

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 61, номер 6, 2021

---

---

## Физика моря

- О механизмах изменчивости Атлантический меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ)  
*Д. А. Кузнецова, И. Л. Баимачников* 843
- Влияние Восточно-Сибирского течения на водообмен в Беринговом проливе по спутниковым альтиметрическим данным  
*В. Р. Жук, А. А. Кубряков* 856
- Особенности сезонных колебаний уровня в морях российской Арктики  
*И. П. Медведев* 869
- Структура и изменчивость плюма реки Лены в юго-восточной части моря Лаптевых  
*Э. А. Сивак, А. А. Осадчиев, И. П. Семилетов* 887
- Климатические изменения гидрометеорологических параметров Черного и Азовского морей (1980–2020 гг.)  
*А. И. Гинзбург, А. Г. Костяной, И. В. Серых, С. А. Лебедев* 900
- Двухмерное моделирование трехмерных волн  
*Д. Чаликов* 913
- 

## Химия моря

- Современная эволюция солевого состава вод западного бассейна Большого Аральского моря  
*Н. Ю. Андрулионис, П. О. Завьялов, А. С. Ижицкий* 925
- 

## Морская биология

- Первые данные о структуре фитопланктонных сообществ Восточно-Сибирского моря  
*И. Н. Суханова, М. В. Флинт, А. В. Федоров, Е. Г. Сахарова, П. Н. Маккавеев, А. А. Полухин, А. А. Недоспасов, А. С. Щука* 936
- Пространственная изменчивость зоопланктона и гидрологических показателей вод в Южной и Центральной части Балтийского моря в позднелетний сезон 2016 г.  
*Ю. Ю. Полунина, В. А. Кречик, В. Т. Пака* 958
- Трансформация донных сообществ Печорской губы и возможное вымирание популяции *Portlandia aestuariorum* в типовом местообитании  
*П. Ю. Дгебуадзе, А. Б. Басин, М. В. Чикина, А. А. Удалов, А. А. Балакин, И. Л. Разгон, Ю. В. Ермилова, В. А. Чава, А. А. Гебрук, Н. В. Шабалин, В. О. Мокиевский* 969
- 

## Морская геология

- Геодинамическая эволюция западной части российской Арктики и ее алмазоносность  
*Н. О. Сорохтин, Н. Е. Козлов* 977
- Глубинное строение зоны перехода “п-ов Индокитай–Южно-Китайское море” по геофизическим данным  
*З. Н. Прошкина, М. Г. Валитов, Т. Н. Колпащикова, Н. С. Ли, Н. М. Цовбун* 994
- 

## Информация

- Исследования зимнего режима устьев рек Белого моря в 2017–2020 гг.  
*П. Н. Терский, Е. Д. Панченко, С. Л. Горин, С. А. Агафонова, А. Н. Василенко, Ж. М. Куликова, А. А. Попрядухин, А. М. Алабян* 1006
- 
-

# CONTENTS

---

---

Vol. 61, No. 6, 2021

---

---

## Marine Physics

- On the Mechanisms of Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)  
*D. A. Kuznetsova, I. L. Bashmachnikov* 843
- Impact of the Eastern Siberian Current on Water Exchange in the Bering Strait  
on the Base of Satellite Altimetry Measurements  
*V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov* 856
- Features of Seasonal Sea Level Oscillations in the Russian Arctic Seas  
*I. P. Medvedev* 869
- Structure and Variability of the Lena River Plume in the South-Eastern Part of the Laptev Sea  
*E. A. Spivak, A. A. Osadchiev, I. P. Semiletov* 887
- Climatic Changes in Hydrometeorological Parameters of the Black and Azov Seas (1980–2020)  
*A. I. Ginzburg, A. G. Kostianoy, I. V. Serykh, S. A. Lebedev* 900
- Two-Dimensional Modeling of Three-Dimensional Waves  
*D. Chalikov* 913
- 

## Marine Chemistry

- Modern Evolution of the Salt Composition of the Western Basin Waters of the Aral Sea  
*N. Yu. Andrulionis, P. O. Zavalov, A. S. Izhitskiy* 925
- 

## Marine Biology

- First Data on Structure of Phytoplankton Communities of the East-Siberian Sea  
*I. N. Sukhanova, M. V. Flint, A. V. Fedodov, E. G. Sakharova, P. N. Makkaveev,  
A. A. Polukhin, A. A. Nedospasov, A. S. Schuka* 936
- Spatial Variability of Zooplankton and Hydrological Indicators of the Waters  
of the Southern and Central Baltic in Late Summer Season 2016  
*Yu. Yu. Polunina, V. A. Krechik, V. T. Paka* 958
- Transformation of Benthic Community in the Pechora Bay and the Probable Loss  
of *Portlandia aestuariorum* in the Type Habitat  
*P. Yu. Dgebuadze, A. B. Basin, M. V. Chikina, A. A. Udalov, A. A. Balakin, I. L. Razgon,  
Yu. V. Ermilova, V. A. Chava, A. A. Gebruk, N. V. Shabalin, V. O. Mokievsky* 969
- 

## Marine Geology

- Geodynamic Evolution of the Western Part of the Russian Arctic and Its Diamond Position  
*N. O. Sorokhtin, N. E. Kozlov* 977
- Deep Structure of the Transition Zone “Indochina Peninsula–South China Sea”  
According to Geophysical Data  
*Z. N. Proshkina, M. G. Valitov, T. N. Kolpashchikova, N. S. Lee, N. M. Tsovbun* 994
- 

## Information

- Investigations of Winter Regime of the White Sea Estuaries in 2017–2020  
*P. N. Terskii, E. D. Panchenko, S. L. Gorin, S. A. Agafonova, A. N. Vasilenko,  
Z. M. Kulikova, A. A. Popryadukhin, A. M. Alabyan* 1006
- 
-

УДК 551.465

## О МЕХАНИЗМАХ ИЗМЕНЧИВОСТИ АТЛАНТИЧЕСКОЙ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ (АМОЦ)

© 2021 г. Д. А. Кузнецова<sup>1</sup>, И. Л. Башмачников<sup>1, 2, \*</sup><sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия<sup>2</sup>Научный фонд “Международный центр по окружающей среде  
и дистанционному зондированию имени Нансена”,  
Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: i.bashmachnikov@spbu.ru

Поступила в редакцию 16.04.2021 г.

После доработки 12.05.2021 г.

Принята к публикации 17.08.2021 г.

В статье исследуется связь долгопериодной изменчивости Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) с изменчивостью интенсивности глубокой конвекции в морях Гренландском, Лабрадор и Ирмингера, а также с изменчивостью интенсивности ветрового апвеллинга в Южном океане. Для решения этой задачи временной ряд АМОЦ был продлен до 1950-х гг. с помощью ансамблевого индекса АМОЦ. Временная изменчивость интенсивности конвективного перемешивания на исследуемом 60-летнем (1950–2016 гг.) временном интервале оценивались по индексам глубокой конвекции, а апвеллинга в Южном океане – по средней интенсивности дивергенции экмановских потоков. Степень вклада каждого из этих процессов оценивалась с помощью кросс-корреляционного анализа и методом множественной регрессии. Согласно полученным результатам, в течение последних десятилетий основной вклад в изменчивость АМОЦ в северной Атлантике вносили глубокая конвекция в море Ирмингера и апвеллинг в Южном океане. При этом межгодовая изменчивость интенсивности конвекции в море Ирмингера оказывала наибольшее влияние на наблюдаемую изменчивость АМОЦ.

**Ключевые слова:** Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция, северная Атлантика, глубокая конвекция, апвеллинг в Южном океане

DOI: 10.31857/S0030157421060071

### ВВЕДЕНИЕ

В конце 1960-х гг. Г. Стоммелом была предложена схема глубинной циркуляции, движимой градиентом плотности между тропическими и субполярными водами, который формируется за счет опускания холодных вод в районах глубокой конвекции в полярных широтах и вертикальным турбулентным потоком тепла в тропических широтах, определяющим возвратный подъем вод [55]. Дополненная позднее в работах [7, 16, 17], эта схема описывает связанные ячейки разнонаправленного зонально интегрированного адвективного переноса в глубинных и поверхностных слоях океана, которые могут быть объединены в ячейки глобальной океанической циркуляции (глобального океанического конвейера). Верхняя ячейка глобального океанического конвейера охватывает верхний 4000-м слой океана. Поверхностные воды, достигая полярных широт, опускаются на значительную глубину в областях глубокой конвекции, возникающей в нескольких районах северной Атлантики и Северо-Европейского бас-

сейна в зимне-весенний период, когда отмечается наиболее высокая потеря тепла поверхностью моря. Далее, на глубинах 1000–4000 м, эти воды распространяются в Южную Атлантику и по всему Мировому океану, формируя нижнюю ветвь верхней ячейки глобального океанического конвейера [16–18, 22, 31, 38, 60]. В процессе распространения происходит обмен между верхней и нижней (глубже 4000 м) ячейками конвейера, существенную роль в котором играют тропические районы Мирового океана и Южный океан [16–18, 22, 31, 38, 60].

В схеме, предложенной Стоммелом [55], основным механизмом, приводящим конвейер в движение, является глубокая конвекция в субполярных широтах северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана. Согласно этой схеме, распределенный возвратный подъем глубинных вод к поверхности в тропических областях пассивно реагирует на изменение интенсивности конвейера, стабилизируя систему [34]. Впоследствии, на основе

изучения вертикальных потоков радиоуглерода, было установлено, что происходящий в результате вертикального турбулентного диапикнического перемешивания суммарный апвеллинг глубинных водных масс недостаточен для поддержания наблюдаемой интенсивности конвейера, составляющей в Атлантическом океане 15–20 Sv (1 Свердруп =  $10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ ) [28, 51, 57]. Этот результат был подтвержден последующими прямыми расчетами интенсивности диапикнического перемешивания [34]. В качестве альтернативы в работе [57] было сделано предположение, что подъем вод также формируется за счет ветрового апвеллинга в Южном океане. Меридиональный градиент сильных западных циркумполярных ветров над Южным океаном приводит к дивергенции экмановских потоков, что и вызывает подъем глубинных вод. Значительный объем вод достигает поверхности непосредственно в атлантическом секторе Антарктического циркумполярного течения [57]. Другая часть глубинных вод, на пути к поверхности, проходит через систему течений в Тихом и Индийском океанах и, в конечном итоге, тоже достигает поверхности моря в Южном океане [6, 38, 39, 60]. Попадая в Южную Атлантику, эти воды, через ряд поверхностных рециркуляций, переносятся на север, достигая районов формирования глубинных вод.

Выделяемые в настоящее время два основных типа внешних форсингов, глубокая конвекция в северной Атлантике и апвеллинг в Южном океане позволяют, с некоторой долей условности, выделить квазизамкнутую ячейку глобального конвейера, куда входят только Атлантический и Южный океаны (см. обзоры [18, 30]). Эта ячейка была названа Атлантической меридиональной океанической циркуляцией (АМОЦ). Результаты анализа чувствительности интенсивности АМОЦ к локальной изменчивости пресного баланса, по результатам анализа данных моделей совместной динамики океана и атмосферы, показывают относительную обособленность динамики АМОЦ, по крайней мере, на временных масштабах от десятков до первых сотен лет [47, 58]. Модельные оценки также свидетельствуют о высокой меридиональной связанности изменчивости АМОЦ на декадных и больших временных масштабах в Атлантике [41, 50, 51, 61]. Интенсивность Атлантической Меридиональной Океанической Циркуляции меняется в широком диапазоне временных масштабов, в том числе обнаруживая существенную межгодовую и междекадную изменчивость [36].

АМОЦ играет важную роль в формировании долгопериодной изменчивости климата Северного полушария. На АМОЦ приходится примерно четверть суммарного океанического и атмосферного переносов тепла в полярные районы Северного полушария [18]. Изменения климата в прошлом, такие как смена межледниковых и лед-

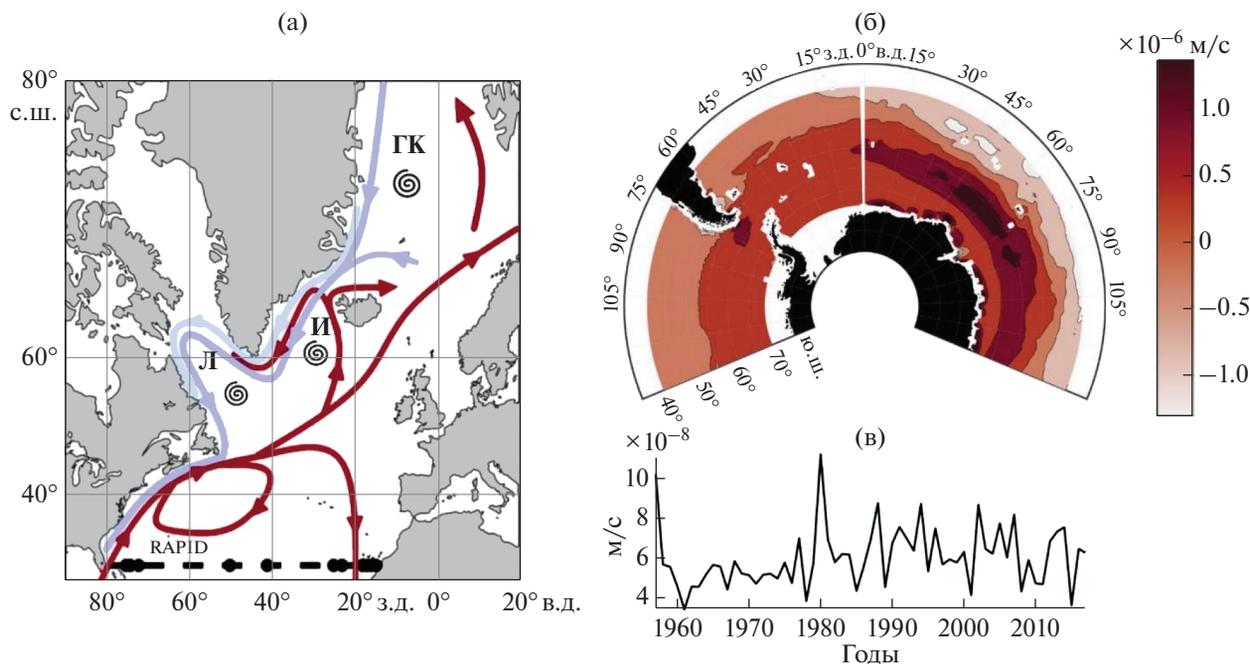
никовых периодов, по климатическим меркам происходили достаточно быстро. Многие исследователи связывают такую изменчивость с замедлением АМОЦ вплоть до ее полной остановки [18, 23, 35]. Климатические модели взаимодействия океана и атмосферы прогнозируют уменьшение переноса АМОЦ в этом столетии в среднем на 25%, при достаточно широком разбросе прогнозных значений – от 0 до 50%. Разброс результатов моделирования может быть связан с недостаточным пространственным разрешением моделей, где явно не разрешается ряд процессов, играющих важную роль в динамике АМОЦ. Так, например, в большинстве моделей явно не воспроизводятся механизмы глубокой конвекции и океанического вихревого переноса [54].

В настоящее время нет консенсуса об относительной важности различных механизмов контроля интенсивности АМОЦ. Как изменчивость глубокой конвекции в северной Атлантике, так и изменчивость интенсивности апвеллинга в Южном океане могут вносить существенный вклад в динамику АМОЦ [18, 33]. Остается предметом дискуссий и относительный вклад различных районов глубокой конвекции в изменчивость интенсивности АМОЦ. Так, авторы [20] утверждают, что изменчивость интенсивности АМОЦ в северной Атлантике определяется изменчивостью интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море, тогда как авторы [10, 37, 43] считают, что основную роль здесь играет море Ирмингера. Ранее в научной литературе некоторые исследователи высказывали предположения о значительной роли в изменчивости АМОЦ глубокой конвекции в море Лабрадор [37, 48, 56], тогда как другие заключали, что этот процесс практически не оказывает влияния на АМОЦ [14, 44]. При этом большинство исследователей полагают, что интенсивность подъема вод в результате вертикального диапикнического перемешивания в тропиках пассивно реагирует на изменчивость перечисленных выше процессов и не является самостоятельным агентом изменчивости АМОЦ [55, 60].

В настоящей работе, на основе анализа данных за последние 60 лет, исследуется степень взаимосвязи междекадной изменчивости АМОЦ с основными предполагаемыми факторами этой изменчивости: ветровым апвеллингом в Южном океане и глубокой конвекцией в морях Гренландском, Лабрадор и Ирмингера.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В своей работе мы рассматриваем только верхнюю ячейку АМОЦ. Интенсивность верхней ветви этой ячейки оценивается через интегральный (по зональным трансокеаническим разрезам) расход поверхностных вод, движущихся на север [31]. Граница между этим поверхностным

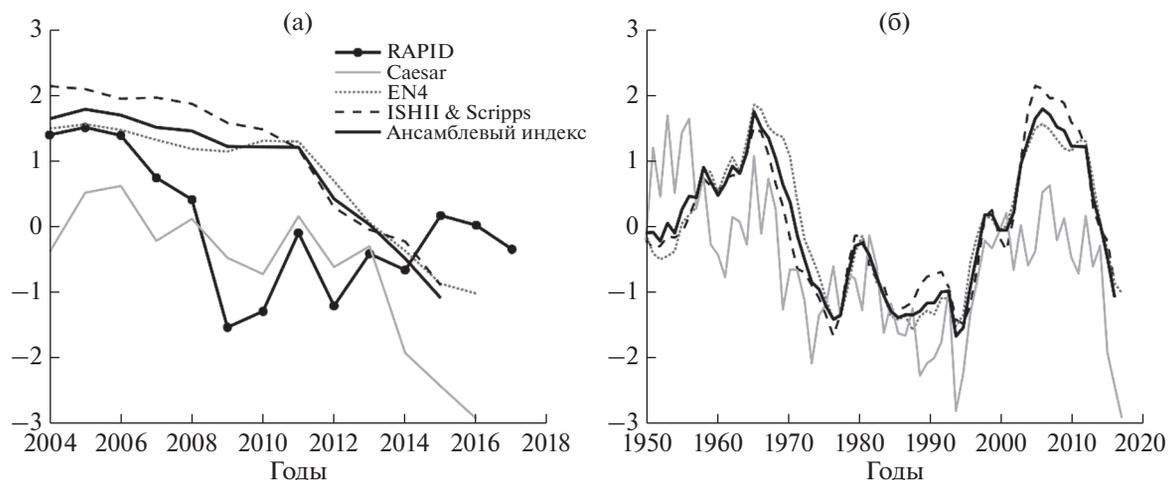


**Рис. 1.** (а) – Схема верхней ячейки АМОЦ в северной Атлантике. Районы морей Лабрадор, Ирмингера и Гренландского, где наблюдалось частое развитие глубокой конвекции, выделены спиралями (согласно [2, 37]). ГК – Гренландская котловина, И – море Ирмингера, Л – море Лабрадор. (б) – Дивергенция полных экмановских потоков (м/с), осредненная за 1957–2017 гг. (по данным реанализов ERA-Interim и ERA-40). Положительный знак указывает на дивергенцию экмановских потоков (апвеллинг), отрицательный – на конвергенцию (даунвеллинг). (в) – Временной ряд интенсивности апвеллинга (результата дивергенции экмановских потоков), среднего по области между 40° и 70° ю.ш. (м/с).

переносом и глубинным переносом на юг (прежде всего, с Глубинным западным пограничным течением) определяется глубиной смены знака зонально интегрированного переноса на противоположный. Согласно наиболее длинному ряду прямых непрерывных измерений расхода АМОЦ массива RAPID на 26.5° с.ш. (с 2004 г. по настоящее время, <https://www.rapid.ac.uk/rapidmoc/overview.php>), эта граница находится на глубине около 1000 м [40]. Выбор местоположения разреза RAPID (рис. 1а) связан с несколькими факторами. Прежде всего, этот разрез близок к району максимального расхода АМОЦ [31]. Полученные здесь данные сравнимы с интенсивностью АМОЦ, определяемой по результатам анализа гидродинамических моделей, где за интенсивность АМОЦ принимается максимальное значение интегрального переноса по всем зональным разрезам через Атлантический океан. На 26.5° с.ш. поверхностный перенос АМОЦ представляет собой сумму (с учетом направления переноса) расходов экмановского переноса, Гольфстрима и возвратного потока субтропического круговорота. Топографические захваченные поверхностные и глубинные пограничные течения здесь имеют сравнительно небольшую ширину, что облегчает прямые измерения расходов на сериях буйковых станций [31]. Буйковые станции

имеются на обеих границах бассейна, а также по обе стороны Срединно-Атлантического хребта. Кроме того, расход Гольфстрима на этой широте непрерывно фиксируется путем анализа напряжения на концах телефонного кабеля во Флоридском проливе с 1982 г., причем результаты регулярно калибруются прямыми наблюдениями [37, 46]. Кроме прямых измерений скорости течения, геострофические бароклинные и баротропные течения рассчитываются по данным гидрологических разрезов и по градиентам уровня моря, измеряемым придонными датчиками давления [31].

Данные RAPID позволяют оценить изменчивость АМОЦ за последние 15 лет. Для определения интенсивности АМОЦ до 2004 г. было разработано несколько индексов, основанных на анализе связи пространственного распределения температуры и солёности с интенсивностью АМОЦ, а также представлений о характере связанного с АМОЦ переноса аномалий тепла и соли [19, 21]. Все индексы привязаны к изменчивости АМОЦ на широте разреза RAPID. Нами были рассчитаны солёностные индексы интенсивности АМОЦ, предложенные в [21], которые вычисляются как средняя солёность Атлантического океана на 45°–65° с.ш., в слое 0–1500 м. Для этого использовались базы натуральных данных ISHII (среднемесячные 3-мерные поля солёности по данным *in situ*,



**Рис. 2.** (а) – Межгодовая изменчивость интенсивности АМОЦ по данным RAPID и индексов АМОЦ с 2004 г.; (б) – межгодовая изменчивость индексов АМОЦ с 1950 г., а также ансамблевого индекса АМОЦ (жирная черная линия), сглаженных фильтром Савицкого-Голея второго порядка с окном 11 лет.

1945–2012 гг., <http://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/>), Scripps (среднемесячные 3-мерные поля солёности по данным поплавков Argo, с 2004 г. по настоящее время, [http://www.argo.ucsd.edu/Gridded\\_fields.html](http://www.argo.ucsd.edu/Gridded_fields.html)) и EN4 (среднемесячные 3-мерные поля солёности и температуры по данным *in situ*, 1950–2016 гг., <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/>) (рис. 2: индексы ISHII & Scripps и EN4). По данным EN4 был также рассчитан температурный индекс, предложенный в [19] (рис. 2: индекс Caesar), который определялся как разница между температурой поверхности океана Субполярного круговорота (моря Лабрадор и Ирмингера) и средней глобальной температурой поверхности океана.

Межгодовая изменчивость интенсивности глубокой конвекции с 1950 г. оценивалась с помощью индексов глубокой конвекции, ранее полученных авторами в работах [1–3, 12]. Для расчета этих индексов были взяты интерполированные на регулярную сетку массивы EN4. Для каждой из областей наиболее частого развития глубокой конвекции (рис. 1а) по вертикальным профилям различных характеристик вод оценивалось среднее процентное содержание водных масс, формирующихся в бассейне в результате глубокой конвекции (согласно методике [58]). Межгодовая изменчивость полученного индекса показала высокую корреляцию с изменчивостью глубины перемешанного слоя в морях Гренландском, Ирмингера и Лабрадор [12]. Сравнение с данными наблюдений проводилось с 1993 по 2016 гг., когда количество профилей в зимний период было достаточным для достоверного определения максимальной глубины конвекции (см. [24]).

Общая интенсивность апвеллинга в Южном океане оценивалась через дивергенцию инте-

гральных по глубине экмановских потоков:

$$\operatorname{div} U = \frac{-1}{f\rho} \left( \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right),$$

где  $U$  – вектор полного потока экмановского переноса,  $\tau_x$ ,  $\tau_y$  – составляющие ротора тангенциального напряжения ветра,  $f$  – параметр Кориолиса,  $\rho$  – средняя плотность воды. С 1957 по 1978 гг. использовались данные приводной скорости ветра реанализа ERA-40

(<https://www.ecmwf.int/node/10595>), а с 1979 г. – реанализа ERA-Interim (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim>), с пространственным разрешением  $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ . Оба реанализа показали, что основные области апвеллинга в Южном океане заключены в полосе  $50^\circ$ – $70^\circ$  ю.ш. (рис. 1б, 1в). Наиболее интенсивный апвеллинг наблюдается в индийском секторе Южного океана, что совпадает с результатами [6, 39].

Модельные исследования и спутниковые наблюдения уровня показывают, что широтная связанность верхней ветви АМОЦ в северной Атлантике достаточно четко проявляется начиная с междекадных временных масштабов, в отличие от более краткосрочной изменчивости АМОЦ, которая определяется локальными атмосферными воздействиями [18, 32, 50, 51]. Поэтому в данной работе исследовалась только междекадная изменчивость АМОЦ. Для выделения этой долгопериодной составляющей временные ряды были сглажены фильтром Савицкого-Голея [27]. Нами был использован фильтр второго порядка (т.е. исходный ряд в окрестности каждого измерения аппроксимируется многочленом второй степени) с окном 11 лет. Такой фильтр позволяет эффективно фильтровать шумовую составляющую, сохраняя пиковые значения экстремумов долгопериодной изменчивости [42].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Межгодовая изменчивость АМОЦ с 1950 г.** Сравнение переноса АМОЦ по наблюдениям на сети буйковых станций RAPID с реконструкциями переноса АМОЦ в численных моделях показало высокие корреляции между ними, что подтверждает корректность выбора схемы натуральных наблюдений (см. [29, 31, 38, 46]). Методика расчета интегрального переноса подразумевает, что расход верхней ветви АМОЦ полностью компенсируется расходом нижней ветви АМОЦ. Полученный по данным RAPID средний расход верхней ветви АМОЦ (2004–2018 гг.) равнялся  $17.7 \pm 2.4$  Св, а нижней —  $18.4 \pm 2.2$  Св. Различие между средними расходами верхней и нижней ветвей АМОЦ существенно меньше ошибок средних значений. Коэффициент корреляции между этими двумя ветвями АМОЦ составляет  $-0.99$ .

В связи с ограниченностью во времени прямых наблюдений АМОЦ на разрезе RAPID, анализ долгопериодной климатической изменчивости АМОЦ проводился по индексам АМОЦ (см. раздел МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ). Все рассчитанные индексы отражают наблюдаемую долгопериодную изменчивость АМОЦ после 2004 г. (рис. 2а), что подтверждается значимыми положительными корреляциями различных индексов с расходом верхней ветви АМОЦ по данным RAPID (коэффициенты корреляции — от 0.55 до 0.75). Уменьшение индексов АМОЦ с 1950-х до 1990-х гг. и их дальнейший рост в 2000-х гг. (рис. 2б) соответствуют данным независимых наблюдений (см. рис. 5 в [45]). Аналогичная изменчивость (с несколько меньшим разбросом значений) наблюдается у индекса, рассчитанного в [53] по аномалиям температуры поверхности моря и аномалиям уровня моря в южной части северной Атлантики.

