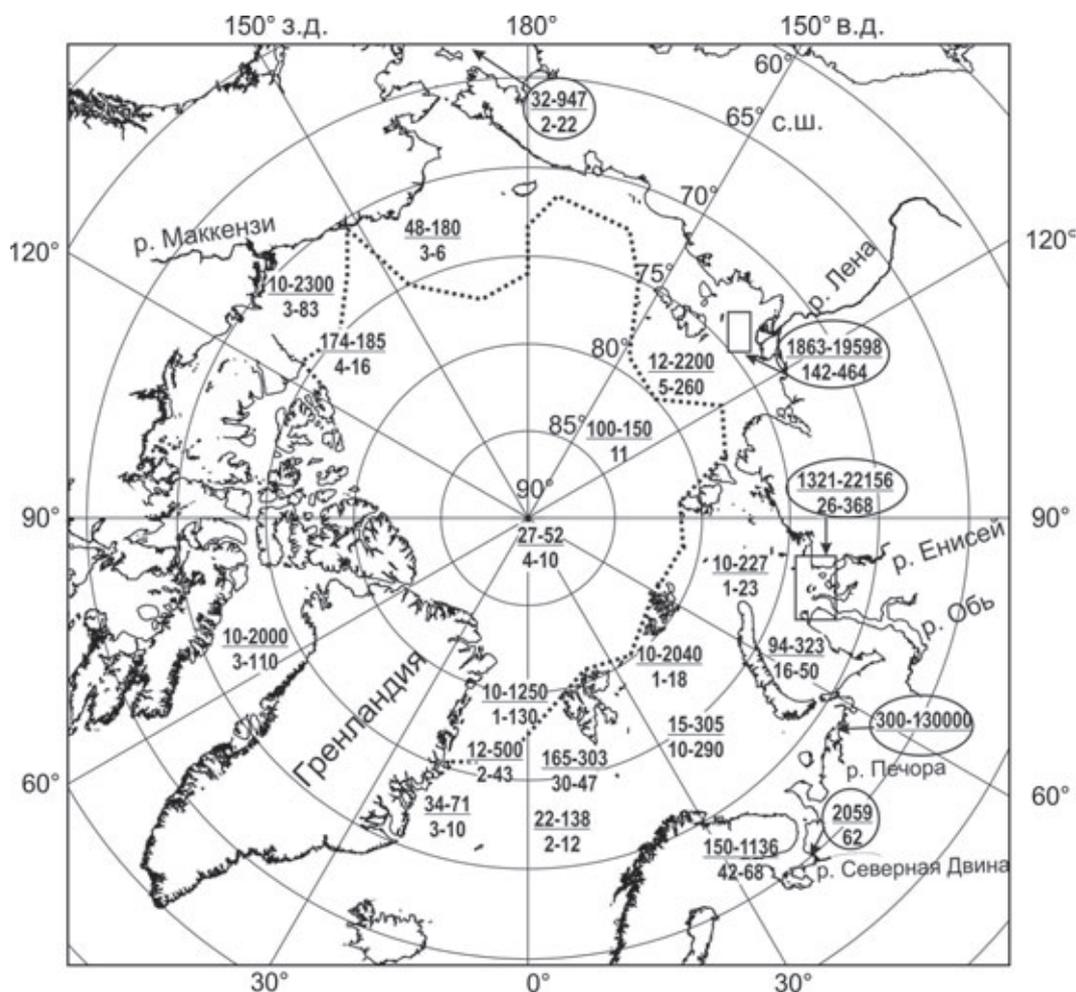


Рис. 6.3.1. Схема распределения величин вертикальных потоков осадочного вещества в Арктике и Субарктике по нашим и литературным данным, полученные методом седиментационных ловушек [Novigatsky, Lisitzin, 2019].
Общий поток в числителе ($\text{мг}/(\text{м}^2\cdot\text{сут})$) и поток органического углерода в знаменателе ($\text{мг C}/(\text{м}^2\cdot\text{сут})$)

Осадочный материал состоит в основном из биогенных и литогенных компонентов. Биогенные компоненты представлены органическим веществом ($OB = C_{\text{орг}} \times 2$), карбонатным материалом, биогенным опалом; литогенные – обломочными и глинистыми минералами, реже вулканогенными пеплами.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

В Арктике по величинам вертикальных потоков осадочного вещества выделяется два пояса высоких значений (>1000): первый – маргинальные фильтры рек [Lisitsyn et al., 1995], этот пояс характерен для всех климатических зон. Второй – области таяния однолетних и особенно многолетних морских льдов, этот тип концентрации вещества в потоках характерен только для ледовых зон [Bauerfeind et al., 2005], т. е. является их уникальной особенностью, так же как и самые низкие значения потоков под ледовым покровом (рис. 6.3.1). Эти две закономерности типичны для поверхностных слоев водной толщи Арктики [Lisitzin, 2002].