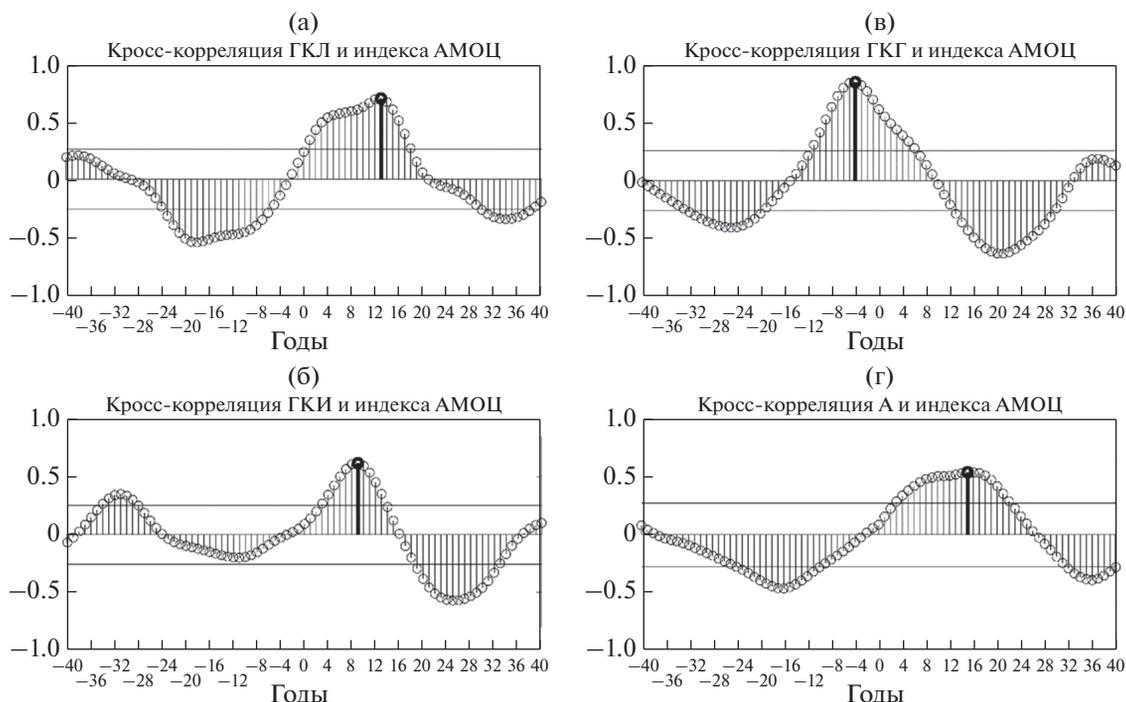
За период с 1950 г. все индексы показывают схожую долгопериодную изменчивость (рис. 2б). Далее в работе мы используем ансамблевый индекс (в дальнейшем — индекс АМОЦ), полученный осреднением всех рассчитанных выше индексов. Такой метод позволяет уменьшить погрешность каждого отдельного индекса, которая является следствием возможного влияния на его изменчивость комплексов факторов, не связанных с изменчивостью исследуемого явления [25, 26]. Максимальная корреляция индекса АМОЦ и расхода АМОЦ по данным RAPID равнялась 0.74 при времени задержки индекса на 2 года. Временной лаг индекса соответствует предыдущим результатам, где отмечено, что задержка между расходом RAPID и аномалиями, по которым рассчитывались используемые индексы АМОЦ, может составить несколько лет [18, 63].

**Факторы, определяющие долгопериодную изменчивость АМОЦ.** В этом разделе проведен анализ взаимосвязи междекадной изменчивости АМОЦ

с возможными механизмами контроля: с глубокой конвекцией в морях Гренландском, Лабрадор и Ирмингера, а также с интенсивностью апвеллинга в Южном океане. При анализе вклада каждого отдельного фактора в вероятный контроль АМОЦ учитывался возможный временной лаг между изменчивостью исследуемого фактора и наблюдаемой изменчивостью АМОЦ. Используемый индекс АМОЦ привязан к изменчивости АМОЦ на широте наблюдений массива RAPID, т.е., прежде всего, отражает изменчивость АМОЦ на  $26.5^\circ$  с.ш. Временной лаг между усилением конвекции в субполярных морях и возможной интенсификацией конвейера АМОЦ на  $26.5^\circ$  с.ш. определяется временем распространения сигнала от области конвекции по всему субполярному бассейну и далее по северной Атлантике. Если баротропная составляющая такого сигнала достигает широты разреза RAPID в течение нескольких месяцев, то распространение бароклинной составляющей занимает годы—первые десятки лет [30, 49]. То же самое касается изменчивости АМОЦ, связанной с изменчивостью интенсивности апвеллинга в Южном океане.

Для определения степени взаимосвязи при различных интервалах запаздывания отклика АМОЦ был проведен кросс-корреляционный анализ. Наличие и характер взаимосвязи определялись по наличию значимых положительных коэффициентов корреляции (рис. 3), т.к. ожидается, что усиление интенсивности глубокой конвекции (или апвеллинга) приведет к усилению интенсивности АМОЦ. Временная задержка сигнала определялась по лагу максимального положительного коэффициента кросс-корреляции (табл. 1). Графики показывают, что значимый отклик АМОЦ иногда имеет выраженный пик (рис. 3б, 3в), а иногда максимум кросс-корреляционной функции размыт по некоторому диапазону временных лагов (рис. 3а, 3г). Последнее говорит либо о возможной нелинейной связи, либо о наличии нескольких примерно равнозначных механизмов взаимосвязи с различным временным откликом, либо о параллельном влиянии других факторов на изменчивость АМОЦ.

Кросс-корреляции показывают вероятное наличие связи ансамблевого индекса АМОЦ с каждым из предполагаемых факторов контроля. Наиболее тесная связь наблюдается с интенсивностью конвекции в Гренландском море (коэффициент корреляции 0.8), однако отрицательный лаг при этом пике ( $-4$  года, рис. 3в и табл. 1) говорит скорее о влиянии АМОЦ на глубокую конвекцию в Гренландском море на декадных временных масштабах, а не наоборот. Эти результаты подтверждаются недавними исследованиями о доминирующем влиянии межгодовой изменчивости адвекции атлантических вод на изменчивость стратификации Северо-Европейского бассейна и далее



**Рис. 3.** Кросс-корреляционная функция индекса АМОЦ и предполагаемых механизмов контроля: (а) – интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор (ГКЛ), (б) – интенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера (ГКИ), (в) – интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море (ГКГ), (г) – интенсивности интегрального апвеллинга в Южном океане (А). Положительный лаг указывает на запаздывание отклика АМОЦ относительно исследуемого фактора изменчивости. Доверительные интервалы (горизонтальные линии) приведены для 95% уровня значимости.

Гренландского моря, а также на интенсивность конвекции в Гренландском море [13, 15, 52].

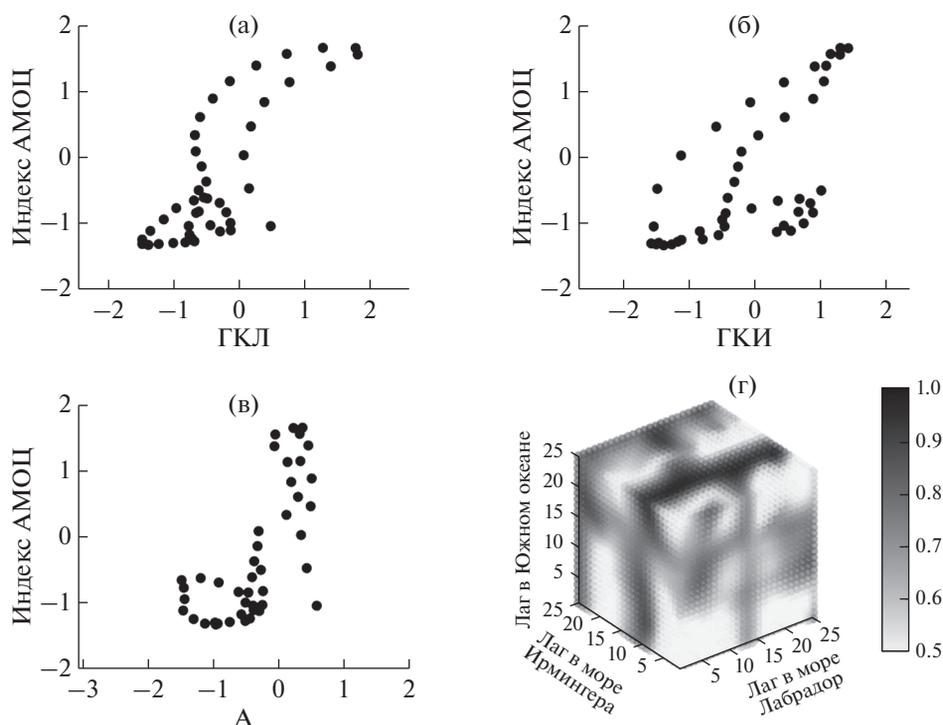
Значимые положительные коэффициенты корреляции индекса АМОЦ и глубокой конвекции в море Лабрадор наблюдаются при запаздывании изменчивости АМОЦ на 4–16 лет при максимальном значении 0.7 для лага 13 лет (рис. 3а и табл. 1). Последнее значение соответствует оценке времени распространения лабрадорских вод от областей конвекции по всему морю Лабрадор и далее с Глубинным западным пограничным течением на юг, до тропических широт, где расположен разрез RAPID [49].

Наблюдается достаточно выраженный значимый положительный отклик индекса АМОЦ и на изменчивость глубокой конвекции в море Ир-

мингера, причем для сравнительно узкого интервала положительных лагов (6–11 лет). Максимальное значение коэффициента кросс-корреляции составляет 0.6 при лаге 9 лет (рис. 3б и табл. 1). Более быстрый и выраженный отклик, по сравнению с глубокой конвекцией в море Лабрадор, может указывать на то, что промежуточная водная масса, сформированная в море Ирмингера, быстрее попадает в открытую часть Атлантического бассейна. Возможное наложение эффекта квази-синхронной изменчивости глубокой конвекции в море Ирмингера и в море Лабрадор [11, 43], а также смешение этих вод при формировании уходящей на юг лабрадорской водной массы [5] ведут к размыванию связи АМОЦ и интенсивности конвекции в море Лабрадор. Наибольшие положительные корреляции индекса АМОЦ с апвеллингом в

**Таблица 1.** Максимальные коэффициенты кросс-корреляции интенсивности АМОЦ и интенсивности глубокой конвекции (ГК)/апвеллинга и соответствующие временные лаги (годы)

Механизм	Коэффициент корреляции	Временной лаг (годы)
ГК в море Лабрадор (ГКЛ)	0.7	13
ГК в море Ирмингера (ГКИ)	0.6	9
ГК в Гренландском море (ГКГ)	0.8	–4
Апвеллинг в Южном океане (А)	0.5	15



**Рис. 4.** (а–в) – Диаграммы рассеяния индекса АМОЦ и предполагаемых механизмов контроля: (а) – индекса интенсивности конвекции в море Лабрадор, (б) – индекса интенсивности конвекции в море Ирмингера, (в) – нормированной интегральной интенсивности апвеллинга в Южном океане. (г) – Коэффициенты детерминации регрессионной модели индекса АМОЦ при разных временных лагах (годы) относительно значений предикторов. Положительные значения лагов говорят о задержке изменения интенсивности АМОЦ относительно изменения значения предиктора.

Южном океане были получены при лагах 10–20 лет (рис. 3г). Максимальное значение коэффициента кросс-корреляции (0.5) достигается при лаге 15 лет (табл. 1).

Результаты проведенного нами кросс-корреляционного анализа позволяют предположить, что интенсивность глубокой конвекции в морях Субполярного круговорота (Лабрадор и Ирмингера) является более эффективным механизмом контроля долгопериодной изменчивости АМОЦ в северной Атлантике по сравнению с апвеллингом в Южном океане, по крайней мере, на десятилетних временных масштабах. Для анализа относительного вклада каждого механизма в изменчивость АМОЦ был проведен регрессионный анализ согласно методике [4]. Учитывая предшествующий вывод об отсутствии выраженного влияния интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море на интенсивность АМОЦ, индекс конвекции в Гренландском море далее не использовался. Вид диаграмм рассеяния (рис. 4а–4в) и высокие коэффициенты линейной корреляции параметров позволяют аппроксимировать зависимость интенсивности АМОЦ от интенсивности глубокой конвекции или апвеллинга линейной регрессионной моделью. В то же время, в фазовом пространстве параметров (рис. 4а–4в)

наблюдаются цикличности, которые могут говорить о наличии механизмов обратных связей между параметрами. В качестве базовой модели использовалось линейное уравнение регрессии при сдвиге временных рядов на лаг, соответствующий максимальному коэффициенту кросс-корреляции. Анализ чувствительности регрессионной модели к изменчивости временных лагов проводился путем последовательного перебора различных временных лагов каждого из предикторов модели (независимые переменные) в пределах, ограниченных высокими значениями коэффициентов кросс-корреляции между этими предикторами и предиктантом (искомая функция). Из интервала лагов (рис. 4г) выбор оптимального времени задержки сигнала АМОЦ относительно каждого из предиктантов определялся максимальным коэффициентом детерминации, а при близких по значению коэффициентах детерминации – минимальной дисперсией остатков (табл. 2). Результаты показали устойчивость параметров регрессионной модели к наличию пропусков отрезков исходного ряда (рис. 5).

Результаты регрессионного анализа, в целом, неплохо соответствуют результатам кросс-корреляционного анализа (табл. 1 и 2). Оптимальная задержка изменчивости АМОЦ относительно ин-

**Таблица 2.** Статистические характеристики регрессионной модели при разных лагах предикторов (в годах): ГКЛ – интенсивность глубокой конвекции в море Лабрадор, ГКИ – интенсивность глубокой конвекции в море Ирмингера, А – интенсивность апвеллинга в Южном океане. Показан только диапазон лагов предикторов, для которых модель дает высокие коэффициенты детерминации. Темно-серым цветом отмечены строки с максимальными коэффициентами детерминации ( $R^2$ ) при малой дисперсии остатков (ДО)

лаг ГКЛ	лаг ГКИ	лаг А	ГКЛ	ГКИ	А	$R^2$	ДО
2.00	9.00	25.00	0.06	0.68	0.40	0.96	0.10
3.00	9.00	24.00	0.11	0.63	0.38	0.95	0.09
3.00	9.00	25.00	0.11	0.66	0.40	0.96	0.24
4.00	9.00	24.00	0.14	0.62	0.36	0.96	0.09
4.00	9.00	25.00	0.14	0.64	0.38	0.97	0.09
5.00	9.00	24.00	0.15	0.63	0.34	0.96	0.10
5.00	9.00	25.00	0.16	0.64	0.36	0.97	0.11
6.00	9.00	24.00	0.15	0.64	0.32	0.96	0.19
6.00	9.00	25.00	0.15	0.65	0.34	0.97	0.18
6.00	10.00	25.00	0.18	0.68	0.16	0.95	0.11
7.00	9.00	24.00	0.13	0.65	0.30	0.96	0.11
7.00	9.00	25.00	0.13	0.66	0.32	0.96	0.11
7.00	10.00	25.00	0.19	0.69	0.13	0.96	0.18
8.00	9.00	24.00	0.11	0.66	0.30	0.95	0.16
8.00	9.00	25.00	0.10	0.68	0.33	0.96	0.13
8.00	10.00	25.00	0.20	0.69	0.09	0.96	0.12
9.00	9.00	24.00	0.08	0.66	0.31	0.95	0.21
9.00	9.00	25.00	0.06	0.69	0.35	0.95	0.34

тенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера составляет 9 лет, что совпадает со значением лага для максимального коэффициента кросс-корреляции. В уравнении множественной регрессии наибольшее значение коэффициента при слагаемом, характеризующем глубокую конвекцию в море Лабрадор, получено при запаздывании изменчивости АМОЦ на 2–9 лет. Время задержки изменчивости АМОЦ относительно интенсивности апвеллинга в Южном океане составляет 24–25 лет. Единственно это значение существенно отличается от лага, полученного при парном кросс-корреляционном анализе. Максимальный коэффициент детерминации (0.97) при минимальной дисперсии остатков (табл. 2) достигается при следующих параметрах регрессионной модели:

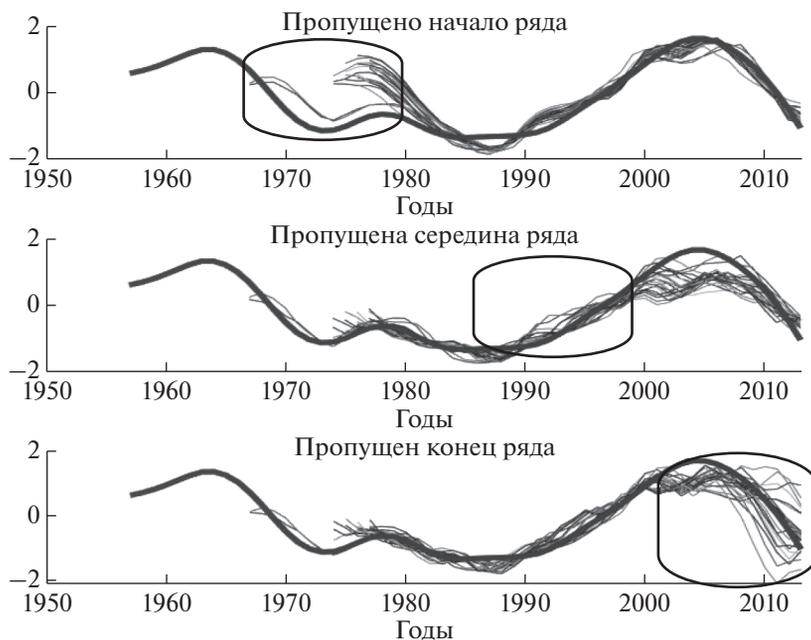
$$I_{\text{АМОЦ}}(t) = 0.14 \cdot \text{ГКЛ}(t-4) + 0.64 \cdot \text{ГКИ}(t-9) + 0.38 \cdot \text{А}(t-25), \quad (1)$$

где  $t$  – время (годы),  $I_{\text{АМОЦ}}$  – индекс АМОЦ,  $\text{ГКЛ}$  – индекс интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор,  $\text{ГКИ}$  – индекс интенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера,  $\text{А}$  – интенсивность апвеллинга в Южном океане.

При ограничении коэффициентов детерминации регрессионной модели минимальным значением 0.95 пределы изменчивости коэффи-

циента регрессии для глубокой конвекции в море Ирмингера составляют 0.62–0.69. Коэффициент регрессии для апвеллинга в Южном океане составляет примерно половину от вклада конвекции в море Ирмингера и, при подавляющем большинстве лагов, колеблется в пределах 0.30–0.40. Коэффициент регрессии для глубокой конвекции в море Лабрадор низок и меняется в пределах 0.06–0.20.

Для глубокой конвекции в море Ирмингера не было получено значимой корреляции с остальными предикторами. Значение же регрессионного коэффициента при глубокой конвекции в море Лабрадор могло быть искажено (см. [4]) в связи с перераспределением весов коэффициентов регрессии из-за невысокой, но значимой коррелированности интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор и апвеллинга в Южном океане (коэффициент корреляции – 0.4). С этим также могла быть связана разница диапазонов оптимальных лагов между взаимной изменчивостью интенсивности апвеллинга в Южном океане и интенсивности АМОЦ при парной корреляции параметров и в модели множественной регрессии. Возможное занижение моделью влияния глубокой конвекции в море Лабрадор на АМОЦ дополнительно исследовалось с помощью ридж-регрессии, которую рекомендуют использовать



**Рис. 5.** Ансамблевый индекс АМОЦ (жирная линия) и смоделированный индекс АМОЦ при расчете регрессии для временного ряда с пропущенными значениями. Средний квадрат разности между результатом регрессионной модели и исходным рядом представлен в графе “ДО” в табл. 2.

при коррелированности предикторов модели. В ридж-регрессии накладываются ограничения на значения коэффициентов регрессии путем минимизирования функционала, в который добавлены дополнительные весовые функции, пропорциональные произведению квадратов коэффициентов регрессии на параметр “штрафа” (см. подробнее в [4]). Учет “штрафа” снижает возможную неустойчивость коэффициентов коррелированных предикторов модели. Однако и в ридж-регрессии коэффициент регрессии при интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор не превышал 0.17.

Анализ устойчивости связи АМОЦ с каждым из предикторов проверялся также методом поша-

говой множественной регрессии (табл. 3). Результаты показали, что при использовании в качестве предиктора интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор, как отдельно, так и в сочетании с апвеллингом в Южном океане, коэффициент детерминации регрессионной модели, при оптимальных временных лагах, составляет около 0.5. При использовании в качестве предиктора только интенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера коэффициент детерминации увеличивается до 0.83. При дальнейшем дополнении списка предикторов интенсивностью глубокой конвекции в море Лабрадор коэффициент детерминации повышается незначительно – до 0.89. Если же в список предикторов вводится интенсивность апвеллинга в Южном океане, то коэффи-

**Таблица 3.** Коэффициенты пошаговой множественной регрессионной модели АМОЦ и коэффициент детерминации при различных комбинациях предикторов

Регрессионная модель (предикторы)	Апвеллинг в Южном океане	Конвекция в море Ирмингера	Конвекция в море Лабрадор	Коэффициент детерминации ( $R^2$ )
№ 1 (Лабрадор)			0.66	0.47
№ 2 (Ирмингера–Лабрадор)		0.63	0.28	<b>0.89</b>
<b>№ 3 (апвеллинг-Ирмингера–Лабрадор)</b>	<b>0.34</b>	<b>0.65</b>	<b>0.15</b>	<b>0.97</b>
№ 4 (апвеллинг-Ирмингера)	0.39	0.71		<b>0.95</b>
№ 5 (Ирмингера)		0.75		<b>0.83</b>
№ 6 (апвеллинг-Лабрадор)	0.27		0.57	0.52

коэффициент детерминации вырастает до 0.95. Максимальный коэффициент детерминации достигается при использовании всех трех предикторов и составляет 0.97. Таким образом, изменчивость интенсивности глубокой конвекции в море Лабрадор характеризуется не более 20% изменчивости АМОЦ, а решающий вклад вносит конвекция в море Ирмингера.

## ВЫВОДЫ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В нашей работе проведен анализ временной изменчивости АМОЦ и предполагаемых механизмов, контролирующих эту изменчивость: интенсивности глубокой конвекции в морях Лабрадор, Гренландском и Ирмингера, а также ветрового апвеллинга в Южном океане. Изменчивость исследовалась на характерных масштабах порядка десяти и более лет. Для решения этой задачи, в соответствии с работами [19, 21], временной ряд АМОЦ был продлен с помощью индексов назад до 1950 г. Результаты свидетельствуют о значительной междекадной изменчивости интенсивности АМОЦ.

Результаты кросс-корреляционного и регрессионного анализов свидетельствуют, что только два из предполагаемых механизмов контроля вносят значимый вклад в изменчивость АМОЦ в северной Атлантике — глубокая конвекция в море Ирмингера и ветровой апвеллинг в Южном океане. Причем влияние первого фактора примерно в два раза превосходит влияние второго. Дальнейший анализ показал устойчивость полученных результатов.

Гипотеза о ключевом влиянии глубокой конвекции в море Ирмингера на изменчивость интенсивности АМОЦ была впервые сформулирована в работе [37] (см. также [43]). Авторами [37] исследовались результаты почти 2 лет натурных наблюдений на 53° с.ш. Результаты показали, что именно изменчивость интенсивности формирования глубинных водных масс моря Ирмингера повлияла на интенсивность АМОЦ в исследуемый период, а формирование лабradorской водной массы практически не сказалось на АМОЦ. Наши результаты (формула (1)), полученные на несравнимо большем временном интервале, убедительно свидетельствуют о справедливости этой гипотезы.

Механизмы влияния на АМОЦ конвекции в море Ирмингера, которая развивается не столь интенсивно, как в море Лабрадор, пока не до конца ясны. На основании наблюдений характера распространения на юг аномалий температуры, солёности, биогенных веществ, концентрации хлорфторуглеродов некоторые исследователи указывали на доминирующий вклад лабradorской водной массы в изменчивость характеристик вод

Глубинного западного пограничного течения [25, 39]. Однако “лабradorские воды” на самом деле представляют собой смешение вод, сформированных как в результате конвекции в море Лабрадор, так и в море Ирмингера [5]. Более того, значительная часть сформированных в море Лабрадор глубинных вод, прежде чем уносится на юг Глубинным западным пограничным течением, рециркулирует в Субполярном круговороте, проходя через море Ирмингера [8, 49, 62]. На южной границе моря Лабрадор и в море Ирмингера эти воды модифицируются, что снижает непосредственное влияние глубокой конвекции в море Лабрадор на верхнюю ячейку АМОЦ. Помимо конвекции, роль моря Ирмингера может быть связана с механизмом формирования глубинных вод АМОЦ за счет увеличения плотности промежуточных вод Северо-Атлантического течения при их движении на запад через Исландскую котловину, хребет Рейкьянес и котловину моря Ирмингера [9, 10].

Нами также было показано, что изменчивость АМОЦ опережает изменчивость интенсивности конвекции в Гренландском море. Это позволяет предположить, что АМОЦ оказывает влияние на интенсивность конвекции в этом районе, а не наоборот (см. также [13]). Причиной относительно слабой обратной связи может служить относительно мелководность порогов Фареро-Шетландского и Датского проливов, где гренландская водная масса, распространяясь от мест своего формирования, активно перемешивается с приходящими с юга атлантическими водами. В самом деле, как было показано в модельном исследовании [11], многолетняя изменчивость характеристик и расхода глубинных вод через Датский пролив невелика. Это может сводить на нет сравнительно небольшую изменчивость термохалинных характеристик гренландских вод (связанную с изменчивостью интенсивности конвекции), а следовательно, и их влияние на изменчивость циркуляции глубинных вод южнее порогов.

Выбор предикторов проведенного нами статистического анализа связан с представлением об основных факторах изменчивости АМОЦ [33, 43, 57, 60], а также о доминирующем влиянии, по крайней мере, на междекадных временных масштабах, внутренних механизмов в системе Атлантический—Южный океаны на динамику АМОЦ по сравнению с факторами, определяющими интенсивность глобального конвейера в Тихом и Индийском океанах. Многочисленные рециркуляции и существенная роль вихревой динамики в распространении вод АМОЦ [36] должны приводить к снижению эффективности передачи бароклинных сигналов от удаленных источников. Об этом свидетельствуют и результаты модельных экспериментов [47, 59]. При этом на значительно больших временных масштабах, чем рас-

смотренные в этой статье, удаленные форсинги могут начинать играть определенную роль в динамике АМОЦ.

В работе также упомянуты далеко не все многочисленные процессы, участвующие в динамике АМОЦ в самой Атлантике. Акцент сделан на основных источниках энергии, приводящих конвейер в движение [60]. Вихревой перенос, медленное поднятие вод в тропических областях океана в результате диапикнического перемешивания и другие процессы, замыкающие локальные балансы массы в различных частях глобального океанического конвейера [6, 18, 38, 39], по нашему мнению, представляют собой вторичные распределенные процессы, имеющие подчиненный характер по сравнению с выделенными факторами. Существенным аргументом в пользу достоверности наших результатов служит и тот факт, что наблюдаемое время распространения аномалий глубинных вод от областей конвекции до широты наблюдений системы RAPID [30, 49] соответствует временным лагам, полученным нами в регрессионном анализе.

Несмотря на все приведенные выше аргументы, сложность циркуляции и множественность факторов, оказывающих влияние на интенсивность глобального конвейера, требует дальнейшего подробного исследования физических механизмов распространения сигнала от областей глубокой конвекции и апвеллинга по системе АМОЦ для более полной верификации полученных нами статистических взаимосвязей.