С этими значениями резко контрастируют пока еще очень редкие данные о потоках под постоянным ледовым покровом: все имеющиеся значения находятся в пределах $1-150 \text{ мг/м}^2/\text{сут}$ [Lalande et al., 2014].

Это настоящая ледяная пустыня, значение потока соответствует низким, минимальным для Мирового океана содержаниям взвеси под покровом паковых льдов и минимальному развитию планктона. Такие резкие снижения потоков отмечаются и для шельфовых морей Арктики в зимние месяцы [Fahl, Nöthig, 2007].

Подледные потоки рассеянного осадочного вещества в зимнем сезоне в Центральной Арктике в 2007–2008 гг. в среднем составили: общий поток $37 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$, поток органического углерода $7.4 \text{ мг С}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ (рис. 6.3.1). Эти величины хорошо согласуются с зимними значениями подледных потоков рассеянного осадочного вещества, измеренных в других районах Арктического бассейна. Так, в среднем значения потоков составили: общего – $50 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$, органического углерода – $4.5 \text{ мг С}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ (табл. 6.3.1).

Месячные, сезонные и годовые потоки рассеянного осадочного вещества во времени могут различаться между собой в несколько раз (табл. 6.3.1), особенно в весенний сезон, когда существенное влияние на величину потока оказывает ледовый режим акватории: ковровая снежно-ледовая разгрузка осадочного вещества – криозоля, речной сток, а также абразия, цветение фитопланктона. Потоки осадочного материала на дно напрямую зависят от взаимодействия вещества, поступающего из внешних геосфер.

Таблица 6.3.1. Средние значения вертикальных потоков осадочного вещества и органического углерода в Арктике и Субарктике по данным литературы, полученные методом седиментационных ловушек

Координаты	Дата	Горизонт, м	Общий поток, $\text{мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$	Поток $C_{\text{орг}}$, $\text{мгС}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$	Источник
Пролив Фрама					
79°00' с. ш. 06°50' в. д.	1987–1990	150	100–1250	10–130	[Hebbeln, 2000]
72°–75° с. ш. 04°–10° в. д.	09.1988– 10.1995	500	12–500	2.1–43	[Ramseier et al., 1999]
79°01' с. ш. 04°20' в. д.	08.2000– 08.2005	260–300	10–510	1.5–52	[Bauerfeind et al., 2009]
Околополюсный район					
89°37.02' с. ш. 08°37.12' з. д.	04.2007 04.2008	20	52	10	[Novigatsky, Lisitzin, 2018]
		30	27	4.4	
		70	31	7.8	
Центральная часть Северного Ледовитого океана					
85°17' с. ш. 122°32' в. д.	09.2012	5	100	–	[Lalande et al., 2014]
		25	150	11	
Шельф Шпицбергена					
81°32.0' с. ш. 30°35.0' в. д.	07.1991	100	165	30	[Andreassen et al., 1996]
80°20.0' с. ш. 29°09.0' в. д.	07.1991	60	303	47	