**Источники финансирования.** Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Санкт-Петербургского государственного университета № 75295423.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В. Индексы межгодовой изменчивости глубокой конвекции в субполярных морях северной Атлантики и Северного Ледовитого океана // Материалы докладов “Моря России: наука, безопасность, ресурсы”. 2018. 24–28 сентября 2018, Севастополь. С. 211–212.
2. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В. и др. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 7. С. 184–194.
3. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В. и др. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 1. С. 191–201.
4. Вучков И., Бояджијева Л., Солаков Е. Прикладной линейный регрессионный анализ / Пер. с болг. М.: Финансы и статистика, 1987. 239 с.
5. Гладышев С.В., Гладышев В.С., Фалина А.С. и др. Зимняя конвекция в море Ирмингера в 2004–2014 гг. // Океанология. 2016. Т. 56. № 3. С. 353–363.
6. Кошляков М.Н., Тараканов Р.Ю. Перенос воды через субантарктический фронт и глобальный океанский конвейер // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 773–787.
7. Ланно С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеиздат, 1984. С. 125–129.
8. Сарафанов А.А., Соков А.В., Фалина А.С. Потепление и осолонение Лабрадорской водной массы и глубинных вод в субполярной Северной Атлантике // Океанология. 2009. Т. 49. № 2. С. 209–221.
9. Сарафанов А.А., Фалина А.С., Соков А.В. Многолетние изменения характеристик и циркуляции глубинных вод на севере Атлантического океана: роль региональных и внешних факторов // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 4. С. 470–473.
10. Фалина А.С., Сарафанов А.А. О формировании нижнего звена меридиональной термохалинной циркуляции вод Северной Атлантики // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 6. С. 710–714.
11. Филошкин Б.Н., Мошонкин С.Н., Мысленков С.А. и др. Моделирование многолетней и сезонной изменчивости расхода вод придонного течения в Датском проливе // Океанология. 2013. Т. 53. № 6. С. 725–736.
12. Bashmachnikov I.L. Indices of deep ocean convection in the subpolar North Atlantic // Conference presentation materials “Forum for Arctic Modeling & Observational Synthesis”. 24–26 October 2018, Bergen. P. 1. [http://science.whoi.edu/users/aproshtutinsky/2018\\_FAMOS\\_Meeting/POSTERS/D06.pdf](http://science.whoi.edu/users/aproshtutinsky/2018_FAMOS_Meeting/POSTERS/D06.pdf).
13. Bashmachnikov I.L., Fedorov A.M., Golubkin P.A. et al. Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea // Deep Sea Res., Part I. 2021. V. 174. Art. 103557. P. 1–20.
14. Böning C.W., Bryan F.O., Holland W.R. et al. Deep-water formation and the meridional overturning in a high-resolution model of the North Atlantic // J. of Physical Oceanography. 1996. V. 26. № 7. P. 1142–1164.
15. Brakstad A., Våge K., Håvik L. et al. Water mass transformation in the Greenland Sea during the period 1986–2016 // J. of Physical Oceanography. 2019. V. 49. № 1. P. 121–140.
16. Broecker W.S. The great ocean conveyor // Oceanography. 1991. V. 4. № 2. P. 79–89.
17. Broecker W. S. The biggest chill // Global Climate Change Linkages: Acid Rain, Air Quality, and Stratospheric Ozone. New York: Elsevier, 1987. P. 13–22.
18. Buckley M.W., Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review // Rev. Geophys. 2016. V. 54. № 1. P. 5–63.
19. Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A. et al. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning

- circulation // *Nature*. 2018. V. 556. № 7700. P. 191–196.
20. *Chafik L., Rossby T.* Volume, heat, and freshwater divergences in the Subpolar North Atlantic suggest the Nordic Seas as key to the state of the Meridional Overturning Circulation // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. № 9. P. 4799–4808.
  21. *Chen X., Tung K.K.* Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation // *Nature*. 2018. V. 559. № 7714. P. 387–391.
  22. *Cunningham S.A., Baringer M., Johns B. et al.* The present and future system for measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation and heat transport // *Proceedings of OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society (Vol. 2)*, 21–25 September 2009, Venice. 16 p.
  23. *Drijfhout S.* Competition between global warming and an abrupt collapse of the AMOC in Earth's energy imbalance // *Sci. Rep.* 2015. V. 1. № 5. P. 1–12.
  24. *Fedorov A.M., Bashmachnikov I.L.* Accuracy of the deep convection intensity from a limited number of casts // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2020. № 92. P. 101164.
  25. *Flato G., Marotzke J., Abiodun B. et al.* Evaluation of Climate Models // *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, NY: Cambridge University Press, 2014. P. 741–866.
  26. *Gleckler P.J., Taylor K.E., Doutriaux C.* Performance metrics for climate models // *J. Geophys. Res.: Atmos.* 2008. V. 113. № 6. P. 1–20.
  27. *Gorry P.A.* General least-squares smoothing and differentiation of nonuniformly spaced data by the convolution method // *Anal. Chem.* 1990. V. 62. № 6. P. 570–573.
  28. *Huang C., Xu Y.* Spatial and seasonal variability of global ocean diapycnal transport inferred from Argo profiles // *J. Oceanol. Limnol.* 2019. V. 37. № 2. P. 498–512.
  29. *Johns W.E., Baringer M.O., Beal L.M. et al.* Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5° N // *J. Clim.* 2011. V. 24. № 10. P. 2429–2449.
  30. *Johnson H.L., Cessi P., Marshall D.P. et al.* Recent contributions of theory to our understanding of the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2019. V. 124. № 8. P. 5376–5399.
  31. *Kanzow T., Cunningham S.A., Johns W.E. et al.* Seasonal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5° N // *J. Clim.* 2010. V. 23. № 21. P. 5678–5698.
  32. *Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P. et al.* Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // *Deep Sea Res., Part II*. 1999. V. 46. № 1–2. P. 109–138.
  33. *Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M. et al.* On the driving processes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Rev. Geophys.* 2007. V. 45. № 2. P. 1–32.
  34. *Kunze E.* The internal-wave-driven Meridional Overturning Circulation // *J. of Physical Oceanography*. 2017. V. 47. № 11. P. 2673–2689.
  35. *Lockwood J.G.* Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations: A review // *International J. of Climatology*. 2001. V. 21. № 9. P. 1153–1179.
  36. *Lozier M.S.* Deconstructing the conveyor belt // *Science*. 2010. V. 328. № 5985. P. 1507–1511.
  37. *Lozier M.S., Li F., Bacon S. et al.* A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic // *Science*. 2019. V. 363. № 6426. P. 516–521.
  38. *Lumpkin R., Speer K.* Global Ocean Meridional Overturning // *J. of Physical Oceanography*. 2007. V. 37. № 10. P. 2550–2562.
  39. *Marshall J., Speer K.* Closer of the Meridional Overturning Circulation through Southern Ocean upwelling // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. № 3. P. 171–180.
  40. *McCarthy G.D., Brown P.J., Flagg C. N. et al.* Sustainable observations of the AMOC: methodology and technology // *Rev. Geophys.* 2020. V. 58. № 1. P. 1–34.
  41. *McCarthy G.D., Smeed D.A., Johns W.E. et al.* Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26° N // *Prog. Oceanogr.* 2015. V. 130. P. 91–111.
  42. *Orfanidis S.J.* *Introduction to Signal Processing* / Orfanidis S.J., Prentice Hall, 1996. 798 p.
  43. *Petit T., Lozier M.S., Josey S.A. et al.* Atlantic Deep Water formation occurs primarily in the Iceland Basin and Irminger Sea by local buoyancy forcing // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 47. № 22. P. 1–9.
  44. *Pickart R.S., Spall M.A.* Impact of Labrador Sea convection on the North Atlantic Meridional Overturning Circulation // *J. of Physical Oceanography*. 2007. V. 37. № 9. P. 2207–2227.
  45. *Rahmstorf S., Box J.E., Feulner G. et al.* Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean Overturning Circulation // *Nat. Clim. Change*. 2015. V. 5. № 5. P. 475–480.
  46. *Rayner D., Hirschi J.J.M., Kanzow T. et al.* Monitoring the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Deep Sea Res., Part II*. 2011. V. 58. № 17–18. P. 1744–1753.
  47. *Renold M., Raible C.C., Yoshimori M. et al.* Simulated resumption of the North Atlantic Meridional Overturning Circulation – Slow basin-wide advection and abrupt local convection // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. № 1–2. P. 101–112.
  48. *Rhein M., Kieke D., Hüttel-Kabus S. et al.* Deep water formation, the Subpolar Gyre, and the Meridional Overturning Circulation in the subpolar North Atlantic // *Deep Sea Res., Part II*. 2011. V. 58. № 17–18. P. 1819–1832.
  49. *Rhein M., Kieke D., Steinfeldt R.* Advection of North Atlantic Deep Water from the Labrador Sea to the Southern Hemisphere // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120. № 4. P. 2471–2487.
  50. *Rossby T., Reverdin G., Chafik L. et al.* A direct estimate of poleward volume, heat, and freshwater fluxes at 59.5° N between Greenland and Scotland // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2017. V. 122. № 7. P. 5870–5887.
  51. *Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al.* Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2012. V. 117. № C01014. P. 1–22.

52. *Selyuzhenok V., Bashmachnikov I., Ricker R. et al.* Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. № 2. P. 477–495.
53. *Smeed D.A., Josey S. A., Beaulieu C. et al.* The North Atlantic Ocean is in a state of reduced overturning // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. № 3. P. 1527–1533.
54. *Srokosz M., Baringer M., Bryden H. et al.* Past, present, and future changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012. V. 93. № 11. P. 1663–1676.
55. *Stommel H.* The abyssal circulation // *Deep Sea Research*. 1958. V. 5. P. 80–82.
56. *Talley L.D.* Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget // *J. of Physical Oceanography*. 2003. V. 33. № 3. P. 530–560.
57. *Toggweiler J.R., Samuels B.* On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing // *J. of Physical Oceanography*. 1998. V. 28. № 9. P. 1832–1852.
58. *Tomczak M., Large D.G.B.* Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the eastern Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № C11. P. 16141–16149.
59. *Vellinga M., Wu P.* Relations between northward ocean and atmosphere energy transports in a coupled climate model // *J. Clim.* 2008. V. 21. № 3. P. 561–575.
60. *Visbeck M.* Power of pull // *Nature*. 2007. V. 447. № 7143. P. 383–383.
61. *Willis J.K.* Can in situ floats and satellite altimeters detect long-term changes in Atlantic Ocean Overturning? // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 6. P. 1–5.
62. *Yashayaev I.* Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Prog. Oceanogr.* 2007. V. 73. № 3–4. P. 242–276.
63. *Zhang R.* Latitudinal dependence of Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) variations // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. № 16. P. 1–6.

## On the Mechanisms of Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)

D. A. Kuznetsova<sup>a</sup>, I. L. Bashmachnikov<sup>a, b, #</sup>

<sup>a</sup>*St. Petersburg State University, SPbSU, St. Petersburg, Russia*

<sup>b</sup>*Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre, St. Petersburg, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: i.bashmachnikov@spbu.ru*

In this study we investigate a relationship between the long-term variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) and the variability of the intensity of deep convection in the Greenland, Labrador, and Irminger seas, as well as the intensity of the wind induced upwelling in the Southern Ocean. This goal is achieved extending AMOC time series back to the 1950s using the ensemble proxy index. The temporal variability of the intensity of deep convection over the 60-year study period is estimated using indices of deep convection, and of the upwelling in the Southern Ocean is estimated via the mean intensity of the Ekman transport divergence. The contribution of each of these processes is assessed using cross-correlation and multiple regression analyses. The results suggest that, during the recent decades, only two of the proposed control mechanisms contribute significantly to the AMOC variability in the North Atlantic – deep convection in the Irminger Sea and wind upwelling in the Southern Ocean. Furthermore, the intensity of convection in the Irminger Sea shows the largest impact.

**Keywords:** the Atlantic Meridional Overturning Circulation, North Atlantic, deep convection, upwelling in the Southern Ocean

УДК 551.465

## ВЛИЯНИЕ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ТЕЧЕНИЯ НА ВОДООБМЕН В БЕРИНГОВОМ ПРОЛИВЕ ПО СПУТНИКОВЫМ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. В. Р. Жук<sup>1, 2, \*</sup>, А. А. Кубряков<sup>1</sup><sup>1</sup>Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия<sup>2</sup>Севастопольский государственный университет, Севастополь, Россия

\*e-mail: zhuk.vladislav@ya.ru

Поступила в редакцию 07.12.2020 г.

После доработки 12.03.2021 г.

Принята к публикации 08.04.2021 г.

На основе измерений спутниковых альтиметров за 1993–2016 гг. исследована сезонная и межгодовая изменчивость водообмена в Беринговом проливе и его связь с арктической циркуляцией. Интенсификация северных течений в проливе наблюдается с апреля по август, когда их средняя скорость составляет около 25 см/с. В сентябре–ноябре наблюдается резкое ослабление скорости, а в некоторые годы — смена течения на южное со среднемесячными скоростями до 10 см/с. На межгодовых масштабах наблюдается два выраженных минимума интенсивности северных течений в 2002–2003 и 2012–2013 гг. Эти минимумы связаны с усилением Восточно-Сибирского течения (также известного как Сибирское прибрежное), которое в некоторые годы распространяется далеко на восток и проникает в Берингов пролив. В результате в западной части пролива возникает южное течение, которое частично блокирует поступление тихоокеанских вод в Арктику. Двухнаправленная структура течений наблюдается по спутниковым измерениям температуры, которые фиксируют проникновение холодных арктических вод в пролив в осенний период. Исследования взаимосвязи водообмена с полем ветра показали, что причиной усиления Восточно-Сибирского течения является интенсификация северо-западных ветров к северу от Новосибирских островов, которое, по-видимому, приводит к усилению восточного переноса вод из моря Лаптевых.

**Ключевые слова:** Берингов пролив, спутниковая альтиметрия, водообмен, Восточно-Сибирское течение, сезонная и межгодовая изменчивость, Чукотское море, тихоокеанские воды

DOI: 10.31857/S0030157421060174

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Чукотское море является воротами между Тихим и Северным Ледовитым океанами. Течения в этом окраинном море играют большую роль в формировании гидрологических характеристик Восточной Арктики. Поток тихоокеанских вод через Берингов пролив в Чукотское море составляет около 30000 км<sup>3</sup> [2]. Поступления соленых вод Тихого океана значительно влияют на солевой баланс и halineю структуру Арктики [1, 26], во многом определяя особенности ее динамики, в частности, интенсивность антициклонической циркуляции в тихоокеанском секторе Арктики (круговорот Бофорта) [1, 26]. Летом и в начале осени более теплые потоки через Берингов пролив способствуют как таянию льда, так и задержке пакового льда в Чукотском море [20]. Кроме этого, тихоокеанские воды являются важнейшим источником питательных веществ, и их поступле-

ние значительно влияет на экосистему Чукотского моря и восточной Арктики в целом [22].

Поток вод из Берингова пролива, его межгодовая изменчивость и физические причины исследовались в большом количестве работ, основанных на контактных измерениях, в том числе на основе данных заякоренных буев [6, 25–27] и численном моделировании [3, 8, 14, 19]. Однако большинство этих работ сосредоточено в американском (восточном) секторе пролива [6, 25, 26, 30]. В то же время данных о динамике течений в евразийском секторе пролива крайне мало. Исключением является результат совместного российско-американского эксперимента RUSALCA [27]. Исследования течений в проливе на основе гидрологических измерений, данных ADCP и заякоренных буев показывают, что геострофические течения, связанные с резким градиентом солености между восточной и западной частями пролива, вносят существенный вклад в транспорт вод через про-

лив. Таким образом, с определенной точностью скорости течения в проливе могут быть оценены с помощью геострофического приближения, согласно [7, 26, 27].

Мнения насчет основных факторов, определяющих интенсивность потоков через Берингов пролив, также разнятся. Большинство исследователей исторически связывают эту изменчивость с действием ветра непосредственно над проливом, непостоянство которого определяется перестройкой крупномасштабных атмосферных полей [9, 25, 26, 28, 29] и которое формирует разницу давлений в проливе [28, 29]. При этом считалось, что определяющее влияние на транспорт вод через пролив оказывает динамика Тихого океана, где изменчивость северных ветров определяет интенсивность потока тихоокеанских вод [9].

В то же время в недавней работе [14] авторы, основываясь на данных гравиметрических измерений спутника Ggase, показали, что важнейшее влияние на эти потоки оказывает динамика Восточно-Сибирского моря, которая формирует поле уровня к северу от пролива. Эти результаты впервые продемонстрировали значительное влияние арктической циркуляции на водообмен с Тихим океаном. Позже они были подтверждены модельными расчетами [13], в которых авторы указывают, что важное влияние на транспорт через пролив на больших временных масштабах оказывает атмосферная циркуляция над Восточно-Сибирским морем. Авторы также предположили, что основным фактором, влияющим на динамику пролива, являются шельфовые волны, распространяющиеся из Восточно-Сибирского моря. Таким образом, в настоящее время предположения о механизмах влияния ветра и арктической циркуляции на изменчивость потоков через Берингов пролив разнятся.

Современные альтиметрические данные предоставляют регулярную информацию о полях уровня и геострофических течениях в океане и позволяют получить дополнительную информацию о пространственно-временной изменчивости динамики арктических морей. Ряд исследователей показывает, что геострофическая компонента скорости играет важную роль в изменчивости течений в Беринговом проливе [7, 26, 27], что позволяет использовать альтиметрические данные для оценки изменчивости потоков в нем. Эти данные впервые были использованы для оценки транспорта через Берингов пролив в работе [7]. Однако главные выводы этой работы не затрагивают влияния динамики Арктики на поток тихоокеанских вод, важность которого была показана в более новых исследованиях [13, 14]. К тому же стал доступен больший временной диапазон данных, что позволит дополнить имеющуюся информацию. Альтиметрические измерения также

были использованы в недавних работах для исследования особенностей течений в предпроливных зонах и центральной части Берингова моря [5, 15] и их влияния на перенос примеси.

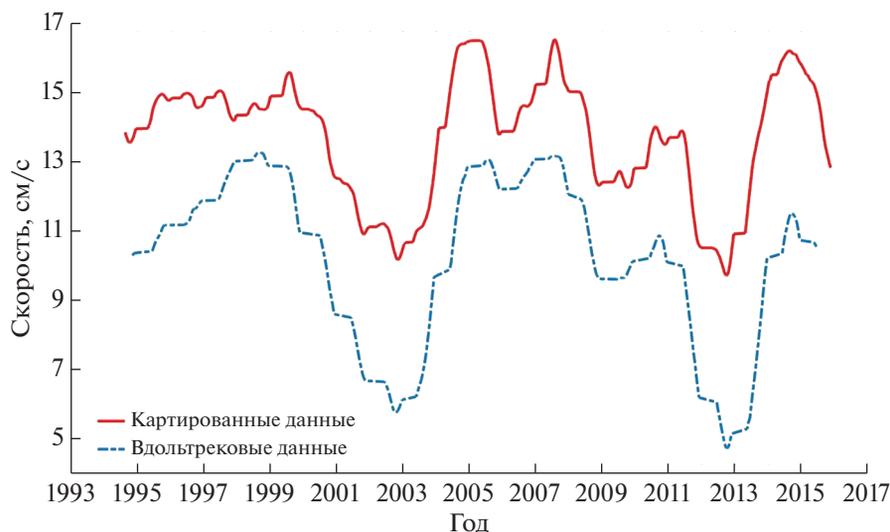
В настоящей работе впервые, на основе анализа альтиметрических данных за более чем 20-летний период (1993–2016 гг.), исследуется межгодовая изменчивость водообмена в Беринговом проливе и ее связь с арктической циркуляцией и характеристиками ветра. На основе проведенного анализа впервые показано, что усиление Восточно-Сибирского течения в определенные годы приводит к его проникновению в Берингов пролив, что способствует блокировке водообмена через пролив и значительно влияет на поток тихоокеанских вод в Арктику.

## 2. ДАННЫЕ

Для исследования использовались картированные альтиметрические данные об абсолютной динамической топографии и геострофических скоростях в восточном секторе Арктики за 1993–2016 гг. Данные были получены на портале Copernicus Marine Environment Monitoring Service (продукт `SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047`). Пространственное разрешение картированных данных –  $0.25^\circ$ , временное – 1 день. Таким образом, все выводы о скорости течений в данной работе касаются исключительно ее геострофической компоненты.

Для данного региона характерно наличие льда, особенно в зимний период, однако в случае попадания льда в пятно измерений данные отфильтровываются [10]. Валидация альтиметрических данных в Арктике также проводилась в работе [21], в которой показано, что альтиметрия способна достаточно хорошо описывать изменчивость уровня в арктических регионах, в том числе в прибрежной зоне, и согласуется с данными прибрежных постов. В этой же работе было показано, что данные альтиметров позволяют описывать синоптические колебания скорости течений в арктических регионах, оценки которых согласуются с дрейферными данными. Пригодность вдольтрековых альтиметрических данных для описания транспорта вод в Беринговом проливе демонстрировалась в ряде предыдущих работ [7, 29] на основе сопоставления с прямыми заякоренными измерениями и данными ADCP. В этих работах было показано, что значительная часть течений в проливе может быть описана с помощью геострофического приближения [27].

Картированные данные получены по комбинированным измерениям альтиметрических вдольтрековых измерений. Исходное разрешение вдольтрековых данных альтиметрических треков составляет около 7 км (см. <https://resources.marine>).



**Рис. 1.** Сравнение изменчивости меридиональной компоненты скорости по картированным (красная линия) и вдольтрековым (синий пунктир) данным, сглаженным 1-летним скользящим средним (положительные значения – северное направление течений).

copernicus.eu/?option=com\_csw&view=details&product\_id=SEALEVEL\_GLO\_PHY\_L3\_REP\_OBSERVATIONS\_008\_062). При этом отметим, что в высоких широтах происходит конвергенция спутниковых треков, т.е. количество измерений увеличивается, что приводит к большей точности карт альтиметрического уровня. Наибольшее количество треков спутников с альтиметрами и их наибольшее разрешение наблюдается в районе Берингова пролива на  $66^\circ$  с.ш., т.к. угол наклона орбиты спутников серии TOPEX/Poseidon, Jason составляет  $66^\circ$  (см. рис. 3 в работе [7] с распределением треков TOPEX/Poseidon). В районе пролива отмечается около 7 альтиметрических треков, каждый из которых имеет 18 вдольтрековых измерений с разрешением около 7 км. Именно эти широты использовались для анализа, что позволяет получить альтиметрические данные с наибольшим пространственно-временным разрешением.

Для оценки суммарного потока через пролив так или иначе надо использовать осреднение, которое применяется и при получении картированного массива. Для того чтобы оценить возможные ошибки картированных данных, на рис. 1 приведено сопоставление изменчивости меридиональной компоненты скорости  $U_y$  на разрезе  $66^\circ$  по картированным и вдольтрековым данным. Изменчивость по вдольтрековым данным была получена путем осреднения скорости в точках, входящих в область от  $65.8^\circ$  до  $66.2^\circ$  с.ш. и от  $169^\circ 30'$  до  $167^\circ 30'$  з.д. Отметим, что абсолютные величины несколько отличаются на постоянную величину 2–3 см. Однако основные особенности изменчивости одинаковы. В обоих рядах наблюда-

ется резкое ослабление северного потока вод в 2002–2003 и 2012–2013 гг. и усиление в другие годы (рис. 1). Корреляция между рядами, сглаженными 1-летним скользящим средним, составляет 0.95.

Отметим, что вдольтрековые данные альтиметрии недоступны у берега (на расстоянии около 10 км (см. [7])). Прибрежные течения в этих зонах могут влиять на оценки суммарного потока. Однако, по оценкам [18, 26], основанным на контактных измерениях, вклад этих течений в суммарный водообмен не превышает 20% [7]. Таким образом, картированные данные, используемые в этой работе, достаточно хорошо согласуются с вдольтрековыми измерениями, пригодность которых для описания потоков через пролив продемонстрировалась в работе [7].

Информация о скорости ветра на высоте 10 м была получена по данным реанализа Merra на портале <https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?project=MERRA>. Это ежемесячные поля скорости ветра с пространственным разрешением  $0.5^\circ \times 0.66^\circ$ .

В работе также использовались ежемесячные карты температуры поверхности океана, полученные по измерениям сканера MODIS-Aqua (Level 3) из архива (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Разрешение карт температуры морской поверхности – 4 км.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

#### 3.1 Изменчивость скорости течений в Беринговом проливе

Среднее поле течений в районе пролива, полученное по данным о средней динамической топографии (СДТ) [16], и схема течений в исследуе-

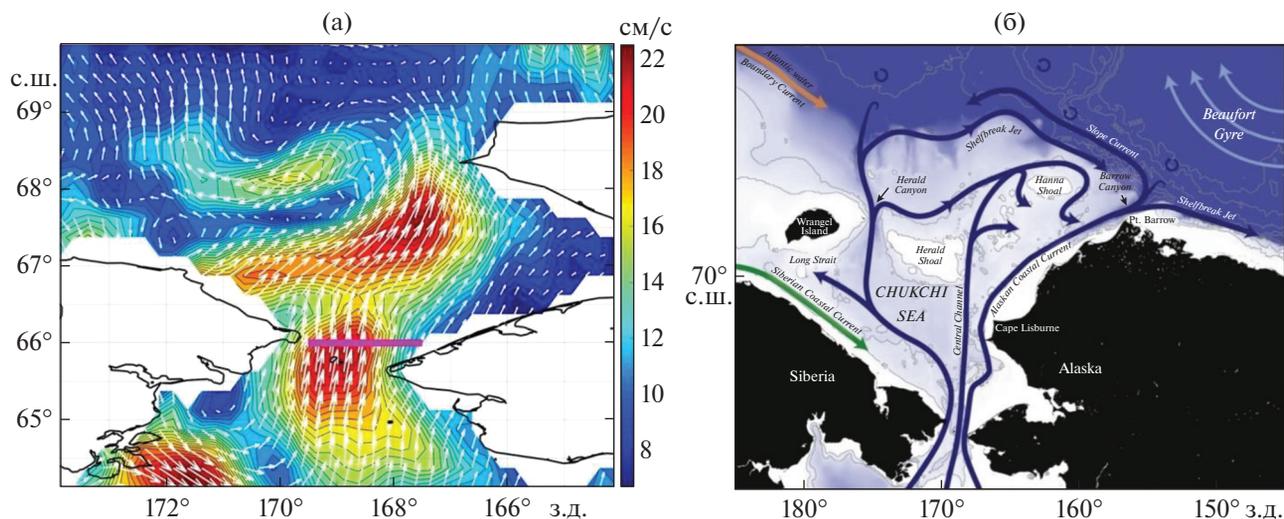


Рис. 2. Средние скорости течений в районе пролива в 1993–2016 гг. (а). Фиолетовая линия – разрез для анализа переносов через Берингов пролив. Схема циркуляции Чукотского моря из работы [6] (б). Схема циркуляции в Чукотском море по [6] (б).

мом районе представлены на рис. 2. Поле СДТ определяется на основе комбинирования всех имеющихся гидрологических данных, измерений гравиметров и моделирования [16, 17]. Данные качественно совпадают со схемой течений из работы [6], построенной на основе анализа ряда гидрологических разрезов в работе [23]. В проливе течения со скоростью от 16 до 22 см/с в среднем направлены на север. К северо-западу от пролива наблюдается Аляскинское прибрежное течение, направленное на северо-восток с характерными значениями скорости от 14 до 20 см/с. Часть потока тихоокеанских вод на  $68^{\circ}$ – $69^{\circ}$  с.ш. поворачивает на запад, образуя западную ветвь в Чукотском море. В северо-восточной части у пролива течения направлены на восток, отражая влияние прибрежного Восточно-Сибирского течения (также известного как Сибирское прибрежное).

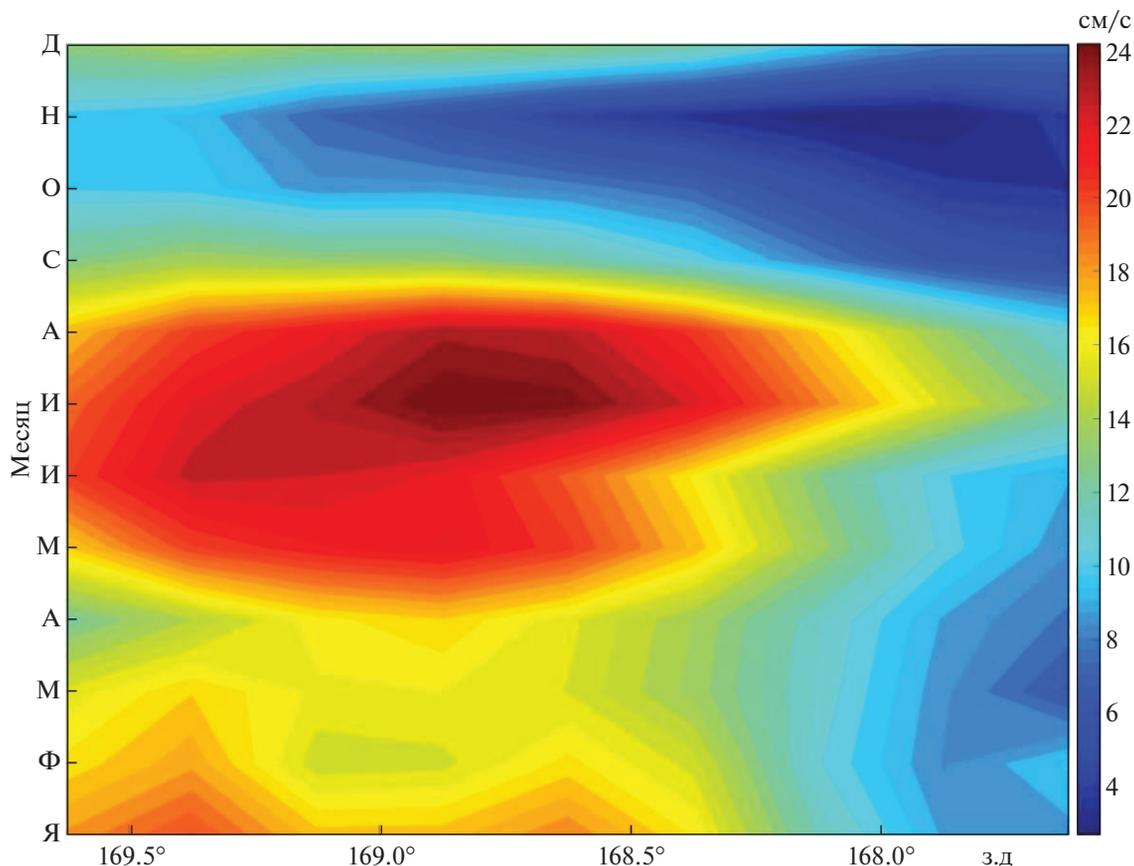
Отметим, что рис. 2а и 2б согласуются качественно, но есть и некоторые различия. Например, Восточно-Сибирское течение не прослеживается на рис. 2а. Как известно из ряда работ [12, 24, 27], Восточно-Сибирское течение имеет квазипостоянный характер и может отсутствовать в среднем поле течений у восточного берега пролива. Схема на рис. 2 построена на основе нескольких гидрологических разрезов во всем исследуемом районе Арктики, лишь малая часть из которых затрагивает евразийский сектор Арктики и дает только качественную картину течений, полученную субъективно авторами работы [6]. Из-за относительно низкого разрешения гравиметров и малого количества данных в Чукотском секторе альтиметрические данные также могут содержать ошибки.

Для исследования потоков через Берингов пролив по альтиметрическим данным была про-

анализирована изменчивость у-компоненты скорости  $V_y$  на разрезе вдоль  $66^{\circ}$  с.ш. (фиолетовая линия на рис. 2а). На рис. 3 представлена средняя сезонная изменчивость распределения  $V_y$  по долготам за 1993–2016 гг. Несмотря на то, что в холодный период пролив часто покрывается льдом, в некоторые годы альтиметрические данные доступны и в зимний сезон (см. рис. 4б). Особенно часто это стало происходить в последнее время (2014–2016 гг.), что связано с наблюдающимся глобальным потеплением. Таким образом, следует учитывать, что на представленной диаграмме зимние значения получены только в период очень теплых лет (см. рис. 3б).

Анализ показывает, что наибольшие скорости имеют место в части пролива от  $169^{\circ}30'$  до  $168^{\circ}30'$  з.д. Скорость в ней не падает меньше 16 см/с, кроме сентября–ноября, когда она достигает минимальных значений и составляет от 8 до 10 см/с. Наиболее интенсивный поток тихоокеанских вод в Чукотское море наблюдается с начала апреля по начало сентября, когда их скорость достигает 25 см/с. Второй максимум фиксируется с января по февраль со средними скоростями до 18 см/с. Восточная часть пролива ( $168^{\circ}30'$ – $167^{\circ}37'$  з.д.) характеризуется минимальными значениями скорости, которые составляют от 4 до 10 см/с с минимумом в сентябре–ноябре. Полученные оценки согласуются с анализом измерений заякоренных буев [25, 26], в которых также отмечались усиление потока в летний сезон и ослабление в октябре–декабре.

На рис. 4а приведена временная изменчивость средней по долготам меридиональной скорости (положительные значения – северная компонента течений). Анализ показывает, что существует



**Рис. 3.** Сезонная изменчивость (средняя за 1993–2016 гг.) меридиональной компоненты скорости течений  $U_y$  поперек Берингова пролива на разрезе вдоль  $66^\circ$  с.ш.

сильная изменчивость скорости в проливе. Значения скорости меняются в широких пределах от  $-34$  до  $41$  см/с. Эти изменения имеют выраженный сезонный ход. Наибольшие значения скорости (северных течений) отмечаются летом ( $20$ – $40$  см/с), затем наблюдается ослабление  $U_y$ , а поздней осенью часто фиксируются южные течения со скоростями от  $10$  до  $33$  см/с.

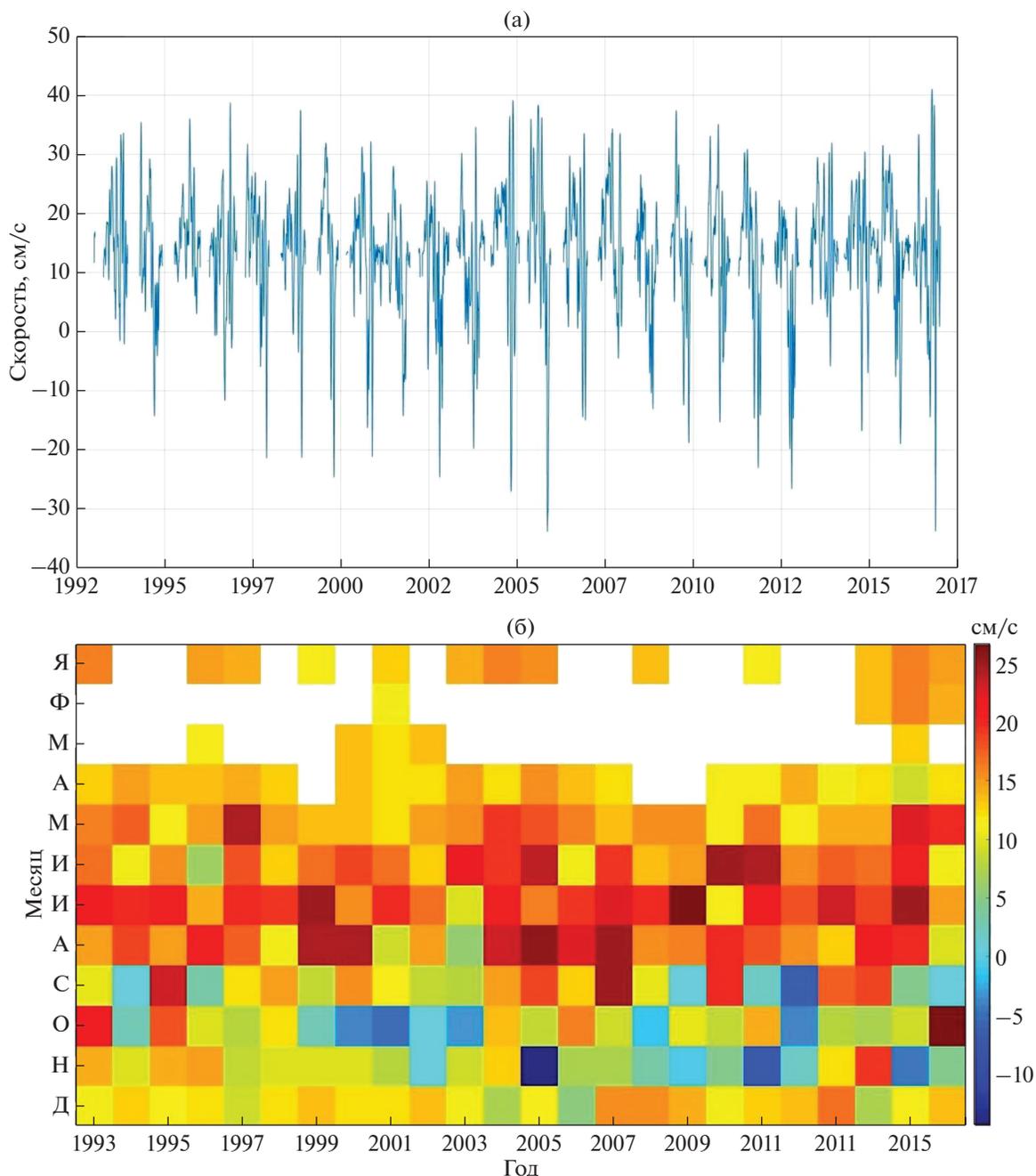
На рис. 4б демонстрируется диаграмма межгодовой изменчивости среднемесячной северной компоненты скорости. Отметим достаточно высокую внутригодовую и межгодовую изменчивость. Наиболее высокие значения скорости преобладают в летний сезон с июня по август, где они составляют  $15$ – $25$  см/с. Пиковые значения (более  $25$  см/с) фиксируются в отдельные годы как в мае (1998 г.), так и в сентябре (2007 г.), однако чаще всего наблюдаются в июле–августе. В осенний период наблюдается минимум скорости. Примечательно, что в октябре–ноябре течение в некоторые годы (2001, 2002, 2003, 2009 и 2012) меняет направление на южное со среднемесячными скоростями от  $4$  до  $12$  см/с.

Межгодовая изменчивость средней по разрезу  $U_y$  в Беринговом проливе для рядов, сглаженных

1-летним скользящим средним, показана на рис. 5 (синяя линия). Среднегодовая скорость меняется от  $9.7$  до  $16.5$  см/с. Максимальные значения имеют место в 2004, 2007 и 2014 гг. Наиболее отчетливой чертой этой изменчивости являются периоды резкого ослабления потоков через Берингов пролив. Такие явления с 1993 по 2016 гг. наблюдались дважды – в 2002–2003 и 2012–2013 гг. В эти периоды средняя скорость достигала минимума, вплоть до  $9.7$  см/с. Также заметное ослабление наблюдалось в 2008–2010 гг., до скоростей около  $12.3$  см/с.

### 3.2. Влияние арктической циркуляции на поток вод через Берингов пролив

Более детально особенности течений видны на среднемесячных картах для отдельных годов. Для примера на рис. 6 изображены карты скоростей течений в июле и октябре года высоких (1999) и минимальных (2002) значений  $U_y$ . В июле 1999 г. интенсивные северные скорости наблюдались по всей ширине пролива и достигали в среднем  $30$  см/с. Высокие скорости течений северного направления фиксировались от  $65^\circ$  до  $69^\circ$  с.ш. Для сравне-



**Рис. 4.** Межгодовая изменчивость средней по разрезу вдоль  $66^\circ$  с.ш. скорости  $U_y$  (положительные значения – северное направление течений) в Беринговом проливе (а). Диаграмма межгодовой изменчивости среднемесячной компоненты скорости  $U_y$  (белый цвет – отсутствие данных) за период наблюдений (б).

ния: в июле 2002 г. течения в проливе были значительно слабее и их скорости составляли около 15 см/с. Значительно слабее был и северный поток тихоокеанских вод в Чукотском море.

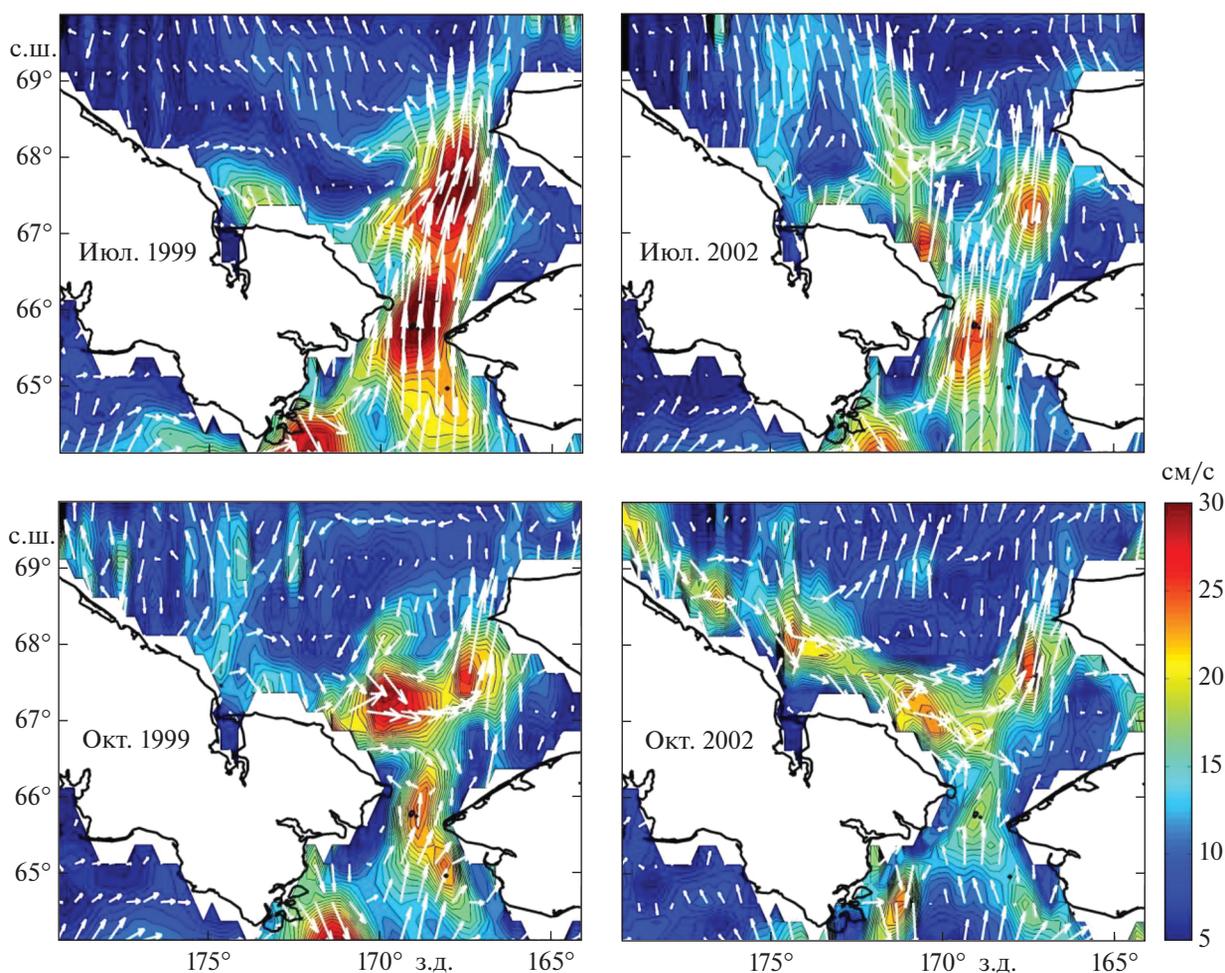
Во время сезонного минимума в октябре 1999 г. ширина и интенсивность потока непосредственно в проливе уменьшается до 20 см/с. К северу от пролива течения направлены на восток. В восточной части пролива этот поток заворачивает на юг,

образуя антициклоническую ячейку в северной части пролива.

Еще более значительная перестройка течений наблюдается в октябре 2002 г. В это время к северо-западу от пролива наблюдается сильное течение вдоль всего северного берега Чукотского полуострова, положение которого соответствует положению прибрежного Восточно-Сибирского течения (рис. 2б). Скорость этого течения дости-



**Рис. 5.** Межгодовая изменчивость скорости течения в Беринговом проливе (синяя линия) и скорости течения  $I_x$  на меридианальном разрезе по  $170^{\circ}36'$  з.д. с  $66^{\circ}36'$  до  $67^{\circ}38'$  с.ш. (красный пунктир), сглаженных 1-летним скользящим средним.



**Рис. 6.** Среднемесячные карты поля скоростей геострофических течений за июль и октябрь 1999 г. (слева) и 2002 г. (справа).

гает 25–30 см/с. В восточной части полуострова данное течение заворачивает на юг и проникает непосредственно в Берингов пролив. Таким образом, данные спутниковой альтиметрии свидетельствуют, что в определенные годы усиление Восточно-Сибирского течения приводит к его проникновению в Берингов пролив. В результате в части пролива возникает южное течение, направленное в Берингово море из Арктики. Вследствие этого ширина и суммарный поток тихоокеанских вод в Чукотское море значительно уменьшаются. В результате северная компонента скорости в проливе значительно уменьшается, что отражается на межгодовой изменчивости транспорта через пролив (рис. 5).

Из предыдущих исследований известно, что Восточно-Сибирское течение имеет квазипостоянный характер и способно менять свое направление с юго-восточного на противоположное [12, 24, 27]. Эти работы показывают, что в основном, не доходя до Берингова пролива, оно отклоняется от берега и смешивается с окружающими водами, однако в редкое время может проникать в пролив. Рис. 6 демонстрирует, что альтиметрические данные дают возможность наблюдать эту изменчивость и определять протяженность и интенсивность Восточно-Сибирского течения.

Двунаправленную структуру течений в Беринговом проливе можно периодически отчетливо наблюдать на среднемесячных картах температуры MODIS. На рис. 7 четко прослеживается поток холодных вод в западной части Чукотского моря с температурой на 4–10°C меньше, чем в восточной части. Эта вода, по-видимому, арктического происхождения, часто доходит до пролива и занимает от трети до половины его ширины. Так, в сентябре 2012 г. температура в западной части пролива составляла около 0–1°C, а в восточной, более теплой, была на 6–8°C выше. Наиболее часто такое проникновение наблюдалось в осенний период в сентябре–ноябре, в согласии с альтиметрическими данными, но в отдельные годы (в 2001 г.) отмечалось и в августе.

Все эти наблюдения говорят о наличии связи двух встречных течений: Восточно-Сибирского течения к северо-западу от пролива и северного потока тихоокеанских вод через Берингов пролив. Для исследования этой связи был использован корреляционный анализ. Были рассчитаны коэффициенты корреляции между средней меридиональной скоростью через Берингов пролив и восточной компонентой скорости течений (рис. 8). Предварительно ряды были сглажены 1-летним скользящим средним для выделения связи на межгодовых временных масштабах и фильтрации сезонного хода.

На рис. 8 отчетливо видны высокие значения коэффициента обратной корреляции северных

течений с восточными в прибрежной области Чукотского полуострова, где они достигают 0.5–0.8. Таким образом, результаты показывают, что усилению транспорта через пролив способствует ослабление восточной компоненты скорости у южного берега Чукотского моря. Наоборот, интенсификация Восточно-Сибирского течения будет приводить к уменьшению северного течения в проливе. Область наибольшей отрицательной корреляции расположена к западу от пролива, в восточной части Чукотского полуострова с координатами 66°–69° с.ш., 178°–170° з.д.

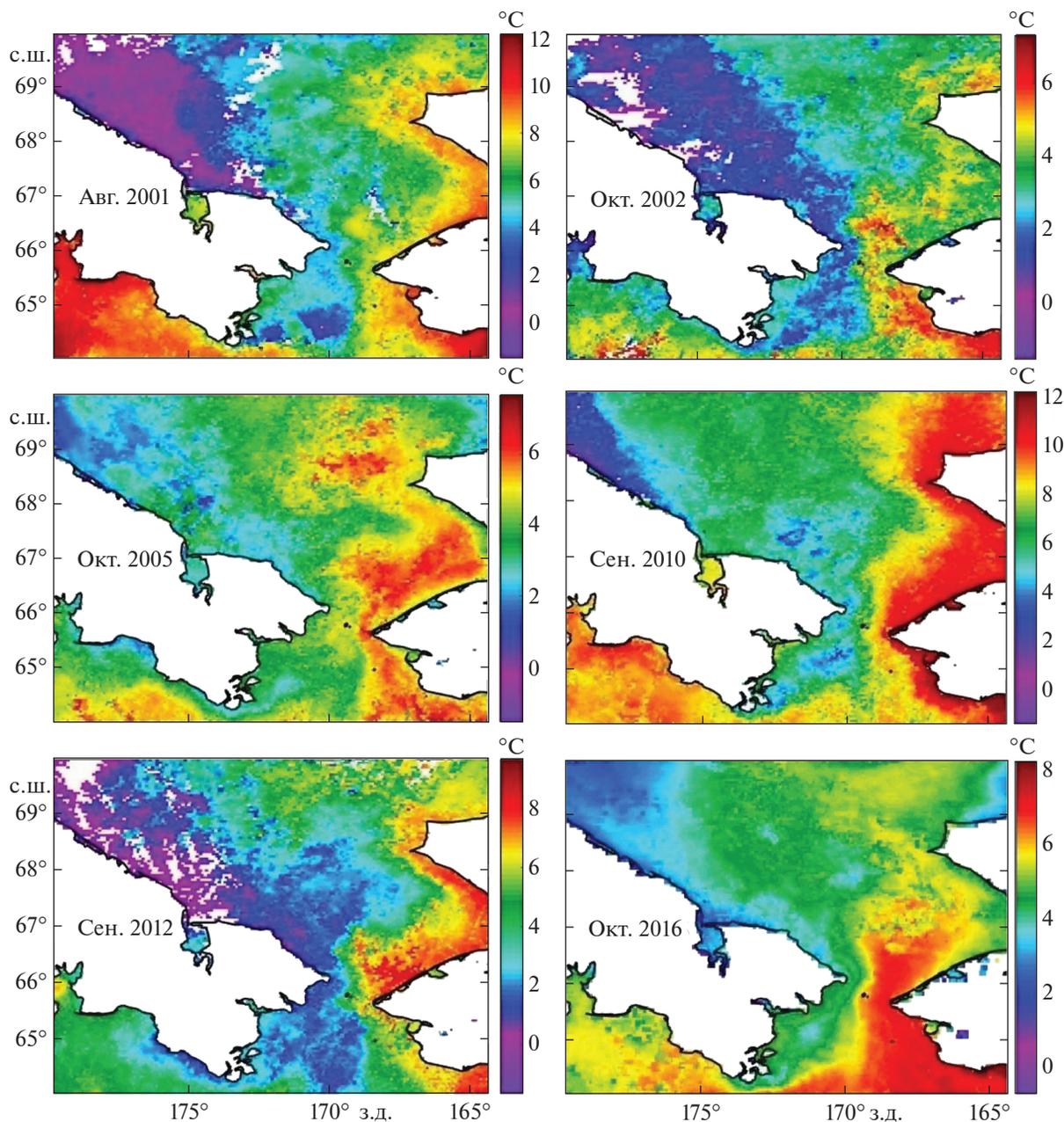
Для сравнения на рис. 5 красной линией изображена изменчивость восточной компоненты скорости  $U_x$  на разрезе (показан на рис. 8 пурпурной линией), соответствующем положению прибрежного Восточно-Сибирского течения. Как видно из рис. 5, рост скорости течения в этой области в 2003–2004 и 2011–2013 гг. способствовал уменьшению потока тихоокеанских вод в Беринговом проливе, в то время как ее ослабление в 2006 и 2013–2014 гг. вызывало усиление этого потока.

### 3.3. Влияние ветра на межгодовую изменчивость Восточно-Сибирского течения в районе Берингова пролива

Результаты предыдущего раздела показывают, что при интенсификации Восточно-Сибирского течения оно достигает западной части Берингова пролива и вызывает резкое изменение характеристик водообмена. Таким образом, динамика Восточно-Сибирского течения в большей степени модулирует поступление тихоокеанских вод в Арктику.

Для оценки влияния ветра на водообмен в Беринговом проливе была рассчитана карта коэффициента корреляции между потоком вод в Беринговом проливе и компонентами скорости ветра для рядов, сглаженных однолетним фильтром (рис. 9). На межгодовом масштабе значения корреляции высоки не над самим проливом, а к северу от Новосибирских островов. В этом же районе авторы недавних работ обнаружили наиболее сильную связь между уровнем моря и потоком через Берингов пролив, по данным гравиметрических [14] и модельных [13] измерений. Анализ карты корреляции показывает, что усиление северо-западных ветров, а точнее, ослабление доминирующих в этом районе юго-восточных ветров, вызывает усиления потоков через Берингов пролив.

В этой области располагается ветвь восточного течения, несущего атлантические воды в Восточно-Сибирское море. Квазипостоянное прибрежное Восточно-Сибирское течение образуется в результате взаимодействия плотностных течений, формирующихся стоком р. Лена и рядом



**Рис. 7.** Среднемесячные карты температуры, отображающие проникновение холодных вод арктического происхождения в восточную часть Берингова пролива.

других мелких рек в Восточно-Сибирском море, и ветрового воздействия [24]. Оно способно менять свое направление с юго-восточного на противоположное и смешиваться с тихоокеанскими водами при отклонении от берега [12]. Точка отклонения течения от берега возникает там, где исчезает прибрежный градиент давления и изменяется синоптически и сезонно [24, 27].

Ветра с северо-запада вызывают экмановский транспорт, направленный на  $60^\circ$  вправо, способствуя, таким образом, переносу пресных речных вод на запад [4, 11]. В результате перенос речных

вод в направлении пролива ослабевает. Отсутствие градиентов солености, связанных с этим переносом, приводит к ослаблению и отклонению Восточно-Сибирского течения от берега. Таким образом, оно не доходит до пролива, что способствует усилению потока тихоокеанских вод на север. Наоборот, юго-восточные ветра вызывают усиление восточного переноса опресненных вод, интенсификацию Восточно-Сибирского течения и его проникновение в пролив.

Корреляция между потоком тихоокеанских вод и скоростью ветра непосредственно над про-

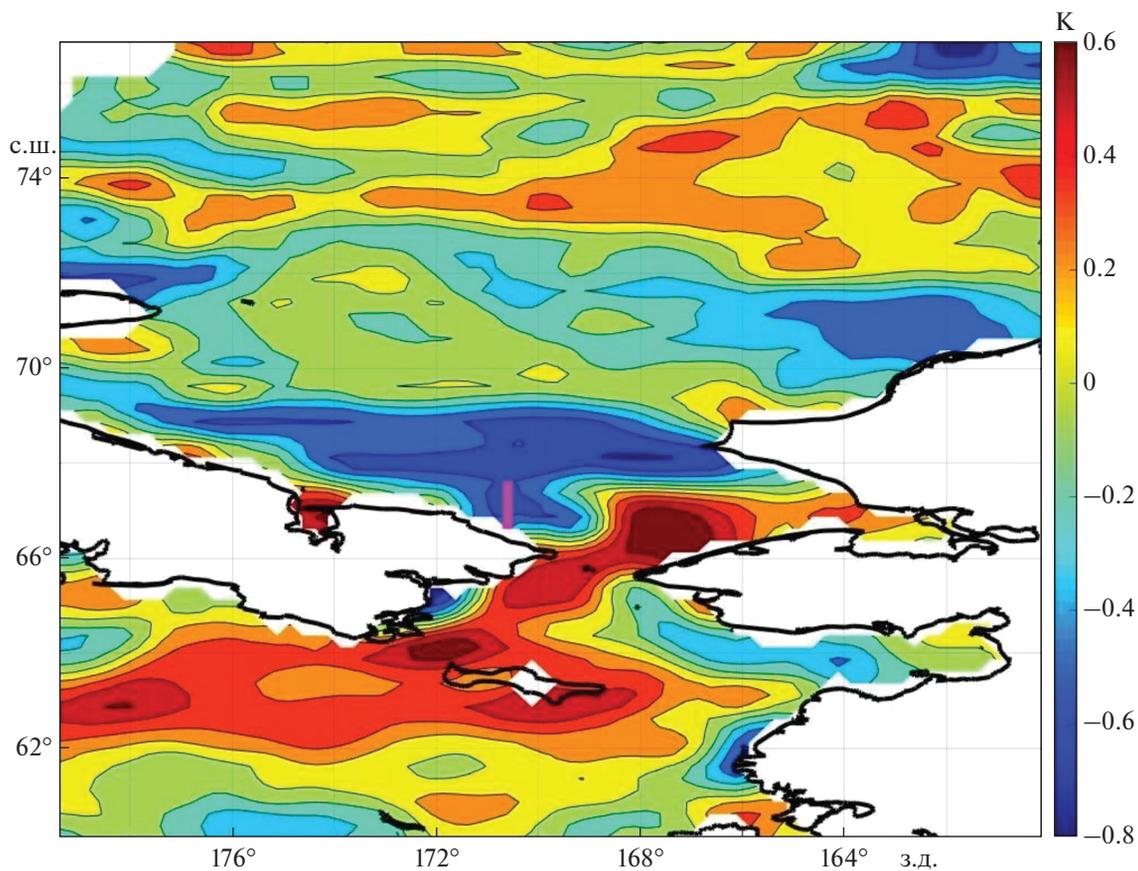


Рис. 8. Корреляция средней меридиональной скорости течения в Беринговом проливе с восточной компонентой течений Чукотского моря. Пурпурной линией обозначен разрез для исследования скорости Восточно-Сибирского течения.