Продолжение таблицы 6.3.1

Координаты	Дата	Горизонт, м	Общий поток, мг/(м ² ·сут)	Поток C _{орг} ^р , мгС/(м ² ·сут)	Источник
Гренландское море					
73°00' с. ш. 10°00' з. д.	1988–1991	500	34–63	2,9–10	[Bodungen et al., 1995]
80°27' с. ш. 13°41' з. д.	06–07.1993	130	–	75	[Pesant et al., 2002]
75°57.7' с. ш. 12°58.7' в. д.	04.1995	240	71	4.9	[Bauerfeind et al., 2005]
Норвежское море					
70°00.0' с. ш. 00°05.0' в. д.	1986–1989	500	72–93	8.3–12	[Bodungen et al., 1995]
75°51' с. ш. 11°28' в. д.	08.1984– 07.1985	400	22–138	1.8–17	[Honjo et al., 1988]
73°42' с. ш. 13°11' в. д.	03–08.1993	743	59	8.5	[Lukashin et al., 2000]
Баренцево море					
73.767' с. ш. 31.876' в. д.	04.1998	200	–	30–70	[Olli et al., 2002]
	05.1998	200	–	500–1500	
	07.1999	150	–	150–300	
75°11.78' с. ш. 12°29.21' в. д.	03–07.1991	610	15–305	10–290	[Thomsen et al., 2001]
70°–78° с. ш. 58°–62° в. д.	09–10.1997	104–380	10–2040	1.1–18	[Shevchenko et al., 1998, 2000]
Белое море					
65°38.87' с. ш. 36°09.78' в. д.	2000–2009	10–240	15–2037	10–57	[Лисицын и др., 2015]
66°20.2' с. ш. 33°39.9' в. д.	2006–2007	30	150–1136	–	[Mityaev et al., 2012]
66°29.30' с. ш. 34°10.43' в. д.	06.2000	55	622	42	[Lukashin et al., 2003]
		270	1063	68	
Карское море					
76°32.01' с. ш. 71°22.33' в. д.	09.2015	130–140	2129–2734	92–131	[Дриц и др., 2017]
74°46.71' с. ш. 66°35.67' в. д.	09.2015	60–190	79–1118	23–38	
76°12.08' с. ш. 75°45.30' в. д.	09.2001– 08.2002	73	80–1320	4.2–77	[Gaye et al., 2007]
70°–74° с. ш. 64°–83° в. д.	09.1993	20–116	10–1321	1.5–26	[Lisitsyn et al., 1995]
Море Лаптевых					
74°15.57' с. ш. 130°30.8' в. д.	09.2015	10–20	1863–19600	142–464	[Дриц и др., 2017]
81°04.5' с. ш. 138°54.0' в. д.	04.1995– 04.1996	150	12–196	5.1	[Fahl, Nöthig, 2007]
79°55.7' с. ш. 142°21.8' в. д.	08.2005– 08.2006	175	166	11	[Lalande et al., 2014]

Координаты	Дата	Горизонт, м	Общий поток, мг/(м ² ·сут)	Поток $C_{\text{орг}}$, мгС/(м ² ·сут)	Источник
Чукотское море					
72°43.3' с. ш. 158°24.2' з. д.	05.2004	30–100	–	10–129	[Lalande et al., 2007]
	08.2004	30–100	–	40–180	
Канадский Арктический архипелаг					
71°32.23' с. ш. 127°01.4' з. д.	2004	210	48	3.4	[Forest et al., 2010]
	2005		180	6.1	
	2006		66	6.4	
71°04.8' с. ш. 133°37.8' з. д.	09.2005– 10.2006	200	185	4.4	[Lalande et al., 2009]
76°19.6' с. ш. 71°11.9' з. д.	08.2005– 08.2006	200	174	16	
70°0' с. ш. 126°0' з. д.	02–06. 2004	1–25	–	15–188	[Juul-Pedersen et al., 2008]
69°–71° с. ш. 127°–138° з. д.	04.1988	100–500	10–2300	3.5–83	[O'Brien et al., 2006]
Море Баффина					
76°00' с. ш. 75°00' з. д.	08.1997– 07.1999	200	10–2000	8–68	[Hargrave et al., 2002]
76°23' с. ш. 77°24' з. д.	08.1997– 07.1999	205	–	3–110	[Sampei et al., 2004]
Берингово море					
53.5° с. ш. 177.0° з. д.	1990–2000	600	32–947	2.4–22	[Takahashi et al., 2002]
55°0' с. ш. 155°0' з. д.	06–09. 1988	36	–	253–654	[Fukuchi et al., 1993]
Субарктика					
50° с. ш. 145° з. д.	1982–1993	200	45–1000	6.5–98	[Wong et al., 1999]

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

Баренцево море с точки зрения потоков вещества является открытой системой, в которую поступают и удаляются большие массы взвешенного осадочного материала, часть которого успевает осесть на дно непосредственно в бассейне, что говорит о достаточно высоком обмене между Северной Атлантикой и Северным Ледовитым океаном [Айбулатов и др., 1999]. Так, полученные данные о масштабах латерального перемещения осадочного вещества в водной толще показали, что масштаб вдоль берегового латерального перемещения взвешенного вещества в 50–210 раз больше вертикальных потоков вещества на дно [Митяев и др., 2019].