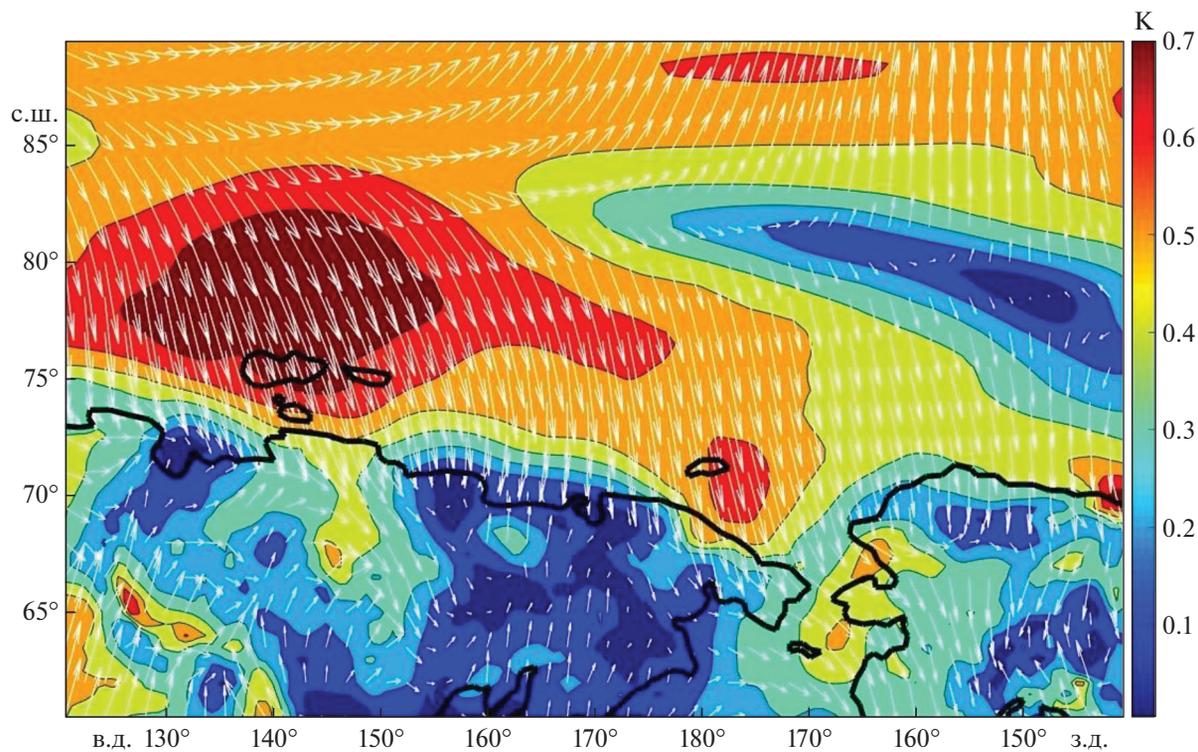
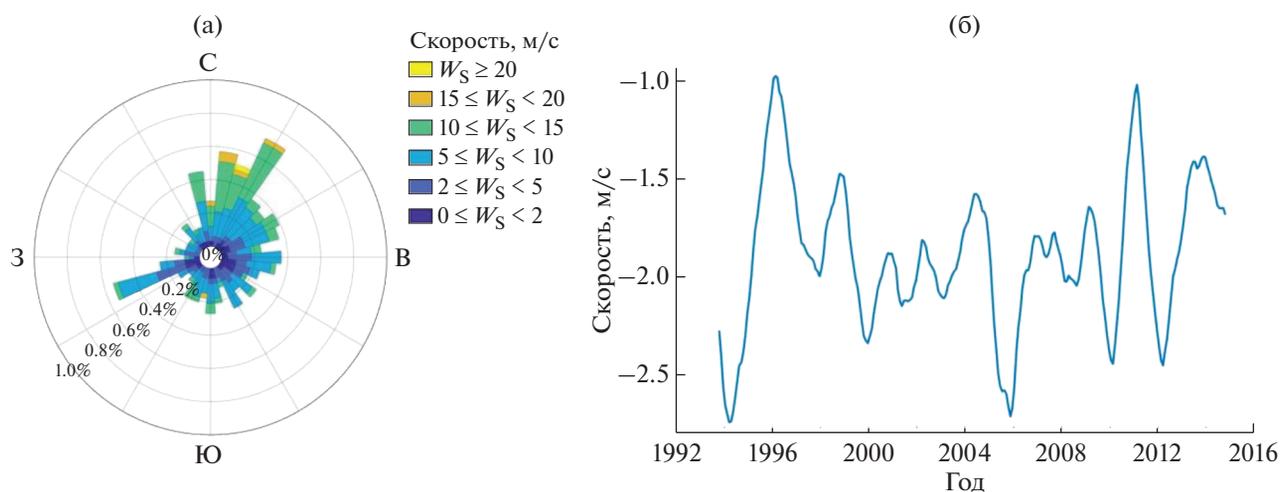


Рис. 9. Корреляция средней меридиональной скорости течения в Беринговом проливе с направлением ветра.



**Рис. 10.** Роза ветров над Беринговым проливом за весь период наблюдений (а). Межгодовая изменчивость меридиональной компоненты скорости ветра (отрицательные значения – северный ветер) над проливом, сглаженная 1-летним скользящим средним (б).

ливом на межгодовых масштабах значительно ниже (коэффициент корреляции около 0.3–0.4, рис. 9). Таким образом, изменчивость локальной скорости ветра оказывает существенно меньшее влияние на геострофическую скорость в проливе, чем действие удаленных ветров над Восточно-Сибирским морем. В то же время локальные ветра могут вызывать интенсивные баротропные дрейфовые течения, которые нельзя оценить по данным альтиметров. На рис. 10а изображена роза ветров над проливом по данным Quikscat. В среднем скорость ветра невелика и составляет около 6.4 м/с. Над проливом ветра преимущественно направлены на юг против движения тихоокеанских вод. Короткопериодная изменчивость ветра очень высока и способна вызывать резкие быстрые изменения скорости в проливе [27]. Однако на межгодовых масштабах меридиональная компонента скорости меняется незначительно – от  $-1.0$  до  $-2.77$  м/с (рис. 10б).

#### 4. ВЫВОДЫ

Потоки тихоокеанских вод через Берингов пролив оказывают важнейшее влияние на биологический и гидрологический режимы всего Северного Ледовитого океана. В настоящей работе впервые, на основе данных спутниковых альтиметров, исследована внутригодовая и межгодовая изменчивость водообмена в Беринговом проливе в период 1993–2016 гг. Полученные результаты достаточно хорошо согласуются с данными контактных измерений [25, 26], показывая усиление течений в летний период и ослабление в осенний. При этом данные альтиметров свидетельствует, что периодически в осенний период в проливе

могут возникать интенсивные южные геострофические течения со скоростями до 30 см/с.

Показано, что основными особенностями изменчивости водообмена является наличие резких минимумов в 2002–2003 и 2012–2013 гг., когда средняя скорость течения снижалась более чем в 1.5 раза. На основе проведенного анализа обоснована связь потоков тихоокеанских вод через Берингов пролив и интенсивности Восточно-Сибирского течения. Показано, что периоды ослабления суммарного потока через пролив связаны с усилением этого течения, которое в некоторые годы проникает вплоть до пролива и вызывает южное течение в его западной части. В результате Восточно-Сибирское течение частично блокирует поступление тихоокеанских вод, ширина и интенсивность потока которых в Арктику ослабевает. Такая двунаправленная структура течений в Беринговом проливе хорошо наблюдается и по спутниковым измерениям температуры поверхности, которые периодически фиксируют проникновение холодных арктических вод в восточную часть Берингова пролива в осенний период. Проведенный анализ показал, что интенсификация юго-восточных ветров к северу от Новосибирских островов, которая, по-видимому, приводит к усилению восточного переноса вод из моря Лаптевых, является причиной усиления Восточно-Сибирского течения на межгодовых масштабах и проникновения их в Берингов пролив.

Эти результаты демонстрируют, что именно арктическая циркуляция, а точнее динамика Восточно-Сибирского течения, в первую очередь контролирует водообмен Арктики с Тихим океаном, периодически приводя к значительному снижению транспорта тихоокеанских вод через пролив.

**Источники финансирования.** Исследование изменчивости водообмена через Берингов пролив выполнено при поддержке государственного задания 0555-2021-0006. Анализ связи водообмена с динамикой Восточно-Сибирского течения выполнен при поддержке грантов РФФ 21-77-10052 и 21-17-00278.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Басюк Е.О., Хен Г.В., Ванин Н.С.* Изменчивость океанологических условий Берингова моря в 2002–2006 гг. // Изв. ТИНРО. 2007. Т. 151. С. 290–311.
2. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Издательство МГУ, 1982. 192 с.
3. *Захарчук Е.А., Тихонова Н.А.* Об интенсивности течений разных временных масштабов в Чукотском море и Беринговом проливе // Метеорология и гидрология. 2006. № 1. С. 76–85.
4. *Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Кубряков А.А. и др.* Распространение и трансформация вод поверхностного опресненного слоя в Карском море // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 502–502. <https://doi.org/10.7868/S0030157415040152>
5. *Andreev A.G., Budyansky M.V., Khen G.V., Uleysky M.Y.* Water dynamics in the western Bering Sea and its impact on chlorophyll a concentration // Ocean Dynamics. 2020. V. 70. P. 593–602. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01347-7>
6. *Brugler E.T., Pickart R.S., Moore G.W.K. et al.* Seasonal to interannual variability of the Pacific water boundary current in the Beaufort Sea // Prog. Oceanogr. 2014. V. 127. P. 1–20.
7. *Cherniawsky J.Y., Crawford W.R., Nikitin O.P., Carmack E.C.* Bering Strait transports from satellite altimetry // J. Mar. Res. 2005. V. 63. № 5. P. 887–900. <https://doi.org/10.1357/002224005774464201>
8. *Corlett B.W., Robert S.P.* The Chukchi slope current // Progress in Oceanography. 2017. V. 153. P. 50–65. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2017.04.005>
9. *Danielson S.L., Weingartner T.J., Hedstrom K.S. et al.* Coupled wind-forced controls of the Bering-Chukchi shelf circulation and the Bering Strait throughflow: Ekman transport, continental shelf waves, and variations of the Pacific-Arctic sea surface height gradient // Progress in Oceanography. 2014. V. 125. P. 40–61. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2014.04.006>
10. *Faugere Y., Mertz F., Dorandeu J.* Envisat validation and cross calibration activities during the verification phase // Rep. 16243/02/NL/FFWP6, Eur. Space Res. and Technol. Cent., Noordwijk, Netherlands. 2003. Issue 1rev0. [https://earth.esa.int/documents/700255/702255/ENVISAT\\_Verif\\_Phase\\_CLS.pdf/c3f76159-679c-4d13-bb9c-7cb9107b0c79?version=1.0](https://earth.esa.int/documents/700255/702255/ENVISAT_Verif_Phase_CLS.pdf/c3f76159-679c-4d13-bb9c-7cb9107b0c79?version=1.0)
11. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Zatsepin A.G.* River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based Lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data // Remote sensing of environment. 2016. V. 176. P. 177–187. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.020>
12. *Münchow A., Weingartner T.J., Cooper L.W.* The summer hydrography and surface circulation of the East Siberian Shelf Sea // J. of Physical Oceanography. 1999. V. 29(9). P. 2167–2182. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<2167:TSHASC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<2167:TSHASC>2.0.CO;2)
13. *Nguyen A.T., Woodgate R.A., Heimbach P.* Elucidating large-scale atmospheric controls on Bering Strait throughflow variability using a data-constrained ocean model and its adjoint // J. Geophys. Res.: Oceans. 2020. V. 125. Issue 9. <https://doi.org/10.1029/2020JC016213>
14. *Peralta-Ferriz C., Woodgate R.A.* The dominant role of the East Siberian Sea in driving the oceanic flow through the Bering Strait—Conclusions from GRACE ocean mass satellite data and in situ mooring observations between 2002 and 2016 // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. Issue 22. P. 11472–11481. <https://doi.org/10.1002/2017GL075179>
15. *Prants S.V., Andreev A.G., Uleysky M.Yu., Budyansky M.V.* Lagrangian study of mesoscale circulation in the Alaskan Stream area and the eastern Bering Sea // Deep Sea Res., Part II. 2019. V. 169. Article 104560. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2019.03.005>
16. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // J. Geophys. Res.: Oceans. 2011. V. 116. Issue C7. <https://doi.org/10.1029/2010JC006505>
17. *Rio M.H., Mulet S., Picot N.* New global Mean Dynamic Topography from a GOCE geoid model, altimeter measurements and oceanographic in-situ data // In Proceedings of the ESA living planet symposium, Edinburgh, September 9–13. 2013. ESA SP-722. ISBN 978-92-9221-286-5. [https://ftp.space.dtu.dk/pub/Ioana/papers/s211\\_2rio.pdf](https://ftp.space.dtu.dk/pub/Ioana/papers/s211_2rio.pdf)
18. *Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H. et al.* Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. Issue C9. P. 18,443–18,458.
19. *Serreze M.C., Barrett A.P., Crawford A.D., Woodgate R.A.* Monthly variability in Bering Strait oceanic volume and heat transports links to atmospheric circulation and ocean temperature, and implications for sea ice conditions // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. Issue 12. P. 9317–9337. <https://doi.org/10.1029/2019JC015422>
20. *Steele M., Zhang J., Ermold W.* Mechanisms of summertime upper Arctic Ocean warming and the effect on sea ice melt // J. Geophys. Res.: Oceans. 2010. V. 115. Issue C11. <https://doi.org/10.1029/2009JC005849>
21. *Volkov D.L., Pujol M.-Isabelle.* Quality assessment of a satellite altimetry data product in the Nordic, Barents, and Kara seas // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. Issue C3. <https://doi.org/10.1029/2011JC007557>
22. *Walsh J.J., McRoy C.P., Coachman L.K. et al.* Carbon and nitrogen cycling within the Bering/Chukchi Seas: Source regions for organic matter effecting AOU demands of the Arctic Ocean // Prog. Oceanogr. 1989. V. 22(4). P. 277–359. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(89\)90006-2](https://doi.org/10.1016/0079-6611(89)90006-2)

23. Weingartner T., Aagaard K., Woodgate R. et al. Circulation on the north central Chukchi Sea shelf // *Deep Sea Res.*, Part II. 2005. V. 52(24–26). P. 3150–3174. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2005.10.015>
24. Weingartner T.J., Danielson S., Sasaki Y. et al. The Siberian Coastal Current: A wind and buoyancy-forced Arctic coastal current // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № C12. P. 29,697–29,713. <https://doi.org/10.1029/1999JC900161>
25. Woodgate R.A. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data // *Prog. Oceanogr.* 2018. P. 124–154. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2017.12.007>
26. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait through flow // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. Issue 4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021880>
27. Woodgate R.A., Stafford K.M., Prah F.G. A synthesis of year-round interdisciplinary mooring measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA years (2004–2011) // *Oceanography*. 2015. V. 28(3). P. 46–67. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.57>
28. Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. Issue 1. <https://doi.org/10.1029/2009GL041621>
29. Woodgate R.A., Weingartner T.J., Lindsay R. Observed increases in Bering Strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic Ocean water column // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. <https://doi.org/10.1029/2012GL054092>
30. Woodworth P.L., Cartwright D.E. Extraction of the M2 ocean tide from SEASAT altimeter data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1986. V. 84. Issue 2. P. 227–255. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1986.tb04355.x>

## Impact of the Eastern Siberian Current on Water Exchange in the Bering Strait on the Base of Satellite Altimetry Measurements

V. R. Zhuk<sup>a, b, #</sup>, A. A. Kubryakov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia*

<sup>b</sup>*Sevastopol State University, Sevastopol, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: zhuk.vladIslav@ya.ru*

Measurements of satellite altimeters for 1993–2016 are used to study the seasonal and interannual variability of water exchange in the Bering Strait and its relation the Arctic circulation. The intensification of northern currents in the strait is observed in April–August, when its average speed reaches 25 cm/s. A sharp weakening of this current is detected in September–November. Often, the flow direction in this period reverses and in several years monthly-averaged velocity in the strait can be southward with a velocity of 10 cm/s. Two pronounced minima of the intensity of northern currents on interannual scales in 2002–2003 and 2012–2013 are detected. These minima are related to the intensification of the East Siberian Current, which in some years propagate far to the east and penetrates in the Bering Strait. As a result, southward currents is observed in the western part of the strait, which partially blocks the inflow of Pacific waters into the Arctic Ocean. The bidirectional structure of currents is also observed by satellite temperature measurements, which occasionally detect the penetration of cold Arctic waters into the eastern part of the strait in autumn. Analysis of the relation of water exchange with the wind variability showed, that the probable reason for the amplification of the East Siberian Current (also known as the Siberian coastal) is the intensification of northwestern winds to the north of the Novosibirsk Islands, which apparently leads to the increase of the eastern transport from the Laptev Sea.

**Keywords:** Bering Strait, satellite altimetry, water exchange, East Siberian current, seasonal and interannual variability, Chukchi Sea, Pacific waters

УДК 551.465

## ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2021 г. И. П. Медведев<sup>1, 2, \*</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт прикладной геофизики им. академика Е.К. Федорова, Москва, Россия

\*e-mail: [patamates@gmail.com](mailto:patamates@gmail.com)

Поступила в редакцию 10.07.2020 г.

После доработки 29.03.2021 г.

Принята к публикации 08.04.2021 г.

На основе анализа длительных рядов среднемесячных значений уровня моря были получены оценки средних и экстремальных амплитуд сезонных колебаний. Средняя амплитуда годовых колебаний уровня в Белом море составляет 7 см, в Баренцевом море – 9–10 см, в Карском море – 8–9 см, в море Лаптевых – 10–11 см, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях – 13–14 см. В устьевых районах морей амплитуда годовых колебаний увеличивается, и в спектрах колебаний уровня моря появляются полугодовая, третьгодовая и четвертьгодовая составляющие, образующиеся из-за асимметрии сезонного хода уровня моря с резким максимумом в июне, в период половодья. Были выявлены межгодовые изменения амплитуды сезонных колебаний и получены оценки их экстремальных значений. В отдельные годы амплитуда сезонных колебаний в Енисейском заливе и Обской губе достигает 50 см, 60 см – вблизи устья р. Лены и 75 см – в устье р. Оленек.

**Ключевые слова:** уровень моря, Арктика, половодье, сезонные колебания, X-12-ARIMA, кластерный анализ, спектральный анализ

DOI: 10.31857/S0030157421060095

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Уровень моря – один из наиболее ярко выраженных индикаторов, отображающих состояние и изменения Мирового океана. Колебания уровня моря можно представить как суперпозицию трех компонент: периодической, случайной и трендовой. К трендовой компоненте относятся положительные/отрицательные тенденции в многолетних изменениях среднего уровня моря. Эти тенденции в морях, омывающих российское побережье Арктики, формируются в основном под влиянием двух факторов: 1) повышения среднего уровня Мирового океана, вызванного глобальными изменениями климата Земли, и 2) локальных вертикальных движений земной коры, обусловленных восстановлением изостатического равновесия земной коры после таяния ледниковых щитов. Скорость повышения среднего уровня Мирового океана по данным прибрежных и спутниковых наблюдений с 1993 по 2009 гг. составила 3.2 мм/год [8], а по данным наблюдений с 2005 по 2015 гг. увеличилась до 3.6 мм/год [13]. Относительно стабильное положение земной коры характерно для большей части побережья российской Арктики [1]. Вертикальные движения земной коры приводят к относительному понижению

уровня моря до –1.9 мм/год на прибрежных станциях в Баренцевом море и к повышению уровня со скоростью 0.07 мм/год на станциях в Чукотском море [16, 19]. С учетом ледниковой изостатической корректировки (Glacial isostatic adjustment, GIA) скорость повышения среднего уровня моря в Арктике по данным с 1954 по 2006 гг. составляла 2.5 мм/год [20].

Приливы вносят основной вклад в периодическую составляющую изменчивости уровня моря. Они проявляются преимущественно в виде регулярных суточных и полусуточных колебаний. Случайная (стохастическая) компонента колебаний уровня моря формируется под влиянием атмосферного воздействия (изменений полей приземного ветра и атмосферного давления) и гидрометеорологических факторов (ледовые условия, сток рек и пр.).

Сезонные колебания представляют собой периодически коррелированный случайный процесс, так как обладают стохастичностью и квазипериодической повторяемостью значений. Эти колебания формируются под воздействием различных факторов, основными из которых являются: изменения плотности морской воды, атмосферного давления, скорости и направления ветра,

объема речного стока, испарения и атмосферных осадков [12]. Результат влияния этих факторов на колебания уровня моря имеет временные и пространственные неоднородности. В [22] на основе анализа длительных рядов среднемесячных значений уровня во всем Мировом океане были рассчитаны амплитуды и фазы годовой и полугодовой составляющих. В [23] были получены оценки годовых колебаний уровня моря на основе анализа 345 прибрежных и островных станций и данных спутниковой альтиметрии.

Величина (размах) сезонных колебаний уровня на островах арктических морей составляет 13–17 см, на побережье материка – до 20–30 см, а в Чукотском море – до 40 см [5]. Максимальные амплитуды обнаружены в устьевых зонах рек [15]. Минимальные значения уровня моря наблюдаются преимущественно в апреле, а максимальные – в октябре и декабре в Карском море, в июле и октябре – в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море и в октябре–ноябре – в Чукотском море [5, 14]. На станциях в приустьевых районах максимальные значения уровня моря наблюдаются в период половодья, в июне. Наиболее интенсивное повышение уровня моря наблюдается в мае [15]. Величина сезонных колебаний уровня значительно меняется от года к году, достигая 50 см [3, 4]. В [2] были рассмотрены сезонные колебания уровня на отдельных прибрежных станциях Арктики, рассчитаны амплитуды и фазы годовой и полугодовой компонент и показаны спектральные различия. В [24] по данным спутниковой альтиметрии были рассчитаны амплитуды и фазы сезонных колебаний и показано, что на мелководных участках Баренцева и Карского морей, вследствие сезонных изменений ледяного покрова и наличия высокочастотного шума, согласованность данных альтиметрии с данными прибрежных наблюдений снижается.

Анализ литературных источников показал, что сезонные колебания уровня в морях российской Арктики могут достигать величины в несколько дециметров, тем самым являясь важнейшим фактором динамики вод в прибрежных районах морей. В данной работе на основе анализа длительных серий среднемесячных значений уровня были получены оценки среднемноголетних и экстремальных амплитуд сезонных колебаний, исследованы их пространственные и спектральные особенности. На основе этого анализа был получен ряд новых интересных результатов.

## 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для изучения особенностей сезонных колебаний уровня в морях Арктики были использованы длительные ряды наблюдений за уровнем моря на станциях, располагающихся в различных географо-гидрометеорологических условиях: на откры-

том морском побережье, в устьевых зонах крупных рек, в проливах, на островах, в заливах и губах (рис. 1). Эти ряды были сформированы на основе данных среднемесячных значений уровня моря, собранных на порталах PSMSL (Постоянная служба среднего уровня моря, Ливерпуль, Великобритания) и ЕСИМО (Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане, Обнинск, Россия). Всего было выбрано 85 станций с длительностью наблюдений более 8 лет и с процентом пропусков/выбросов не более 12%. Средний период наблюдений для 85 станций составил более 42 лет, а средний процент пропусков не превысил 2%. Станции располагаются в акваториях всех арктических морей, омывающих побережье Российской Федерации. Подробная информация об используемых данных представлена в табл. 1.

Для расчета средних амплитуд годовой ( $S_a$ ) и полугодовой ( $S_{sa}$ ) составляющих был использован классический гармонический анализ на основе метода наименьших квадратов [21]. Для описания распределения энергии вариаций уровня моря по частоте колебаний использовался спектральный анализ, основанный на быстром преобразовании Фурье и осреднении спектра по сегментам (метод Уэлча). Для увеличения количества степеней свободы и сужения доверительных интервалов при расчетах спектра было использовано спектральное окно Кайзера–Бесселя с половинным перекрытием.

Сезонные колебания уровня моря представляют собой периодически коррелированный случайный процесс, вследствие чего применение классических методов спектрального и гармонического анализов позволяет получить лишь осредненные характеристики. Для выявления экстремальных характеристик сезонных колебаний и их межгодовой изменчивости требуется применение методов, учитывающих нестационарность процесса. В настоящем исследовании для выделения сезонных колебаний уровня в морях Арктики использовалась процедура сезонной коррекции X-12-ARIMA [11]. Этот метод широко распространен при анализе сезонной изменчивости различных экономических показателей. В последние десятилетия появились работы, в которых этот метод был успешно применен для анализа сезонной изменчивости температуры поверхности Мирового океана [17] и колебаний уровня моря [6, 10]. Полученные ряды сезонных колебаний уровня моря позволили исследовать их межгодовую изменчивость и оценить средние и максимальные амплитуды в течение XX–XXI вв.

## 3. ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

В рамках гармонического анализа сезонные компоненты уровня моря рассматриваются как

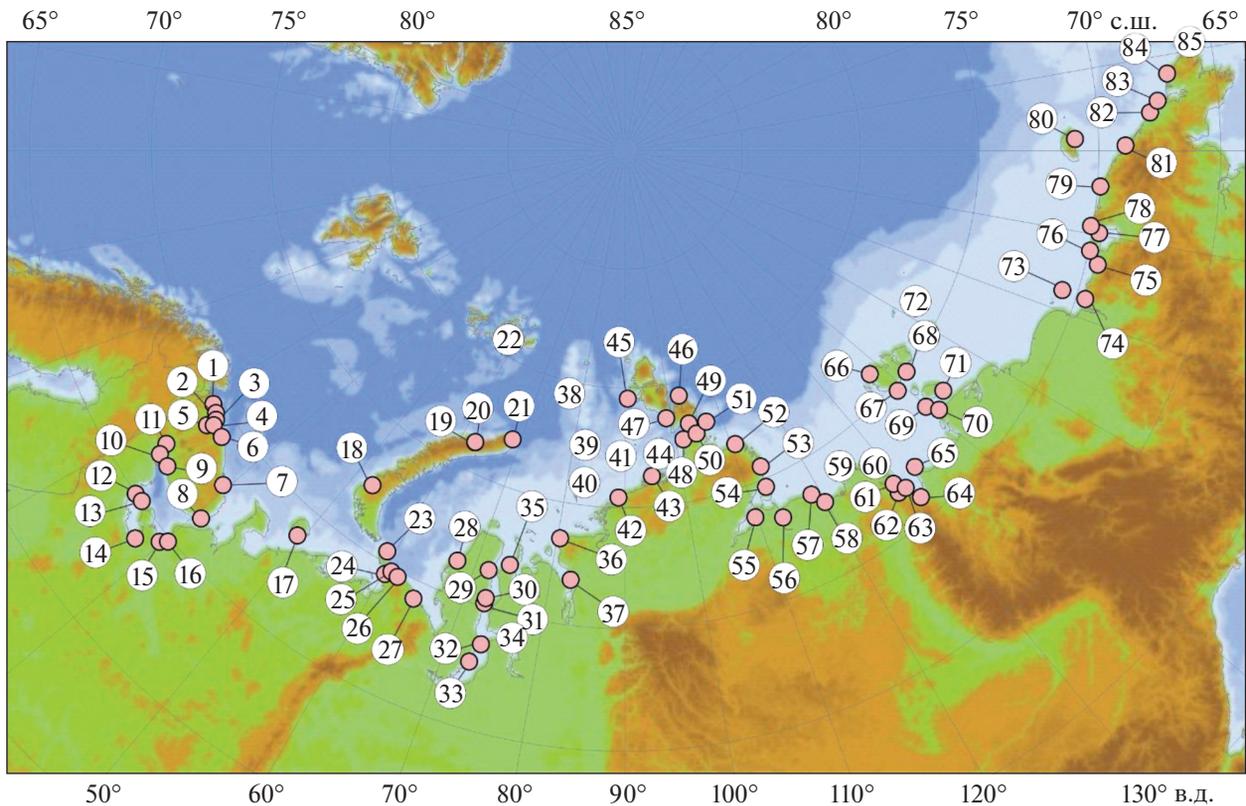


Рис. 1. Схема расположения уровнемерных станций (номера соответствуют номерам в табл. 1).

детерминированный процесс; при этом изменчивость уровня моря можно представить как

$$\eta(t) = H_0 + A_{Sa} \cos(\omega_0 t - P_{Sa}) + A_{Ssa} \cos(2\omega_0 t - P_{Ssa}), \quad (1)$$

где  $\eta$  — значение уровня,  $H_0$  — средний уровень,  $A_{Sa}$ ,  $A_{Ssa}$ ,  $P_{Sa}$ ,  $P_{Ssa}$  — амплитуды и фазы гармоник  $Sa$  и  $Ssa$  соответственно;  $\omega_0 = 2\pi/12$  — годовая частота;  $t$  — время, мес. Этот подход позволяет получить средние оценки амплитуд и фаз годовых и полугодовых колебаний уровня моря.

Гармонические постоянные были рассчитаны для всех 85 станций. Среди различных составляющих долгопериодных колебаний уровня моря наибольших амплитуд достигают годовые ( $Sa$ ). В пространственном распределении амплитуд  $Sa$  наблюдается глобальная закономерность и локальные особенности. Глобальная закономерность заключается в увеличении амплитуд годовых колебаний с запада на восток (рис. 2, табл. 1). Средняя амплитуда годовых колебаний уровня в Белом море составляет 7 см, в Баренцевом море — 9–10 см, в Карском море — 8–9 см, в море Лаптевых — 10–11 см, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях — 13–14 см. Локальные особенности проявляются вблизи устьев рек, а также в проливах. На станциях, располагающихся вблизи про-

ливов Карские ворота, Шокальского и Вилькицкого, амплитуда годовых колебаний не превышает 4–6 см. В проливе Югорский Шар амплитуда  $Sa$  увеличивается до 12–16 см. В устьях рек наблюдаются аномально высокие амплитуды годовых колебаний — до 11 см в Енисейском заливе, до 23 см и 25 см вблизи устьев рек Лены и Оленек соответственно. В Обской губе амплитуда  $Sa$  сильно варьируется: от 2 см на станции мыс Каменный до 18 см на станции Антипаюта в Тазовской губе.

В устьях крупных рек и губах происходит увеличение амплитуд полугодовой составляющей  $Ssa$ . В устье р. Онеги амплитуда  $Ssa$  составляет 11 см, от 4 до 18 см в Обской и Тазовской губах, до 13 см в Енисейском заливе, до 22 см в устье р. Оленек, до 19 см вблизи устья Лены и 8 см вблизи устья Колымы. Средние амплитуды в акваториях арктических морей РФ составляют 2–4 см и менее 2 см — в Чукотском море.

Также были рассчитаны фазы годовых и полугодовых колебаний, которые были пересчитаны в месяцы. Максимум годовой компоненты в акваториях Чукотского, Восточно-Сибирского морей и моря Лаптевых наблюдается преимущественно в сентябре, в Карском и Белом морях — в октябре, в Баренцевом море — в ноябре. В устьях рек и в губах пик годовой компоненты достигается примерно на 1–2 мес. раньше: в июне–августе —

**Таблица 1.** Характеристики сезонных колебаний уровня в арктических морях по данным уровнемерных станций

№	Название	Долгота	Широта	Период наблюдений	%	Sa (см)	Sa (мес.)	Ssa (см)	Ssa (мес.)	A <sub>mean</sub> (см)	A <sub>max</sub> (см)
1	Печенга (Лиинахамари)	31.37	69.65	1958–1990	98.0	9.5	11	1.3	1	12	14
2	Мыс Пикшуев	32.43	69.55	1955–1990	88.4	8.9	11	1.1	1	12	14
3	Кислогубская ПЭС	33.10	69.40	1970–1990	95.1	12.2	11	0.3	1	14	20
4	Полярное	33.48	69.20	1936–2018	99.9	9.7	11	1.5	6	13	16
5	Мурманск	33.05	68.97	1952–2018	97.8	9.4	11	2.0	6	12	14
6	Териберка	35.12	69.20	1949–1990	98.6	10.5	11	1.9	6	13	15
7	Иоканьга	39.50	68.05	1953–1990	93.1	10.3	11	1.4	6	12	15
8	Остров Сосновец	40.68	66.48	1985–2018	95.8	7.4	10	1.7	5	12	14
9	Умба	34.35	66.68	1985–2018	99.8	7.0	10	1.9	6	10	13
10	Ковда	32.88	66.70	1985–1993	100.0	8.1	10	4.1	1	13	14
11	Кандалакша	32.35	67.15	1985–2018	99.3	5.0	9	1.5	1	8	10
12	Кемь-порт	34.80	64.98	1985–2018	98.0	6.8	10	1.3	6	10	15
13	Соловки	35.70	65.02	1985–2018	98.3	6.8	10	1.3	6	10	16
14	Онега	38.12	63.90	1985–2004	99.2	3.4	4	10.6	5	22	28
15	Северодвинск	39.78	64.58	1985–2018	99.5	10.8	11	1.9	1	14	20
16	Остров Мудьюг	40.28	64.85	1985–2018	100.0	3.7	10	2.6	5	10	13
17	Бугрино	49.33	68.80	1962–2018	94.3	8.3	11	2.5	5	11	16
18	Малые Кармакулы	52.70	72.37	1950–2018	93.4	5.1	11	0.6	6	10	14
19	Русская гавань 2	62.58	76.18	1953–1993	97.3	11.2	11	2.7	1	14	18
20	Русская гавань	62.58	76.20	1953–1991	98.9	11.3	11	2.4	1	14	18
21	Мыс Желания (бухта)	68.55	76.95	1951–1996	99.6	7.8	10	2.7	1	10	13
22	ГМО им. Э.Т. Кренкеля	58.05	80.62	1962–1999	96.5	5.5	10	2.3	1	8	10
23	им. Е.К. Федорова (м. Болванский Нос)	59.08	70.45	1951–1993	100.0	6.2	8	7.0	6	21	27
24	Мыс Белый Нос	60.22	69.60	1957–1992	94.7	15.8	10	2.5	6	20	25
25	Пролив Югорский Шар	60.75	69.82	1950–1994	97.0	14.1	10	2.4	6	19	25
26	Амдерма	61.70	69.75	1950–2018	99.9	12.1	10	2.3	6	15	17
27	Усть-Кара	64.52	69.25	1950–2018	99.8	8.0	10	4.9	6	17	26
28	Моржовая	67.58	71.42	1954–1994	100.0	11.2	10	3.9	6	17	19
29	Тамбей	71.83	71.50	1982–1994	99.3	5.5	10	7.1	1	13	14
30	Тадья-Яха	72.57	70.37	1955–1994	99.0	5.9	8	7.3	6	22	26
31	Сеяха	72.57	70.15	1967–1994	97.6	7.4	7	8.0	6	21	24
32	Мыс Каменный	73.58	68.50	1982–1994	100.0	1.7	6	9.9	6	21	27
33	Новый Порт	72.88	67.68	1982–2018	93.2	9.0	6	4.3	1	16	24
34	Антипаюта	76.85	69.08	1965–1988	100.0	17.5	7	17.8	6	45	49
35	им. 60 лет ВЛКСМ	74.33	71.97	1982–1992	100.0	4.4	9	6.1	6	11	13
36	Остров Диксон (бухта)	80.40	73.50	1950–1997	98.8	6.7	9	5.7	6	13	17
37	Сопочная Карга	82.70	71.87	1958–2018	98.8	11.3	7	13.0	6	35	50
38	Остров Визе	76.98	79.50	1953–2012	98.5	8.0	10	3.6	1	10	13
39	Остров Уединения	82.20	77.50	1953–1995	99.4	7.4	10	3.8	1	10	14
40	Острова Известий ЦИК	82.95	75.95	1954–2018	100.0	9.2	10	3.1	1	12	15
41	Остров Исаченко	89.20	77.15	1954–1994	99.8	5.8	10	3.7	1	10	12
42	Мыс Стерлегова	88.90	75.42	1950–1995	100.0	8.2	10	4.7	1	13	16
43	Остров Правды	94.77	76.27	1950–1994	99.8	7.5	10	3.2	6	12	18

Таблица 1. Окончание

№	Название	Долгота	Широта	Период наблюдений	%	Sa (см)	Sa (мес.)	Ssa (см)	Ssa (мес.)	A <sub>mean</sub> (см)	A <sub>max</sub> (см)
44	Остров Русский	96.43	77.17	1951–1985	100.0	5.6	10	3.6	6	8	12
45	Мыс Голомянный	90.62	79.55	1954–2009	99.1	4.6	10	3.3	1	8	13
46	Мыс Песчаный	102.48	79.43	1962–1994	97.4	4.0	9	3.8	1	8	10
47	Острова Краснофлотские	98.83	78.60	1954–1987	100.0	4.1	9	3.4	1	8	11
48	Острова Гейберга	101.52	77.60	1951–1995	100.0	5.2	10	3.3	1	9	12
49	Бухта Солнечная	103.27	78.20	1951–1991	100.0	5.7	9	3.0	1	9	11
50	Мыс Челюскина (ГМО им. Е.К. Федорова)	104.30	77.72	1950–2018	88.3	3.9	10	2.2	6	7	15
51	Остров Малый Таймыр	106.82	78.08	1950–1994	98.3	4.8	9	2.8	6	7	12
52	Остров Андрея	110.75	76.80	1951–1999	99.7	8.0	9	3.3	1	12	14
53	Бухта Марии Прончищевой	113.43	75.53	1951–1970	100.0	8.6	9	3.7	6	11	14
54	Остров Преображения	112.93	74.67	1951–1995	98.3	10.1	9	3.4	1	12	17
55	Мыс Косистый	109.73	73.65	1954–1990	100.0	10.4	9	6.2	1	17	20
56	Анабар	113.50	73.22	1989–2018	100.0	17.6	8	7.6	6	33	43
57	Мыс Терпяй Тумса	118.67	73.55	1956–1998	97.8	10.2	9	3.0	1	13	17
58	Усть Оленек	119.87	73.00	1950–1980	100.0	25.5	7	21.7	6	68	75
59	Остров Дунай	124.50	73.93	1951–2011	99.2	9.8	9	1.6	1	14	21
60	Сагыллах-Ары	128.88	73.15	1962–1980	100.0	22.6	6	19.3	6	56	60
61	Быков Мыс	129.12	72.00	1975–1999	88.7	14.4	7	10.8	6	36	39
62	Бухта Тикси	128.92	71.58	1949–2010	100.0	12.6	8	5.6	1	16	20
63	Остров Муостях	130.03	71.55	1951–1995	100.0	11.1	8	5.8	1	16	18
64	Найба	130.75	70.85	1979–1996	98.0	9.8	8	4.6	1	15	18
65	Буор-Хая	132.77	71.95	1954–1993	95.1	9.2	8	4.1	1	14	20
66	Остров Котельный	137.87	76.00	1951–2018	99.9	11.0	9	2.4	1	14	18
67	Пролив Санникова	138.90	74.67	1950–2018	98.3	10.2	9	3.2	1	13	17
68	Земля Бунге	142.12	74.88	1951–1987	100.0	11.2	9	4.1	1	13	15
69	Мыс Кигилях	139.87	73.33	1951–2018	99.9	9.9	9	2.4	1	13	16
70	Мыс Святой Нос	140.73	72.83	1951–1987	100.0	7.8	8	3.8	6	12	14
71	Мыс Шалаурова	143.23	73.18	1950–2001	98.5	11.3	9	3.0	1	14	17
72	Остров Жохова	152.83	76.15	1959–1993	100.0	9.8	9	4.4	1	14	15
73	Остров Четырехстолбовой	162.48	70.63	1951–1994	100.0	13.2	9	4.4	1	17	19
74	Бухта Амбарчик	162.30	69.62	1950–1995	100.0	12.5	8	7.6	1	21	24
75	Рау-Чуа	166.58	69.50	1950–2002	91.2	12.1	9	4.1	1	15	19
76	Остров Айон	167.98	69.93	1954–2002	99.1	12.5	9	4.6	1	17	20
77	Певек	170.25	69.70	1950–2015	96.7	14.0	9	4.0	1	17	24
78	Валькаркай	170.93	70.08	1956–1993	97.3	12.2	9	3.9	1	16	19
79	Мыс Биллингса	175.77	69.88	1953–1995	99.2	13.8	9	3.6	1	17	20
80	Остров Врангеля	–178.48	70.98	1950–2000	99.0	12.9	9	3.2	1	14	17
81	Мыс Шмидта	–179.37	68.90	1950–1994	100.0	14.2	9	2.4	1	17	21
82	Мыс Ванкарем	–175.83	67.83	1950–2002	98.4	13.6	9	1.5	2	17	22
83	Остров Колючин	–174.65	67.48	1950–1991	100.0	13.9	9	0.2	3	17	23
84	Мыс Неттэн	–171.93	66.97	1950–1995	98.7	16.5	9	1.0	2	20	26
85	Остров Ратманова	–169.13	65.85	1950–1986	100.0	9.2	9	1.6	5	12	16

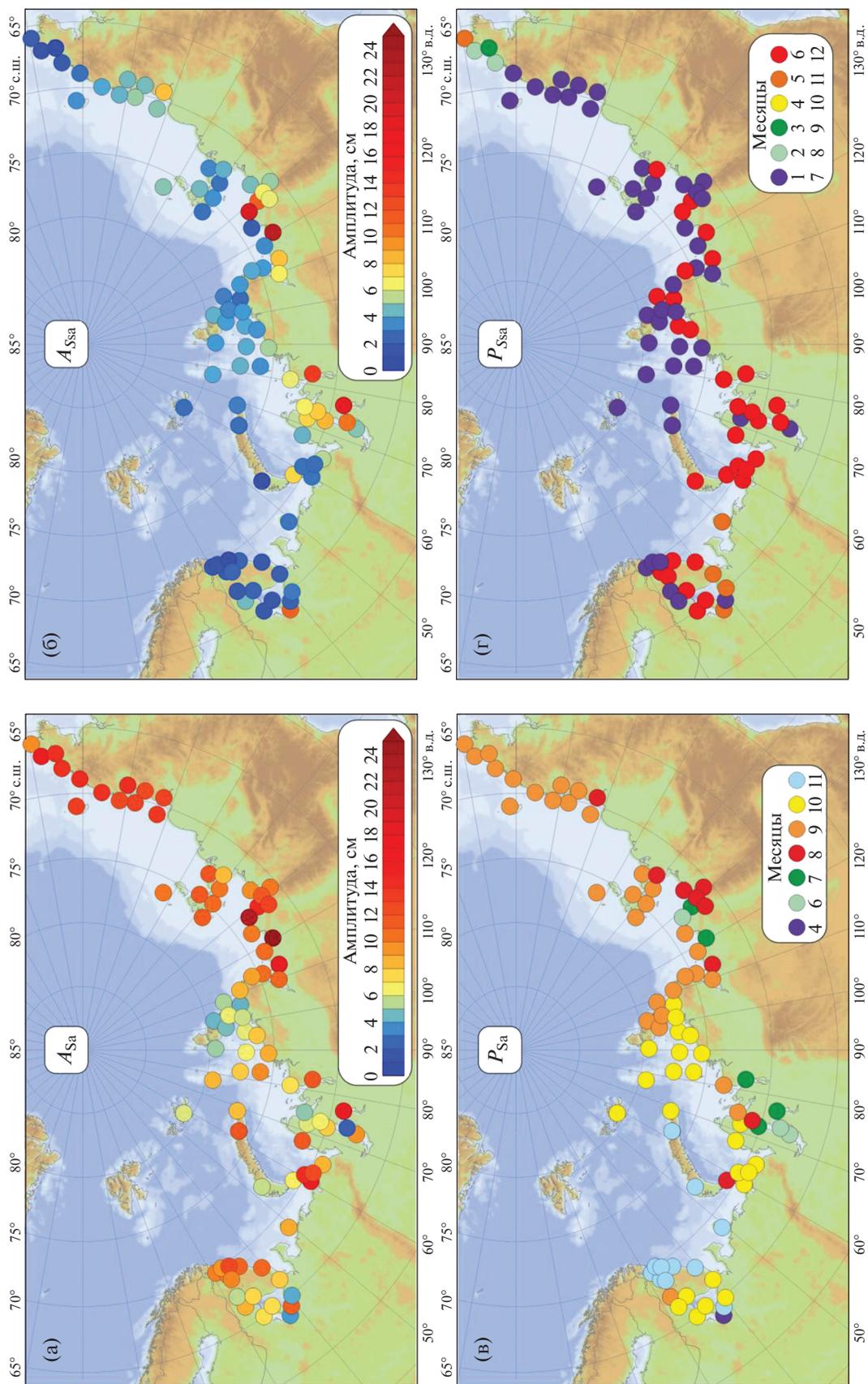


Рис. 2. Амплитуды (а, б) и фазы (в, г) годовой (а, в) и полугодовой (б, г) компонент колебаний уровня моря в Арктике.

в Обской губе и вблизи устья Лены, в июле – в Енисейском заливе и в устье р. Оленек.

Пик полугодовой гармоник наблюдается два раза в год. В Баренцевом море и в западной части Карского моря – в июне и декабре, в восточной части Карского моря, в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море – в январе и июле. В Белом море пик наблюдается в мае–июне и ноябре–декабре, в Чукотском море – в феврале–марте и августе–сентябре.

Рассчитанные амплитуды сезонных составляющих в несколько раз превышают астрономические амплитуды этих гармоник, соответствующих статической теории долгопериодных приливов. Амплитуды годовой ( $S_a$ ) и полугодовой ( $S_{sa}$ ) астрономических приливных составляющих можно оценить (в мм):

$$A_{S_a}^{\text{Tide}} = -3.1 \left( \frac{3}{2} \sin^2 \varphi - \frac{1}{2} \right) \cos(h - p') K_E, \quad (2)$$

$$A_{S_{sa}}^{\text{Tide}} = -19.5 \left( \frac{3}{2} \sin^2 \varphi - \frac{1}{2} \right) \cos(2h) K_E, \quad (3)$$

где  $\varphi$  – широта места,  $h$  – средняя долгота Солнца, которая увеличивается на  $0.0411^\circ$  за средний солнечный час и равна нулю в день равноденствия 21 марта и  $\pi/2$  21 июня,  $p'$  – долгота перигея Солнца, которая меняется в течение 20942 лет и на 2000 г. составляет  $283^\circ$ , а  $K_E = (1 + k - h) = 0.69$ , где  $k = 0.3$  и  $h = 0.61$  – числа Лява, характеризующие упругие свойства и плотность вещества внутри Земли. Максимальные амплитуды наблюдаются на полюсах и минимальные (равные нулю) – на  $35.27^\circ$  с.ш. и ю.ш.

Амплитуда астрономической годовой составляющей  $A_{S_a}^{\text{Tide}}$  на широтах от  $70^\circ$  до  $80^\circ$  меняется от 0.17 до 0.20 см, а полугодовой – от 1.11 до 1.28 см. Рассчитанные в настоящем исследовании средние амплитуды долгопериодных составляющих превышают астрономические в 3–8 раз для  $S_{sa}$  и в 30–50 раз для  $S_a$ . Таким образом,  $A_{S_a}^{\text{Tide}}$  составляет около 2–3% от  $A_{S_a}$  в морях Арктики.

#### 4. СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Для оценки распределения энергии колебаний уровня моря по частоте были рассчитаны спектры. Для спектрального анализа были выбраны прибрежные станции с длительными рядами наблюдений с небольшим процентом пропусков в данных, располагающиеся в различных географо-гидрометеорологических условиях (рис. 1, табл. 1): на открытом морском побережье (Мурманск и о. Дунай), в устьевой зоне крупных (Тадебя-Яха в Обской губе, Сопочная Карга в Енисейском заливе) и средних по объему стока рек (Усть-Кара в Карском заливе), в проливах (пролив Санникова

и мыс Кигилях), на островах (о-ва Известий ЦИК, о. Визе), в заливах и губах (Амдерма на выходе из Байдарацкой губы, бухта Тикси в губе Буор-Хая и Певек в Чаунской губе). При расчетах спектров длина сегмента  $N$  для большинства спектров равнялась 256 мес. (около 21 года), для станции Тадебя-Яха – 128 мес. (10.6 лет). Количество степеней свободы варьировалось от 8 до 12.

Главный пик на всех спектрах соответствует годовому колебанию  $S_a$  (рис. 3). На периодах меньше года можно также наблюдать сезонные составляющие с частотами, кратными году: полугодовую  $S_{sa}$ , третьговую  $S_{ta}$  и четвертьговую  $S_{qa}$ . Третьгодовые и четвертьгодовые колебания уровня моря в реальности не существуют. Эти высокочастотные компоненты в спектрах образуются из-за асимметрии годовых колебаний уровня моря. Наиболее сильно асимметрия сезонных колебаний выражена в устьевых районах стока крупных рек. Так, для станций Тадебя-Яха (Обская губа, рис. 3л) и Сопочная Карга (Енисейский залив, рис. 3м) пики, соответствующие сезонным обертонам ( $S_{sa}$ ,  $S_{ta}$  и  $S_{qa}$ ), имеют такой же уровень спектральной плотности, что и основной сезонный годовой пик  $S_a$ , а  $S_{sa}$  даже превышает  $S_a$ . Подобная спектральная структура формируется из-за асимметричного сезонного хода уровня моря с резким максимумом уровня в период половодья, который в данном регионе наблюдается преимущественно в июне. Уровень моря на этих станциях превышает средний на 30–50 см, что в 5–8 раз больше, чем отклонения уровня моря в остальные месяцы. Подобная структура наблюдается также на спектре колебаний уровня на станции Усть-Кара (рис. 3к), которая располагается в Карской губе. Объем стока р. Кары, впадающей в одноименную губу, существенно уступает стокам Оби и Енисея. Но, несмотря на это, в спектре колебаний уровня на станции Усть-Кара также наблюдаются высокочастотные обертоны сезонных колебаний, однако их энергия уменьшается с увеличением частоты. На спектре колебаний уровня на станции Мурманск, располагающейся в Кольском заливе, в который впадают рр. Тулома и Кола, также можно обнаружить слабо выраженные треть- и четвертьгодовые пики, спектральная плотность которых практически не превышает уровень непрерывного спектра. На спектрах колебаний уровня для станций, располагающихся далеко от устьев рек (например, о-ва Известий ЦИК или о. Визе), значимых пиков с периодами сезонных обертонов (1/3 и 1/4 года) не выявлено. Следует отметить, что эти высокочастотные сезонные пики также не наблюдаются на спектрах колебаний уровня на станциях о. Дунай и Амдерма, которые географически находятся вблизи устьев рек, но в реальности испытывают меньшее воздействие речного стока на колебания уровня моря. На этих

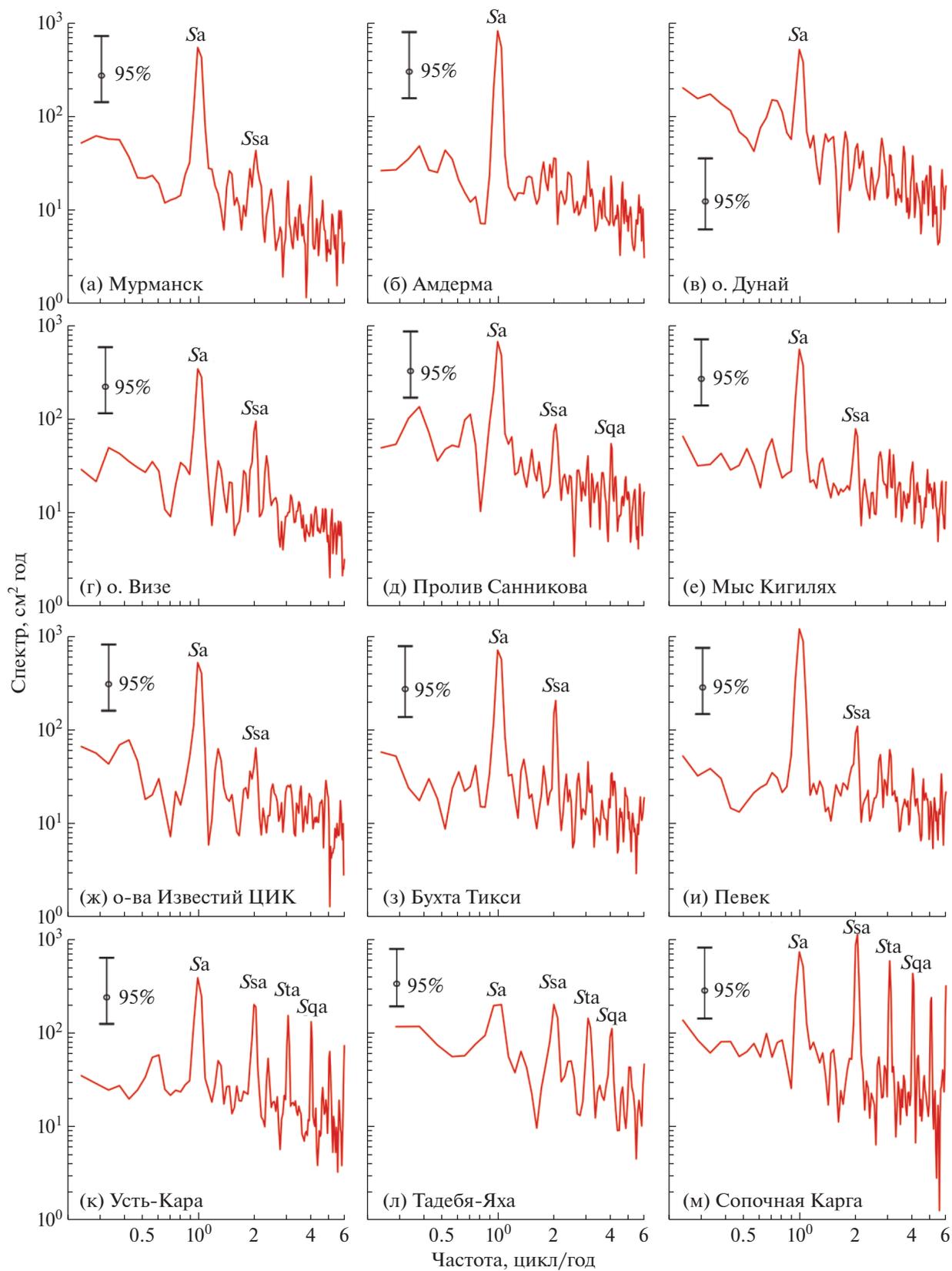


Рис. 3. Спектры долгопериодных колебаний уровня моря на различных станциях.

спектрах отсутствует даже полугодовой пик, а сезонные колебания выражены только пиком с годовым периодом. Видимо, это связано с относительно ровным сезонным ходом уровня моря, характер которого приближен к синусоиде.

Полугодовой пик  $S_{5a}$  обнаруживается не только на спектрах колебаний уровня в устьевых районах, но и в заливах (бухтах) и в проливах. На спектре колебаний уровня на станции, расположенной в проливе Санникова, кроме годового и полугодикового пиков также можно обнаружить четвертьгодовой пик. При этом третьгодовой пик на этом спектре отсутствует. Возможно, это вызвано асимметрией полугодиковой составляющей сезонных колебаний уровня моря вследствие водообмена через пролив. На спектрах в Певеке и бухте Тикси выделяются ярко выраженные  $S_a$  и  $S_{5a}$ .

## 5. СЕЗОННЫЙ ХОД УРОВНЯ МОРЯ

Для анализа сезонного хода были рассчитаны среднемноголетние значения уровня моря для каждого отдельного месяца. Предварительно из рассматриваемых рядов был исключен линейный тренд, который формируется под влиянием глобального повышения среднего уровня Мирового океана и локальных вертикальных движений земной коры. Среднемноголетний сезонный ход уровня моря для различных станций показан на рис. 4 и 5. Также для каждого месяца было рассчитано стандартное отклонение месячных аномалий уровня, которые на рис. 4 и 5 показаны синим цветом.