Атлантические и арктические воды формируют два входящих в Баренцево море потока, по-разному насы-

щенные взвешенным веществом. Придонные течения, выходящие из Баренцева моря, имеют сопоставимые концентрации и распределения взвеси. С западной стороны бассейна основным поставщиком материала взвеси являются трансформированные воды атлантического происхождения. Циркуляция вод в верхнем перемешанном слое Баренцева моря зимой характеризуется интенсивным затоком теплых атлантических вод. Вертикальная структура потока вещества характеризуется наличием трехслойного строения: максимумы концентрации взвеси приурочены к верхнему и нижнему слоям водной толщи. Промежуточный слой воды более чистый. Повышенная концентрация взвеси в поверхностном слое объясняется наличием скачка плотности и биологическими процессами, в донном пограничном слое – придонными течениями, гравитационными процессами переноса осадков и рельефом дна. Основная масса трансформированных

атлантических вод распространяется севернее Земли Франца-Иосифа на восток, следуя изобате 500 м. С севера теплые воды проникают в Баренцево море по желобу Франц-Виктория и, в меньшей степени, через желоб Святой Анны в Восточно-Баренцевоморскую впадину. Таким образом, глубоководные желоба являются ключевыми районами в процессах водообмена между Арктическим бассейном и шельфовыми морями России [Айбулатов и др., 1999].

Поперечная структура летних вод Баренцева моря по Кольскому меридиану показывает, что теплые атлантические воды практически полностью заполняют южную часть акватории – центральная и северная ветви Нордкапского течения. В северной части господствуют холодные воды, поступающие из Северного Ледовитого океана по желобам Франц-Виктория и Орла, ниже залегают трансформированные баренцевоморские воды (рис. 6.3.2) [Митяев и др., 2018].

Наличие нефелоидного слоя в Баренцевом море практически повсеместно. Его отсутствие отмечает-

ся лишь в районах распространения грубых донных осадков. Повышенное содержание взвеси в поверхностном слое на севере бассейна, по сравнению с другими его частями, кроме гидрологических причин объясняется высокой продуктивностью поверхностных вод, обусловленной более ранними по сравнению с южными районами стадиями сезонной сукцессии планктона (рис. 6.3.2) [Митяев и др., 2018].

В северо-восточной части Баренцева моря (желоб Святой Анны) отмечается поступление водной массы из Арктического бассейна в летний и зимний сезоны [Айбулатов и др., 1999]. Так, потоки осадочного вещества, полученные в центральной части желоба Святой Анны ($H = 465$ м), не превышали $20\text{--}28$ мг/(м²·сут), материал представлен хлопьевидными агрегатами, основой которых являются колонии диатомей [Шевченко и др., 19986].

Исследование взвешенного вещества в бухтах западного побережья северного острова Новой Земли и, прежде всего, в заливе Русская Гавань, показали,

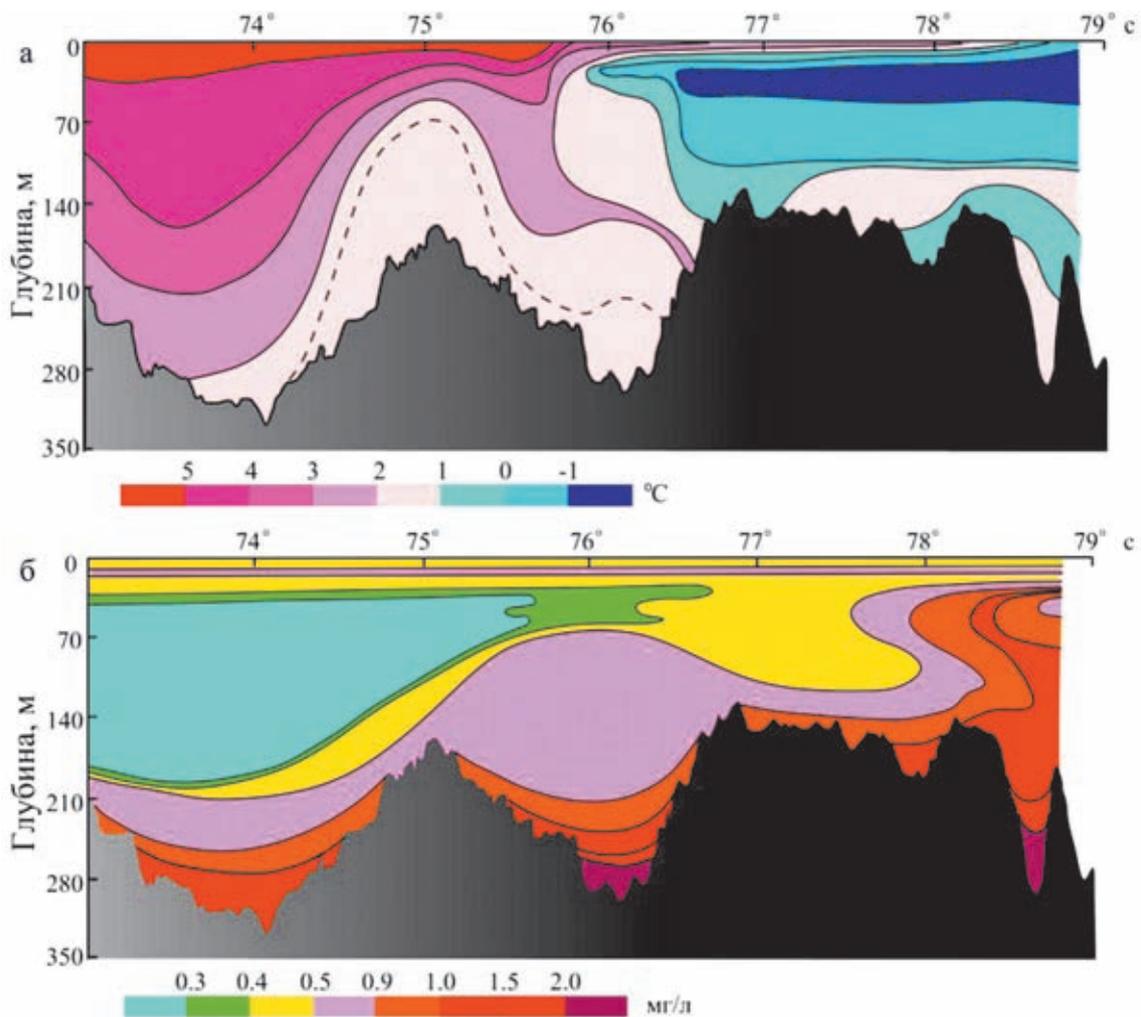


Рис. 6.3.2. Распределение температуры воды (а) и концентрация взвеси (б) на разрезе «Кольский меридиан» в июле 2017 г. [Митяев и др., 2018]

что поставка твердого вещества ледниками, выходящими в бухты, не является столь важным источником взвеси для открытой части Баренцева моря. При очень высоком содержании взвеси в бухтах и заливах, она успевает в силу гидродинамических условий и крупности частиц осесть внутри самих бухт. Очевидно, что фиорды Новой Земли, Шпицбергена и ЗФИ являются ловушками для взвешенного материала, образующегося при таянии ледников и абразии берегов [Айбулатов и др., 1999]. Так, на Южном острове Новой Земли (бухта Безымянная) отмечены более высокие значения потока осадочного вещества, так, на горизонте 15 м ($H = 40$ м) поток составил $314 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$. При этом осадочное вещество представлено в основном минеральными частицами, поступающими в водную толщу в результате взмучивания поверхностного слоя донных осадков придонными течениями и от абразии берегов. На удалении от берега, в более мористой части, величины вертикальных потоков осадочного вещества уменьшаются почти на порядок $43\text{--}63 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ ($H=135$ м), в составе преобладают минеральные частицы с агрегатами «морского снега», в изобилии присутствуют диатомовые водоросли, а так же пеллеты зоопланктона [Шевченко и др., 19986].

На Северном острове архипелага Новая Земля (бухта Русская Гавань), поток осадочного вещества резко возрастает в придонном горизонте с $346 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ на горизонте 70 м до $7660 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ на горизонте 85 м ($H = 104$ м) [Шевченко и др., 20086]. Состав осадочного материала представлен в основном литогенной составляющей, состоящей почти наполовину из гидрослюды, минеральных частиц алевритовой и мелкой песчаной фракций (главным образом, кварц, плагиоклаз, эпидот, полевые шпаты), незначительно присутствуют пеллеты зоопланктона. Это связано с таянием ледника Шокальского и выносом истираемого подошвой ледника осадочного материала в открытое море. Подобные высокие значения потоков наблюдаются также во фьордах Шпицбергена: во фьорде Консбрин (СЗ Шпицберген) в 300 м от фронта тающего ледника поток на глубине 15 м был равен $933000 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ [Zajaczkowski, 2002], а в заливе Гренфьорд (Западный Шпицберген) в июле–августе 2003 г. поток составлял $66700 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ [Тарасов, 2004].

Согласно проведенным исследованиям потоков осадочного вещества в губе Дальнезеленецкая Баренцева моря (Кольский полуостров) среднегодовой поток осадочного вещества составляет $1350\text{--}1400 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$. Осадочный материал в основном представлен хлопьевидным детритом размером менее 100 мкм . По полученным данным вертикальных потоков осадочного вещества скорость современно-

го осадконакопления в губе Дальнезеленецкая составляет $0.9\text{--}1.1 \text{ мм}$ в год [Митяев и др., 2012].