Предварительно станции были разделены на две группы: открытое морское побережье и устьевые зоны. На всех рассматриваемых станциях наблюдается схожий тип сезонных изменений уровня моря: наименьший уровень достигается в апреле, после чего уровень моря монотонно растет до осени–зимы. Начиная с января и до апреля уровень моря понижается. В открытых частях акваторий морей (первая группа станций) уровень в сезонном ходе повышается/понижается постепенно (рис. 4). В Баренцевом море (например, Мурманск на рис. 4б) уровень моря монотонно растет с апреля по декабрь, после чего снижается. В Белом море сезонный ход уровня (рис. 4а) имеет схожий характер, уровень поднимается до октября–декабря, причем в ноябре на всех беломорских станциях наблюдается резкое локальное понижение уровня моря.

В Карском море (рис. 4в–4е) на повышение уровня от апреля к октябрю–декабрю накладывается еще локальный максимум в июне, который вызван влиянием половодья крупных сибирских рек (Оби и Енисея). На станции Малый Таймыр, находящейся к востоку от пролива Вилькицкого, этот максимум выражен сильнее, чем на станциях в Карском море. В море Лаптевых максимальный

уровень наблюдается в период с июля по сентябрь, после чего происходит его снижение до апреля. Схожая картина наблюдается также в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, где кривая сезонного хода приближается к правильной синусоиде.

Вблизи устьев рек на монотонное повышение уровня от апреля к октябрю накладывается локальный максимум в июне, который вызван половодьем сибирских рек (рис. 5). На станциях, расположенных внутри губ или вблизи устьев крупных рек, этот июньский максимум резко усиливается (например, Антипаюта в Тазовской губе, Сопочная Карга в Енисейском заливе, Усть-Оленек в Оленекском заливе и Сагыллах-Ары в устье р. Лены). Причем чем выше по течению реки располагается станция, тем более острый пик имеет июньский максимум (см., например, Тадебя-Яха и Антипаюта). На станциях Косистый и Тикси, которые располагаются в Хатангском заливе и вблизи устья р. Лены, соответственно, летнее повышение уровня моря наблюдается в июне–июле. Это вызвано некоторым удалением станций от места впадения рек в море. В Онежском заливе максимум уровня моря, вызванный половодьем, наблюдается в мае (рис. 5а). Это происходит за счет более раннего начала половодья в бассейнах рек, впадающих в Белое море.

## 6. ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ

В настоящем исследовании для выделения и последующего анализа сезонных колебаний уровня моря использовалась процедура сезонной коррекции  $X$ -12-ARIMA [11]. Этот метод позволяет разделить исходный временной ряд  $X_t$  (например, изменения уровня моря) на три компоненты: тренд  $T_t$  (в данном случае межгодовые колебания уровня), сезонный цикл  $S_t$  и нерегулярную компоненту  $I_t$ :

$$X_t = T_t + S_t + I_t, \quad (4)$$

где  $t = 1, 2, \dots, N$ , а  $N$  – длина ряда (количество значений).

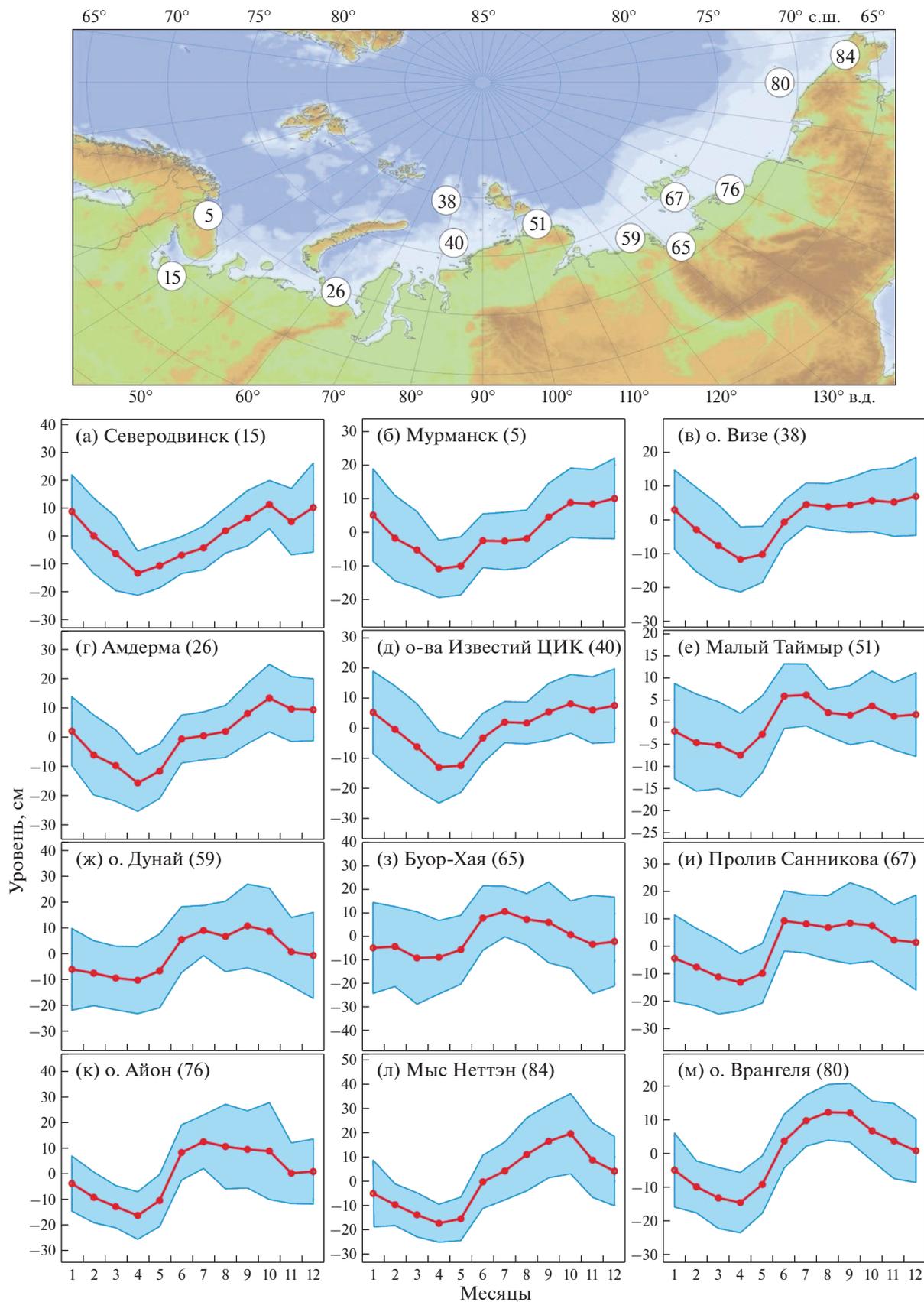
На первом этапе процедуры для расчета трендовой компоненты  $T$  временной ряд  $X$  сглаживается 12-месячным центрированным скользящим средним  $MA_{2 \times 12}$ :

$$MA_{2 \times 12}(X_t) = \frac{X_{t-6} + 2X_{t-5} + \dots + 2X_t + \dots + 2X_{t+5} + X_{t+6}}{24}. \quad (5)$$

Далее из исходного временного ряда вычитается трендовая компонента

$$Z_t = X_t - T_t, \quad (6)$$

что позволяет получить временной ряд, представляющий собой сумму сезонной компоненты и ко-



**Рис. 4.** Среднегололетний сезонный ход среднего уровня моря на станциях, расположенных на открытом побережье моря, островах и в проливах.

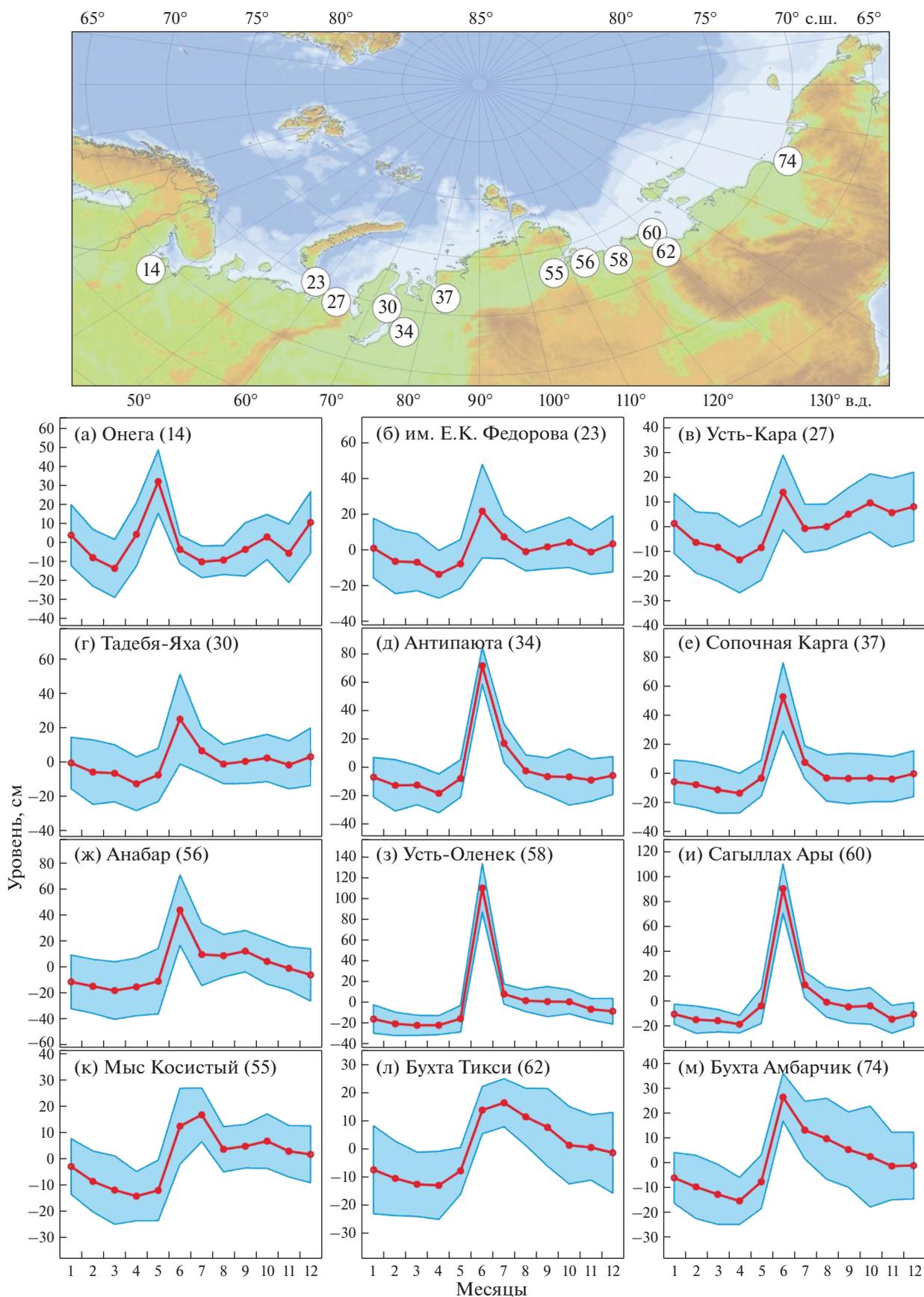


Рис. 5. Среднегодовое сезонное изменение среднего уровня моря на станциях, расположенных вблизи устьев рек.

роткопериодного шума. После этого к полученному временному ряду  $Z_t$  применяется фильтр  $SMA_{2 \times 2}$ , представляющий собой сезонное скользящее среднее  $MA_{2 \times 2}$ :

$$MA_{2 \times 2}(X_t) = \frac{X_{t-1} + 2X_t + X_{t+1}}{4}, \quad (7)$$

которое применяется к временным сериям для каждого отдельного месяца. Полученный (сезонный) временной ряд корректируется путем вычитания скользящего среднего  $MA_{2 \times 12}$ , которое представляет собой средний сезонный цикл.

На втором этапе сглаживание 12-месячным центрированным скользящим средним  $MA_{2 \times 12}$  применяется к временному ряду, полученному после вычитания сезонной компоненты:

$$Y_t = X_t - S_t, \quad (8)$$

что позволяет улучшить оценку трендовой компоненты  $T_t = MA_{2 \times 12}(Y_t)$ . После этого из исходного временного ряда вычитается улучшенная трендовая компонента  $Z_t = X_t - T_t$ . Далее к временному ряду  $Z_t$  снова применяется сезонный фильтр  $SMA_{2 \times 2}$ , позволяющий улучшить оценку сезонной компоненты  $S_t$ .

Третий шаг — это применение 12-месячного центрированного скользящего среднего к уже скорректированному временному ряду  $Y_t$ . После чего производится расчет остаточной (нерегулярной) компоненты  $I_t = X_t - T_t - S_t$ . Причем сезонная серия, полученная на втором этапе процедуры, остается неизменной. В результате вышеописанных преобразований мы получаем отдельные ряды, соответствующие трендовой  $T_t$ , сезонной  $S_t$  и нерегулярной  $I_t$  компонентам. Подробное изложение метода сезонной коррекции X-12-ARIMA представлено в работах [9, 11, 17].

На рис. 6 представлен результат применения этого метода фильтрации для среднемесячных значений уровня моря на двух арктических станциях: Амдерма (а–б) и Сопочная Карга (в–г). Серой пунктирной кривой на рис. 6 показаны исходные изменения уровня моря на станциях. Зеленым цветом на рис. 6а и 6в показана трендовая компонента, отображающая низкочастотные колебания уровня моря. Нерегулярная компонента (красная кривая на рис. 6а и 6в) представляет собой изменения уровня моря с периодами преимущественно меньше года. Эти колебания уровня формируются под влиянием непериодических короткопериодных изменений вклада компонент водного баланса, а также изменений полей атмосферного давления и ветра над поверхностью морей. Некоторый вклад в формирование отдельных месячных значений уровня моря могут вносить также длительные стонно-нагонные явления с периодами несколько суток. Отфильтрованные

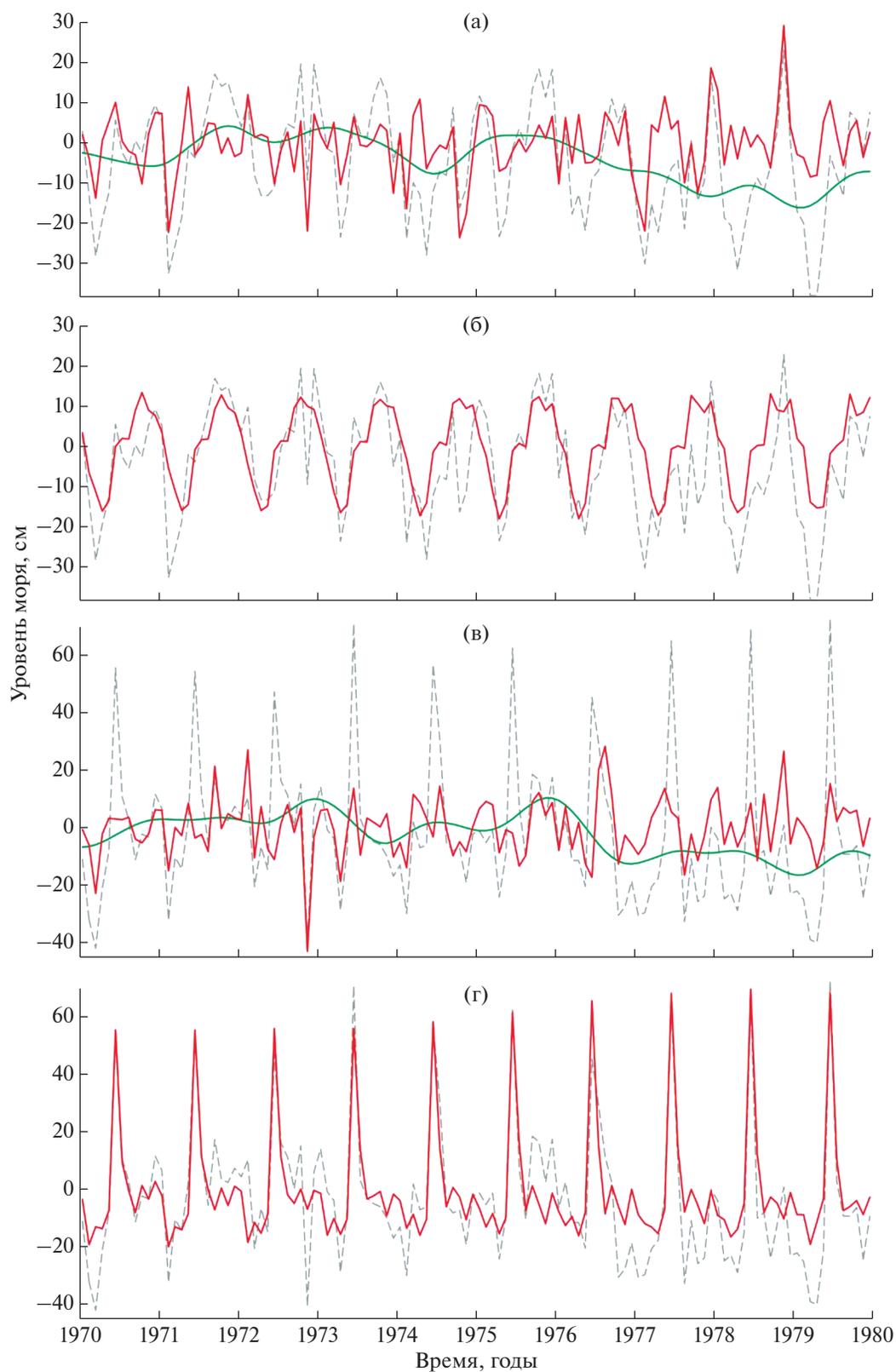
сезонные колебания уровня моря показаны на рис. 6б и 6г. Станция Сопочная Карга располагается в Енисейском заливе, вследствие чего июньский максимум, вызванный половодьем, преобладает в сезонной изменчивости уровня. Подход X-12-ARIMA позволяет достаточно хорошо оценить и выделить межгодовую изменчивость июньского максимума уровня моря на этой станции.

Полученные при помощи подхода X-12-ARIMA отфильтрованные ряды сезонных колебаний уровня моря позволили оценить межгодовую изменчивость сезонных колебаний уровня моря, их средние и экстремальные значения. Для каждого пункта были рассчитаны ежегодные значения амплитуды сезонных колебаний  $A_{\text{year}}$  как

$$A_{\text{year}} = (L_{\text{max}} - L_{\text{min}})/2, \quad (9)$$

где  $L_{\text{max}}$  и  $L_{\text{min}}$  — максимальное и минимальное значения уровня моря в течение одного календарного года (12 мес.). На станциях, расположенных вблизи устьевых зон, амплитуда сезонных колебаний  $A_{\text{year}}$  существенно меняется от года к году. Так, на станции Сопочная Карга  $A_{\text{year}}$  в отдельные годы может отличаться в 2 раза, а на станции Усть-Кара — даже в 3 раза. На основе ежегодных значений  $A_{\text{year}}$  были рассчитаны средние  $A_{\text{mean}}$  и максимальные  $A_{\text{max}}$  амплитуды сезонных колебаний уровня моря для каждого пункта. Пространственное распределение значений  $A_{\text{mean}}$  (рис. 7а) качественно схоже с распределением амплитуд годовой гармоник  $A_{\text{sa}}$  (рис. 2а). В Баренцевом и Белом морях  $A_{\text{mean}}$  меняется от 9 до 13 см, с аномалией на станции Онега, расположенной в устьевой зоне одноименной реки. В западной части Карского моря  $A_{\text{mean}}$  меняется в пределах от 13 до 20 см, с максимумами в устьях рек Таз (Антипаюта, 45 см) и Енисей (Сопочная Карга, 35 см). В восточной части Карского моря и на западном побережье моря Лаптевых располагается область минимальных амплитуд сезонных колебаний уровня,  $A_{\text{mean}}$  меняется от 7 до 10 см. В устьевых областях моря Лаптевых средняя амплитуда сезонных колебаний резко увеличивается: до 33 см в Анабаре, до 68 см в Усть-Оленек и до 56 см на станции Сагыллах-Ары, расположенной вблизи дельты Лены. При перемещении на восток амплитуда сезонных колебаний увеличивается: до 14 см вблизи Новосибирских о-вов и до 18 см на побережьях Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Максимальные амплитуды сезонных колебаний уровня моря  $A_{\text{max}}$  за весь период наблюдений для каждой станции (рис. 7б) в целом повторяют распределение  $A_{\text{mean}}$ , превышая их в 1.2–1.4 раза. Максимальные значения  $A_{\text{max}}$  зафиксированы в устьях рр. Анабар (до 43 см), Оби и Енисей (до 50 см), Лены (до 60 см) и Оленек (до 76 см). Для межго-



**Рис. 6.** Результаты сезонной фильтрации колебаний уровня моря на станциях Амдерма (а–б) и Сопочная Карга (в–г). Серой пунктирной линией показаны исходные изменения уровня моря, зеленая кривая – межгодовые колебания уровня (трендовая компонента), красная кривая показывает нерегулярные колебания уровня (а) и (в) и сезонные колебания уровня моря (б) и (г).

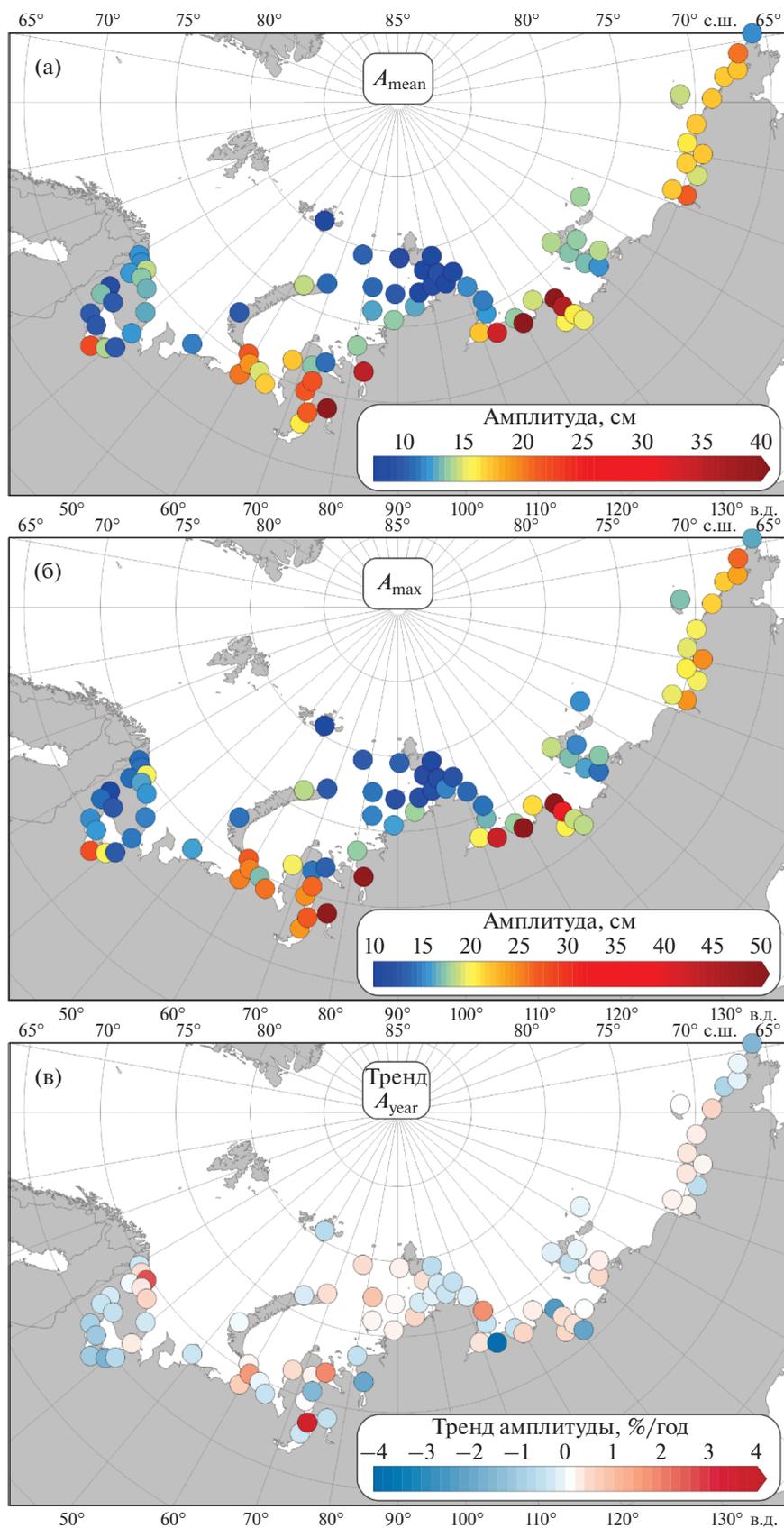


Рис. 7. Средняя  $A_{\text{mean}}$  (а) и максимальная  $A_{\text{max}}$  (б) амплитуды сезонных колебаний уровня арктических морей, а также скорость межгодовых изменений амплитуды (значения линейного тренда в % от  $A_{\text{mean}}$  в год) (в).

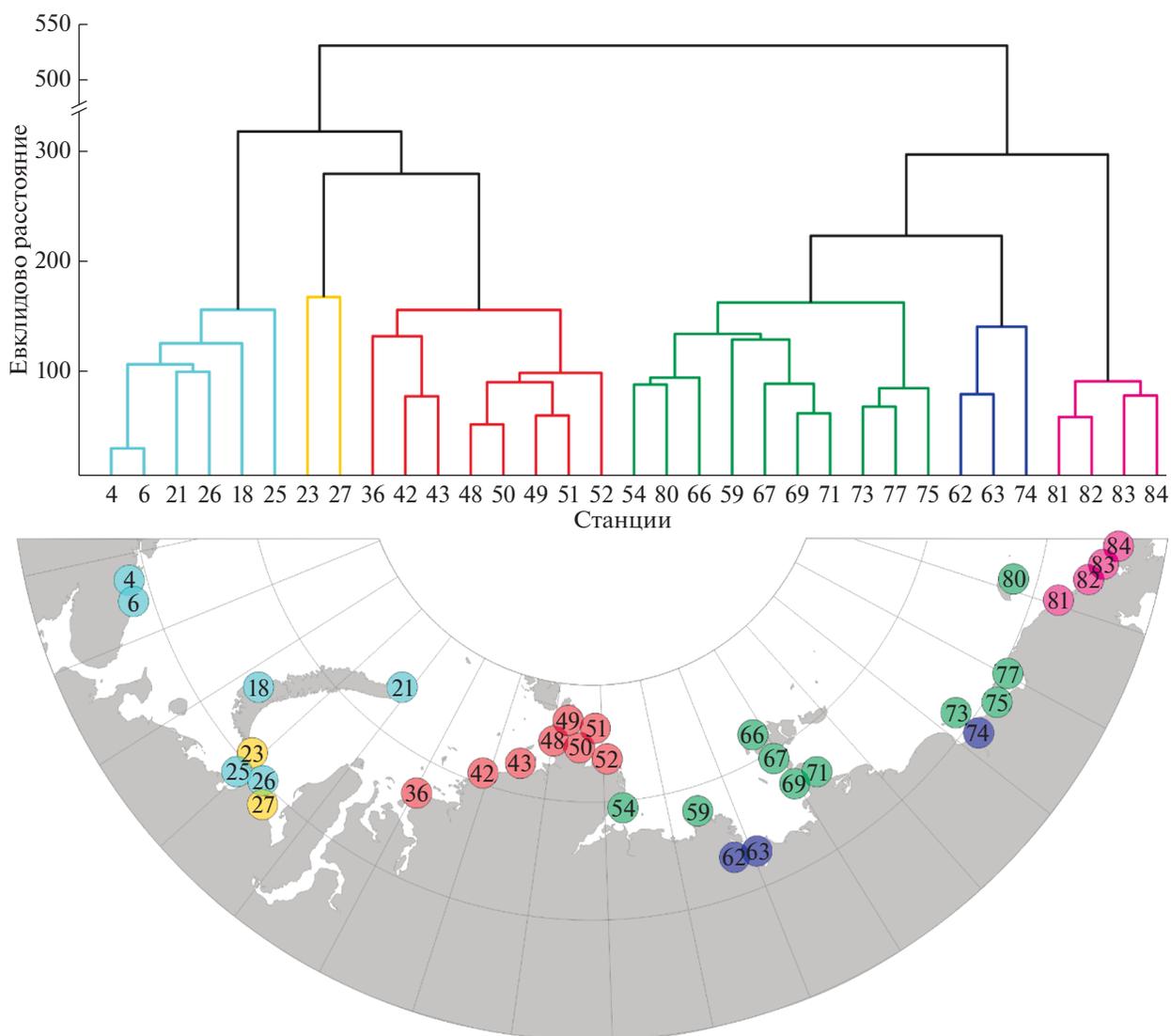


Рис. 8. Вертикальная древовидная диаграмма (дендрограмма), отображающая связанность сезонных колебаний уровня (а) на 33 станциях в морях Арктики (б).