В районе Медвежинского желоба юго-западной части Баренцева моря отмечается интенсивный вынос холодных баренцевоморских вод в Норвежское море как в зимний, так и в летний сезоны [Айбулатов и др., 1999]. Подробные исследования потоков осадочного материала седиментационными ловушками проводились в Медвежинском желобе В.Н. Лукашиным на протяжении 5 лет [Лукашин, 2008]. На границе с Баренцевым морем на континентальном склоне о. Медвежьего были определены вертикальные потоки, равные $18 \text{ мг}/\text{м}^2/\text{сут}$ на горизонте 133 м и $517 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$ на горизонте 268 м ($H = 283$ м). При этом состав материала в ловушках отличается: в верхней ловушке присутствовали пеллеты, органический детрит, редкий терригенный материал, а в ловушке, поставленной в придонном нефелоидном слое, значительную часть составляет хлопьевидный детрит с терригенными частицами и невысоким количеством пеллет. Скорости течений в придонном слое Медвежинского желоба, измеренные с помощью доплеровского измерителя течений TRDI DVS в 68 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», достигают $30 \text{ см}/\text{с}$ и объясняются сильными полусуточными приливами. Для подтверждения определяющей роли приливных течений были рассчитаны скорости приливной волны по модели TPXO7.1 Орегонского Университета, основанной на данных спутниковой альтиметрии. Можно видеть, что полусуточные колебания скорости определяются приливом (рис. 6.3.3).

Осредненные за четверо суток значения показывают наличие переноса придонных вод по Медвежинскому желобу из Баренцева моря в Норвежское, средние скорости составляют $4.1 \text{ см}/\text{с}$ на запад и $6,6 \text{ см}/\text{с}$ на север (рис. 6.3.4) [Frey et al., 2017].

Проведенные исследования в 67, 68 и 71 рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» показывают, что высокие значения потока характерны для устьевой области р. Печоры, осадочный материал представлен в основном алевритовой и мелкопесчаной фракциями. Область Печорской депрессии характеризуется активным гидродинамическим режимом, в том числе и в придонных слоях. Так, в придонном горизонте выявлены высокие значения потока $130000 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$, а в приповерхностном слое поток на три порядка ниже – $300 \text{ мг}/(\text{м}^2 \cdot \text{сут})$. Это явление мы связываем с активным распространением мощных нефелоидных слоев в данном районе. Кроме того, высокие значения потоков в придонном горизонте мы зафиксировали на выходе из Русской Гавани Новой Земли, что также связываем с распространением нефелоидных слоев. Центральная часть Баренцева моря харак-

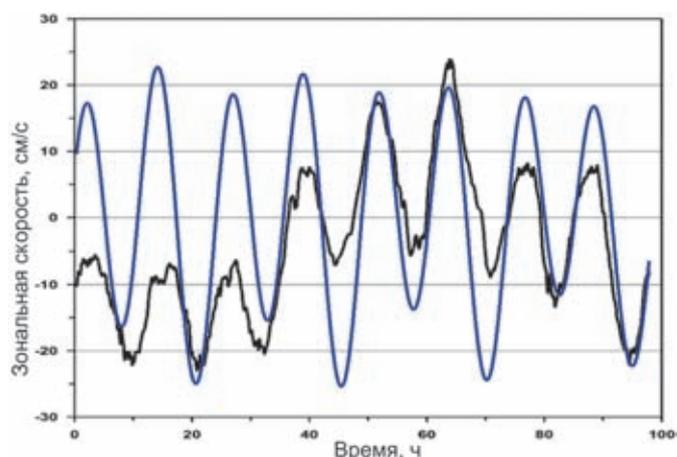


Рис. 6.3.3. Зональная компонента скорости в Медвежинском желобе измерения TRDI DVS (черным) и приливной скорости, рассчитанная по модели TPXO7.1 Орегонского Университета (синим) [Frey et al., 2017]

теризуется относительно невысокими значениями потока по всей вертикали водной толщи: под пикноклином – 346 мг/(м²·сут), в промежуточном слое – 270 мг/(м²·сут) и в придонном – 232 мг/(м²·сут), что типично и для северной части Баренцева моря (желоб Франц-Виктория).

Годовая постановка автоматической глубоководной седиментационной обсерватории с ADCP и 12-стаканной седиментационной ловушкой Лотос-3 в придонном горизонте в глубоководной части Восточно-Баренцевоморской впадины (Н = 370 м) дала уникальные результаты, которые еще предстоит осмыслить. Во-первых, получена хорошая сопоставимость данных по интегральным годовым потокам с помощью седиментационных ловушек разных систем, находящихся на одном придонном горизонте (350 м), – конической Лотос-3 (140 мг/(м²·сут)) и цилиндрической МСЛ-110 (130 мг/(м²·сут)). Во-вторых, нами

зафиксирован (с помощью МСЛ-110) тренд в сторону увеличения интегрального годового потока с глубиной: 160 м – 16 мг/(м²·сут), 200 м – 25 мг/(м²·сут), 350 м – 130 мг/(м²·сут), что связано, скорее всего, с латеральным переносом осадочного вещества течениями и явлением нефелоидных слоев. Третья особенность необычна для Северного Ледовитого океана – максимальные потоки осадочного вещества приурочены к зимнему сезону: 293 мг/(м²·сут) – в декабре, и 226 мг/(м²·сут) – в январе, именно в этот период фиксируются максимальные значения течений (12 м/с) в юго-западном направлении (рис. 6.3.5). Одно из объяснений этого явления мы связываем с зимним формированием морского льда в СЛО и интенсивным движением более соленых (плотных) вод по понижениям в рельефе дна, формирующим мощные нефелоидные слои.

В течение года высокие потоки фиксируются в марте (215 мг/(м²·сут)) и мае (212 мг/(м²·сут)). Период активного цветения планктона хорошо маркируется июньской пробой – наиболее объемной по веществу (стакан № 11), однако массовая величина потока в июне (136 мг/(м²·сут)) ниже весенних значений (рис. 6.3.5). Минимальные значения потоков характерны для всего осеннего сезона – от 22 до 53 мг/(м²·сут), как и средние значения скоростей течений.

ВЫВОДЫ

Резкие максимумы вертикальных потоков приурочены к областям эстуариев и заливов, где преобладающее влияние на поставку осадочного материала имеет материковый сток. Так, по данным седиментационных ловушек в Баренцевом море высокие значения потоков характерны для устья р. Печоры до 130000 мг/(м²·сут), осадочный материал представлен

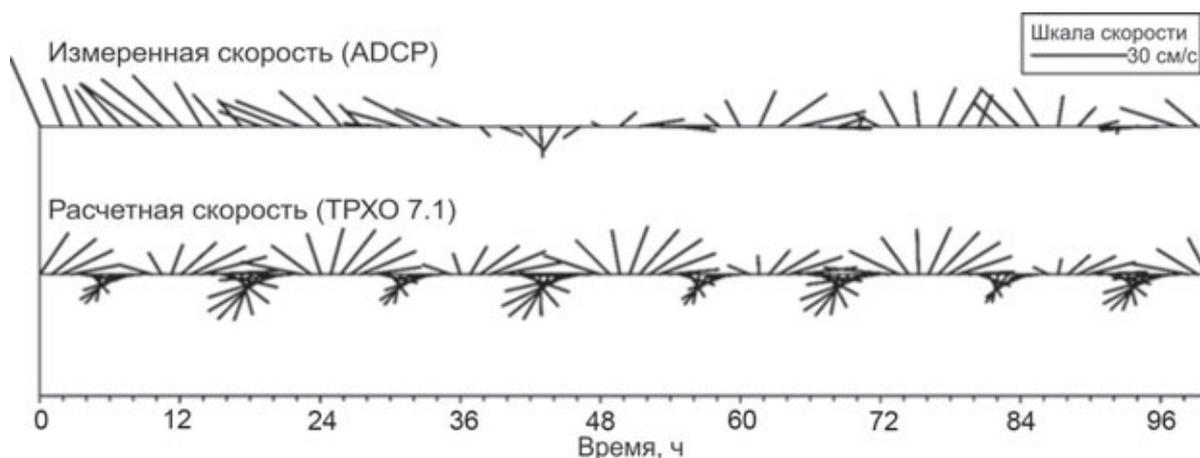


Рис. 6.3.4. Скорости течения в Медвежинском желобе за 4 суток измерений (верхний ряд) и расчетные скорости прилива (нижний ряд) [Frey et al., 2017]

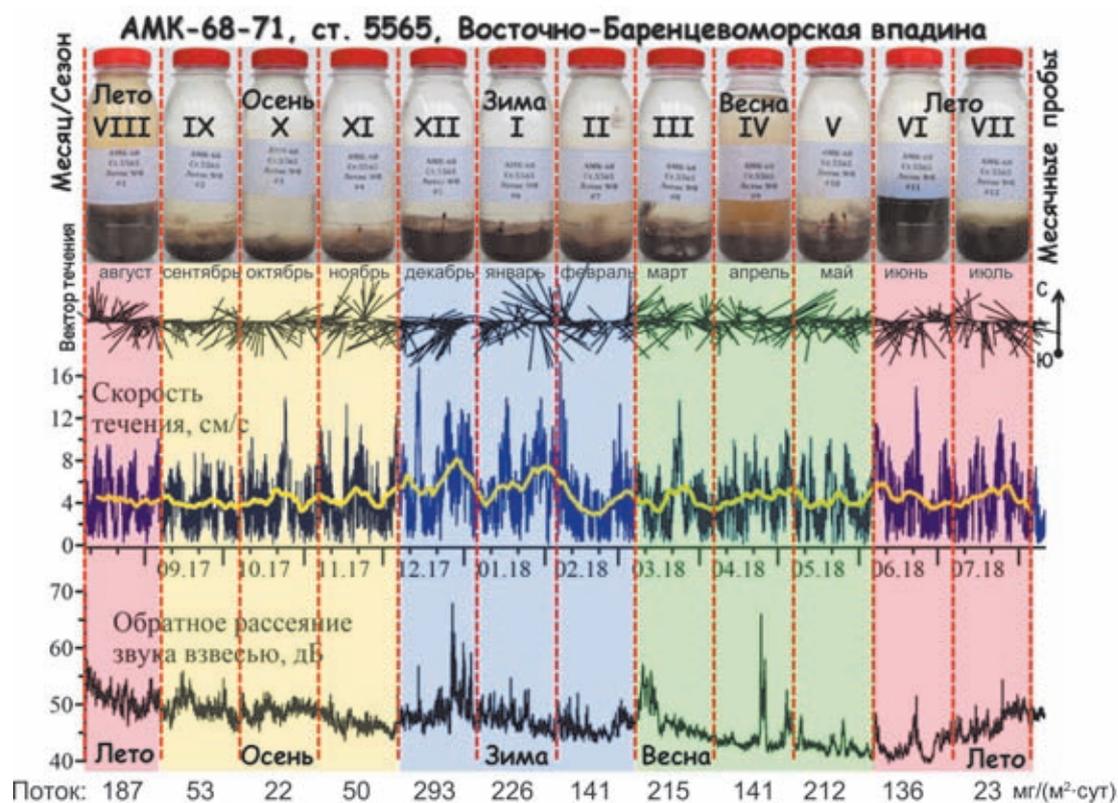


Рис. 6.3.5. Годовой ход потоков осадочного вещества в придонном горизонте 350 м (Н=370 м) по данным 12-стаканной седиментационной ловушки Лотос-3.

Данные ADCP: вектор течения, скорость течения (см/с), обратное рассеяние звука взвесью (дБ) по результатам постановки АГОС (ст. 5565), поднятой в Восточно-Баренцевоморской впадине

в основном литогенной составляющей алевритовой и мелкопесчаной фракций.

Наибольшие значения потоков характерны для безледного весенне-летнего периода, минимальные свойственны зимнему периоду, когда море и питающий водосбор покрыты снежно-ледовым покровом, а речной и эоловый сток незначительны. Так, центральная и северная области Баренцева моря в безледный период характеризуются относительно невысокими значениями потока: под пикноклином – 346 мг/(м²·сут), в промежуточном слое – 270 мг/(м²·сут) и в придонном слое – 232 мг/(м²·сут), в осадочном материале преобладает биогенная составляющая, представленная в основном створками диатомовых водорослей, агрегатами («морской снег»), пеллетами зоопланктона и детритом; литогенная составляющая представлена обломочными и глинистыми минералами алевритовой и пелитовой фракций.

На мелководье Баренцева моря широко развиты нефелоидные слои (Печорская депрессия, Русская Га-

вань Новой Земли), что связано с активными вдоль-береговыми течениями и полусуточными приливными циклами.

По результатам краткосрочных АГОС получены усредненные данные придонных течений за 4 суток. Значения показывают наличие переноса придонных вод по Медвежинскому желобу из Баренцева моря в Норвежское. Средние скорости составляют 4.1 см/с на запад и 6.6 см/с на север.

Источники финансирования. Обработка материала 67 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» выполнена при финансовой поддержке РФФ № 19-17-00234; обработка материала 68 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» выполнена при финансовой поддержке РФФ № 20-17-00157; обработка материала 71 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» выполнена при финансовой поддержке РФФИ №19-05-00787; интерпретация полученных данных осуществлялась в рамках государственного задания ИО РАН на 2019–2020 гг. по теме № 0149-2019-0007.