довых изменений  $A_{\text{year}}$  в Белом море характерны отрицательные тенденции —  $A_{\text{year}}$  уменьшается на 1–1.2% в год от  $A_{\text{mean}}$  (рис. 7в). В устьевых зонах Карского моря преобладают отрицательные тенденции до –1.6% от  $A_{\text{year}}$  в год на станции Тадебя-Яха (Обская губа) и до –2.1% от  $A_{\text{year}}$  в год на станции Сопочная Карга. Причем в Обской губе на других станциях наблюдается положительный тренд: до 1.8% от  $A_{\text{year}}$  в год на станции им. 80 лет ВЛКСМ и до 3.6% от  $A_{\text{year}}$  в год на станции Мыс Каменный. В западной части моря Лаптевых (на побережье Северной Земли) преобладают отрицательные тенденции со скоростью –0.5...–0.7% от  $A_{\text{year}}$  в год. В устьях лаптевоморских рек наблюдаются отрицательные тенденции изменения средней амплитуды: до –4.6% в год в устье р. Ана-

бар, до –2.2% в год в Найбе и –2.5% в год на станции Сагыллах-Ары в дельте Лены. Причем по другим пунктам наблюдений, расположенным вблизи дельты Лены, отмечены положительные тенденции до 0.3–0.4% от  $A_{\text{year}}$  в год (рис. 7в).

## 7. КЛАСТЕРНЫЙ АНАЛИЗ

Большое количество используемых в исследовании станций позволило районировать акваторию российской Арктики по схожим особенностям сезонных колебаний уровня моря. Для этого был проведен иерархический кластерный анализ синхронных рядов среднемесячных значений уровня моря с 1951 по 1990 гг. (их расположение показано на рис. 8б, а названия — в табл. 1), позволяющий группировать станции в более круп-

ные коллекции (кластеры) с использованием определенной меры расстояния. Был использован метод Уорда (Варда) [25]: минимизация суммы квадратов отклонений любых двух кластеров, которые могут быть сформированы на каждом шаге. В качестве меры расстояния в методе Уорда используется прирост суммы квадратов евклидовых расстояний между объектами (станциями) в кластере и центрами кластера (центроидами):

$$d(r, s) = \sqrt{\frac{2n_r n_s}{(n_r + n_s)} \|\bar{x}_r + \bar{x}_s\|_2^2}, \quad (10)$$

где  $\|\cdot\|_2$  — евклидово расстояние,  $\bar{x}_r$  и  $\bar{x}_s$  — центроиды  $r$  и  $s$ , а  $n_r$  и  $n_s$  — количество станций в кластерах  $r$  и  $s$ . На каждом шаге объединяются те кластеры, при которых получается наименьший прирост общей суммы дистанций. Этот метод направлен на объединение близко расположенных кластеров.

В результате иерархического кластерного анализа была построена вертикальная древовидная диаграмма (дендрограмма), отображающая связанность сезонных колебаний на 33 станциях (рис. 8). При критическом (пороговом) значении евклидова расстояния меньше 200 станции отделились к одному кластеру. Эти кластеры выделены различным цветом на рис. 8. На основе результатов кластерного анализа можно выделить четыре области с высокой связанностью сезонных колебаний уровня: 1) Баренцево море, 2) Карское море, 3) море Лаптевых — Восточно-Сибирское море, 4) Чукотское море. В целом эти области связаны с географическим расположением станций, но есть несколько интересных особенностей. Так, колебания уровня на станциях Югорский Шар (№ 25 на рис. 8) и Амдерма (№ 26) в Карском море имеют более тесную связь с изменениями уровня в Баренцевом море (станции Полярное (№ 4) и Териберка (№ 6)), чем с таковыми на географически близко расположенных станциях им. Е.К. Федорова (№ 23) и Усть-Кара (№ 27). Это подтверждается и оценками корреляции ( $R$ ) колебаний уровня:  $R = 0.90$ – $0.91$  для станций Югорский Шар, Амдерма, Полярное и Териберка. Для кластера Карского моря, с западной границей на станции Диксон (№ 36) и восточной границей на станции о. Андрей (№ 52),  $R = 0.80$ – $0.90$ . Третья область объединяет море Лаптевых и Восточно-Сибирское море. Для этой области также характерна высокая корреляция. Причем следует выделить высокую связанность ( $R = 0.91$ ) между о. Преображения (№ 54), расположенным в западной части моря Лаптевых, и о. Врангеля (№ 80), находящимся на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Четвертая область объединяет четыре станции в Чукотском море (станции № 81, 82, 83, 84). Отдельно выделяются станции в устьевых областях морей: бухта Тикси

(№ 62), о. Муостах (№ 63), бухта Амбарчик (№ 74); их выделение в отдельный кластер, вероятно, вызвано схожим характером сезонного хода уровня моря, вызванного половодьем.

## 8. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В текущем исследовании были показаны географические особенности распределения средних и экстремальных амплитуд сезонных колебаний уровня в морях российской Арктики. Важным вопросом, который остался за рамками представленного исследования, является оценка вклада различных вынуждающих факторов в формирование сезонных колебаний уровня в отдельных морях. В [20] было показано, что повышение уровня в арктических морях в июле–августе связано с понижением атмосферного давления. Термические колебания уровня имеют максимум во второй половине августа, когда достигается сезонный максимум солнечной радиации. Максимум уровня моря в сентябре–октябре формируется под влиянием усиления штормовой активности, увеличения количества атмосферных осадков. В ноябре–декабре в рассматриваемых акваториях начинает формироваться ледяной покров, который уменьшает влияние ветра на сезонный ход уровня моря. Апрельский минимум сезонного хода уровня моря, который наблюдается практически на всех станциях, формируется под влиянием сразу нескольких процессов. В этот период наблюдается максимум атмосферного давления [18], солёности и распространения ледяного покрова, температура морской воды приближается к точке замерзания, а речной сток близок к нулю.

Согласно [5], сезонные изменения атмосферного давления являются основным фактором сезонных колебаний уровня вблизи побережий островов, расположенных на кромке континентального шельфа. В Карском, Лаптевых и Чукотском морях влияние ветра и атмосферного давления приблизительно одинаково, а на побережье Восточно-Сибирского моря сезонные колебания в большей степени определяются ветром [5]. По результатам численного моделирования в [15] было показано, что термохалинные течения вносят основной вклад (до 60–80%) в формирование колебаний уровня и в общую циркуляцию моря Лаптевых в сезонном и климатическом масштабах. Согласно [7], сезонные колебания уровня моря в Арктике определяются на 50–80% влиянием ветра. При этом дрейфующий лед практически не влияет на пространственные особенности сезонных колебаний уровня. Но неподвижный ледяной покров, в том числе припай, экранирует действие касательных напряжений ветра, тем самым уменьшая его влияние в прибрежных частях акваторий в зимне-весенний период.

Увеличение речного стока в период половодья резко нарушает гармонический характер сезонного хода уровня моря и формирует локальный максимум в июне. Эта особенность наиболее ярко выражена в устьевых областях морей, где средний уровень резко увеличивается на 30–50 см. Вследствие этого возрастает амплитуда полугодовых колебаний и возникают сезонные обертоны в спектрах (полугодовой  $S_{sa}$ , третьгодовой  $S_{3a}$  и четвертьгодовой  $S_{4a}$ ). В Чукотском море форма кривой сезонного хода уровня приближается к синусоиде, что вызвано отсутствием стока крупных рек в море.

Как было показано в разделе 3, астрономическая приливная составляющая  $S_a$  имеет амплитуды в Арктике до 0.2 см и составляет всего около 2–3% от амплитуды годовой компоненты колебаний уровня моря. Амплитуда полугодового статического прилива  $S_{sa}$  существенно больше, на широте рассматриваемых морей – до 1.3 см. Таким образом, для некоторых пунктов арктического побережья, например, для станций в Чукотском (мыс Ванкарем, мыс Неттэн, о. Ратманова), Баренцевом (Печенга, Полярное, Териберка и др.) и Белом (Кандалакша, Кемь-порт, Соловки и др.) морях, вклад астрономической приливной составляющей становится существенным и имеет амплитуды, близкие к амплитудам суммарной компоненты  $S_{sa}$  (см. табл. 1).

Полученные при помощи подхода X-12-ARIMA отфильтрованные ряды позволили оценить экстремальные значения сезонных колебаний уровня моря. Средняя амплитуда сезонных колебаний уровня моря  $A_{mean}$  меняется от 10 см в Белом море до 16 см на побережьях Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Максимальные значения амплитуды сезонных колебаний уровня моря  $A_{max}$  за весь период наблюдений для каждой станции в целом повторяют распределение  $A_{mean}$ , превышая их в 1.2–1.4 раза. Максимальные значения  $A_{max}$  достигаются в устьевых областях: до 50 см в Енисейском заливе и Обской губе, до 60 см вблизи устья р. Лены и до 75 см в устье р. Оленек. Т.е. в течение года размах изменений среднего уровня моря может достигать 100 см в Енисейском заливе и до 150 см в устье р. Оленек. Таким образом, амплитуды сезонных колебаний в устьях сибирских рек близки к экстремальным значениям сезонных колебаний, наблюдаемым в устьях крупнейших рек, впадающих в Мировой океан: например, р. Ганг (до 100 см) и р. Св. Лаврентия (до 50 см) [21, 22].

Следующим шагом в развитии этого исследования будет оценка вклада различных вынуждающих факторов в формирование сезонных колебаний уровня в арктических морях.

**Источники финансирования.** Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (те-

ма № 0128-2021-0004) и при финансовой поддержке РНФ (грант № 20-77-00099) и РФФИ (грант № 18-05-60250).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашик И.М., Макаров А.С., Большаков Д.Ю. Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23–27.
2. Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю., Смирнов Н.П. Сезонные и многолетние колебания уровня морей Северного Ледовитого океана. СПб.: РГГМУ, 2000. 114 с.
3. Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. О причинах сезонной и многолетней изменчивости уровня в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // Тр. Аркт. и антарк. науч.-исслед. ин-та. 1978. Т. 349. С. 60–68.
4. Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. Причины сезонной и многолетней изменчивости уровня Чукотского моря // Тр. Аркт. и антарк. науч.-исслед. ин-та. 1978. Т. 349. С. 69–75.
5. Дворкин Е.Н., Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. Сезонные и многолетние колебания уровня арктических морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. Вып. 60. С. 10–17.
6. Медведев И.П. Межгодовая изменчивость сезонных колебаний уровня на российском побережье Балтийского моря // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 3. С. 35–50. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46\(3\).3](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2018.46(3).3)
7. Прошутинский А.Ю. Колебания уровня Северного Ледовитого океана. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 216 с.
8. Church J.A., Clark P.U., Cazenave A. et al. Sea Level Change // In: Stocker T.F. (ed.). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
9. Dagum E.B. The X-11-ARIMA seasonal adjustment method. Ottawa, Canada: Statistics Canada, Seasonal Adjustment and Time Series Staff, 1980. 118 p.
10. Dangendorf S., Wahl T., Muddersbach C., Jensen J. The seasonal mean sea level cycle in the southeastern North Sea // J. Coastal Res. 2013. V. 65(SP2). P. 1915–1920.
11. Findley D.F., Monsell B.C., Bell W.R. et al. New capabilities and methods of the X-12-ARIMA seasonal-adjustment program // J. of Business & Economic Statistics. 1998. V. 16. № 2. P. 127–152.
12. Gill A.E., Niller P.P. The theory of the seasonal variability in the ocean // Deep Sea Res. 1973. V. 20(2). P. 141–177. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(73\)90049-1](https://doi.org/10.1016/0011-7471(73)90049-1)
13. Oppenheimer M., Glavovic B.C., Hinkel J. Sea level rise and implications for low-lying islands, coasts and communities // In IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate; Pörtner H.-O., Roberts D.C., Masson-Delmotte V. et al. (eds.). Geneva, Switzerland: IPCC, 2019. Available online: <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/12/>

- SROCC\_FullReport\_FINAL.pdf (accessed on 29 February 2020).
14. Pavlov V.K. Seasonal and long-term sea level variability in the marginal seas of the Arctic Ocean // *Polar Res.* 2001. V. 20. № 2. P. 153–160.
  15. Pavlov V.K., Pavlov P.V. Features of seasonal and inter-annual variability of the level regime and water circulation in the Laptev Sea // In: Kassens H. (ed.). *Land-ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history.* Berlin, Springer, 1999. P. 3–16.
  16. Peltier W.R. Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G(VM2) model and GRACE // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2004. V. 32. P. 111–149. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359>
  17. Pezzulli S., Stephenson D.B., Hannachi A. The variability of seasonality // *J. Climate.* 2005. V. 18. № 1. P. 71–88.
  18. Polyakov I.V., Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Seasonal cycles in two regimes of Arctic climate // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 1999. V. 104. № C11. P. 25761–25788.
  19. Proshutinsky A., Ashik I.M., Dvorkin E.N. et al. Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. № C03042. <https://doi.org/10.1029/2003JC002007>
  20. Proshutinsky A., Ashik I., Häkkinen S. et al. Sea level variability in the Arctic Ocean from AOMIP models // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2007. V. 112. № C04S08. <https://doi.org/10.1029/2006JC003916>
  21. Pugh D., Woodworth P. *Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes.* Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 296 p.
  22. Tsimplis M.N., Woodworth P.L. The global distribution of the seasonal sea level cycle calculated from coastal tide gauge data // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 16031–16039. <https://doi.org/10.1029/94JC01115>
  23. Vinogradov S.V., Ponte R.M. Annual cycle in coastal sea level from tide gauges and altimetry // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. № C04021. <https://doi.org/10.1029/2009JC005767>
  24. Volkov D.L., Pujol M.I. Quality assessment of a satellite altimetry data product in the Nordic, Barents, and Kara seas // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2012. V. 117. № C03025. <https://doi.org/10.1029/2011JC007557>
  25. Ward J.H. Jr. Hierarchical grouping to optimize an objective function // *J. Am. Stat. Assoc.* 1963. V. 58. P. 236–244.

## Features of Seasonal Sea Level Oscillations in the Russian Arctic Seas

I. P. Medvedev<sup>a, b, #</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Institute of Applied Geophysics, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: patamates@gmail.com*

Based on the analysis of long series of monthly mean sea level values from the database of the PSMSL and ESIMO portals, we obtained estimates of mean and extreme amplitudes of seasonal oscillations. The mean amplitude of annual sea-level oscillations in the White Sea is 7 cm, in the Barents Sea is 9–10 cm, in the Kara Sea is 8–9 cm, in the Laptev Sea is 10–11 cm, in the East Siberian and Chukchi Seas is 13–14 cm. In the estuarine areas of the seas, the amplitude of annual oscillations increases, and the semi-annual, third-annual, and quarter-annual components appear in the sea level spectra. They are formed due to the asymmetry of the seasonal sea-level variation with a sharp maximum during the flood period in June. Interannual changes in the amplitude of seasonal oscillations were identified and estimates of their extreme values were obtained. In some years, the amplitude of seasonal oscillations in the Yenisei Gulf and the Gulf of Ob reaches 50 cm, 60 cm near the mouth of the Lena River, and 75 cm at the mouth of the Olenek River.

**Keywords:** sea level, Arctic, flood, seasonal variations, X-12-ARIMA, cluster analysis, spectral analysis

УДК 551.465

## СТРУКТУРА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛЮМА РЕКИ ЛЕНЫ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2021 г. Э. А. Спивак<sup>1</sup>, А. А. Осадчиев<sup>2</sup>, \*, И. П. Семилетов<sup>1</sup><sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.А. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: osadchiev@ocean.ru

Поступила в редакцию 28.10.2019 г.

После доработки 02.04.2020 г.

Принята к публикации 18.03.2021 г.

Данная работа посвящена исследованию структуры и сезонной изменчивости наиболее опресненной части плюма р. Лены в юго-восточной части моря Лаптевых, а именно, в акватории, прилегающей к восточной части дельты Лены, и в губе Буор-Хая. На основе натурных гидрологических данных показано, что в течение летнего периода происходит аккумуляция пресноводного стока р. Лены в губе Буор-Хая. В осенний период пониженная соленость в этом полуизолированном и мелководном заливе сохраняется значительно дольше, чем в области, непосредственно прилегающей к восточной части дельты р. Лены, что нетипично для плюмов крупных рек. Таким образом, губа Буор-Хая служит резервуаром пресноводного стока в течение длительного осенне-зимнего периода. Более того, этот залив служит вторичным источником опресненных и теплых вод в юго-восточной части моря Лаптевых, сравнимым по объему со стоком р. Лены в период осенне-зимней межени.

**Ключевые слова:** речной плюм, поверхностная соленость, сезонная изменчивость, море Лаптевых, река Лена, губа Буор-Хая

DOI: 10.31857/S0030157421060149

### 1. ВВЕДЕНИЕ

В Северный Ледовитый океан, занимающий всего 3% площади поверхности и 1% объема Мирового океана, поступает значительный материковый сток, составляющий более 11% суммарного мирового стока в океан [14, 20]. В результате этого в Северном Ледовитом океане формируется опресненный поверхностный слой и значительные вертикальные градиенты солености [9, 12]. В силу того, что морской лед в глубоководной части океана формируется только в случае существования постоянного галоклина, ограничивающего тепловую конвекцию [11], соленостная стратификация в Арктике играет ключевую роль в изменчивости ледяного покрова и регионального альbedo, влияющего на климатические процессы в глобальном масштабе [27]. Кроме того, соленостная стратификация ограничивает восходящий поток тепла от более теплых глубинных атлантических и тихоокеанских вод, что также влияет на образование ледяного покрова в Арктике [13, 36]. Пресноводный сток также оказывает существенное влияние на многие региональные процессы в Арктике, особенно в прибрежных и шельфовых районах, такие как циркуляция вод, перенос взвешенных и растворенных веществ, образование первичной продукции, распределе-

ние антропогенного загрязнения, асидификация, отложение терригенного материала в шельфовых районах Арктики [25–28, 30–33, 39–41, 43].

Лена – вторая по размеру река, впадающая в Северный Ледовитый океан, и 8-я река в мире по объему стока. Длина и площадь бассейна р. Лены составляют 5100 км и 2490000 км<sup>2</sup> соответственно. Среднегодовой сток Лены в море Лаптевых оценивается в 590 км<sup>3</sup> [1, 21, 34]. Лена – крупнейшая река в мире, полностью протекающая в районе многолетней мерзлоты. В связи с этим, основное питание р. Лены составляют снеговые и дождевые воды, в то время как питанию грунтовыми водами препятствуют многолетнемерзлые породы [1]. Таким образом, внутригодовая изменчивость расхода в низовьях Лены характеризуется половодьем с июня по октябрь с пиковыми значениями в июне (40% годового стока) и несколькими довольно высокими дождевыми паводками осенью [34]. В течение межени с ноября по май низовья р. Лены замерзают, и в этот период в море поступает менее 15% годового стока [34]. Среднегодовое и максимальное зарегистрированные значения речного расхода составляют 17100 и 220000 м<sup>3</sup>/с соответственно [1, 18]. Высокая среднегодовая концентрация взвешенного вещества в воде Лены (40 г/м<sup>3</sup>) определяет боль-

шие значения объемов стока взвешенных ( $(17-21) \times 10^6$  т в год) и влекомых ( $5 \times 10^6$  т в год) наносов [21].

При впадении в море Лаптевых р. Лена образует обширную дельту, входящую в число крупнейших речных дельт мира (рис. 1). Дельта Лены имеет сложную морфологию, состоит из сотен протоков, площадь и вдольбереговая протяженность дельты составляют  $32000 \text{ км}^2$  и  $500 \text{ км}$  соответственно [1, 8, 18]. Крупнейшими протоками дельты р. Лены являются Трофимовская, Быковская и Сардахская протоки, расположенные в восточной части дельты, в них поступает 80–90% стока Лены [1, 18].

При впадении Лены в море формируется поверхностная опресненная водная масса, называемая плюмом р. Лены. Внешняя граница плюма Лены условно проводится по изохалине в 15 епс, где, как правило, расположен резкий градиент солености между опресненным поверхностным слоем и нижележащими солеными водами. В летне-осенний период плюм р. Лены занимает площадь в сотни тысяч квадратных километров в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море [34]. В зимне-весенний период во время межени на р. Лене площадь плюма значительно сокращается до юго-восточной части моря Лаптевых. Вместе со стоком Лены в море Лаптевых выносятся большое количество терригенной взвеси, биогенных элементов и антропогенных загрязнений [4, 8, 18, 21]. Таким образом, распространение плюма Лены оказывает существенное воздействие на физические, химические и биологические процессы как непосредственно в придельтовой области и прилегающих участках шельфа [6, 7, 19], так и в масштабах всего моря Лаптевых [2, 15, 33, 38, 39] и азиатского сектора Северного Ледовитого океана [16, 17, 29, 41], чему были посвящены многочисленные исследования. Тем не менее, многие важные аспекты как внутренней структуры, так и динамики самого плюма р. Лены остаются недостаточно изученными. Данная работа посвящена исследованию сезонной изменчивости структуры наиболее опресненной части плюма р. Лены в юго-восточной части моря Лаптевых, а именно в акватории, прилегающей к восточной части дельты Лены (ее граница обозначена пунктирной линией на рис. 1), и в губе Буор-Хая (ее граница обозначена сплошной линией на рис. 1).

## 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

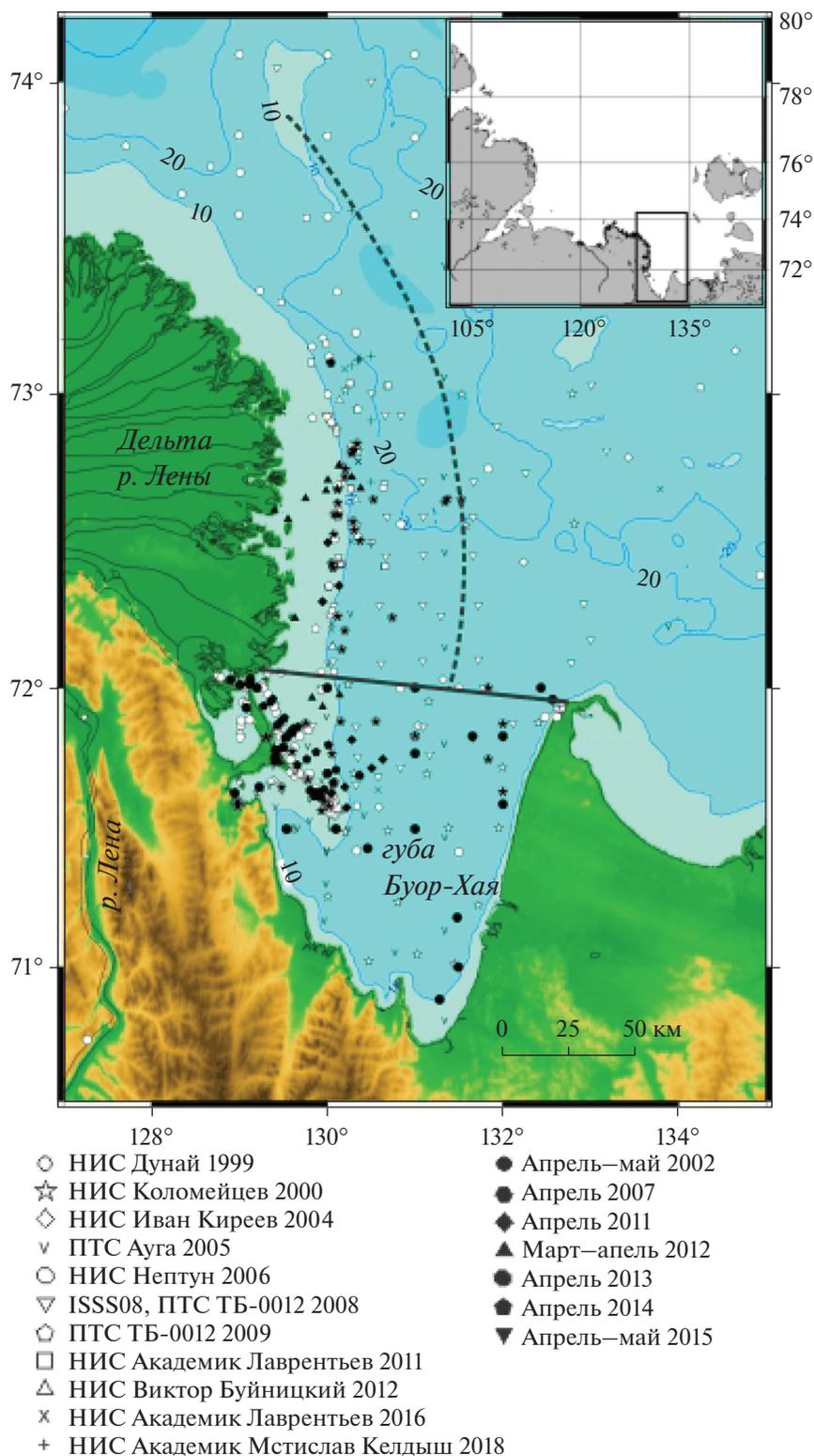
Работа основана на натуральных данных, собранных в ходе 12 морских экспедиций на НИС “Дунай” в сентябре 1999 г., НИС “Николай Колomeйцев” в августе–сентябре 2000 г., НИС “Иван Киреев” в августе–сентябре 2004 г., ПТС “Ауга” в сентябре 2005 г., НИС “Нептун” в сентябре 2006 г.,

в рамках российско-шведской экспедиции ISSS08 на НИС “Яков Смирницкий” в июле–августе 2008 г., ПТС “ТБ-0012” в августе 2008 г., ПТС “ТБ-0012” в августе–сентябре 2009 г., 57-го рейса НИС “Академик Лаврентьев” в сентябре–октябре 2011 г., НИС “Виктор Буйницкий” в сентябре 2012 г., 78-го рейса НИС “Академик Лаврентьев” в октябре 2016 г. и 73-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в октябре 2018 г. в акватории моря Лаптевых, расположенной к востоку от дельты Лены, и в губе Буор-Хая (рис. 1). Кроме этого, использованы данные, полученные в ходе 7 осенних санно-тракторных экспедиций в губе Буор-Хая в марте–апреле 2002 г., апреле 2007 г., апреле 2011 г., марте–апреле 2012 г., апреле 2013, апреле 2014 г., апреле–мае 2015 г.

Для измерения вертикального распределения температуры и солености в 1999, 2000 и 2002 гг. использовался STD-зонд *Memory STD (ALEC Electronics)*. В морских экспедициях в 2004, 2005, 2006, 2007, 2012 гг., а также в весенних санно-тракторных экспедициях в 2007, 2011 и 2012 гг. использовался STD-зонд *SBE19 (Sea Bird Electronics)*. В морских экспедициях 2008 г. и в весенней санно-тракторной экспедиции 2013 г. использовался STD-зонд *YSI-6920 (Yellow Springs Instrument)*. В весенних санно-тракторных экспедициях в 2014 и 2015 гг. использовался STD-зонд *XR-620 (Rinko)*. В морских экспедициях 2011, 2016 и 2018 гг. использовался STD-зонд *SBE9 (Sea Bird Electronics)*. В дополнение к вышеизложенным измерениям в работе использовались вертикальные термохалинные измерения из базы данных World Ocean Database (WOD) [10], полученные в исследуемом регионе в январе (в 1977, 1982 и 1983 гг.), феврале (в 1977–1982 гг.) и июле (в 1955–1959, 1965–1969, 1977, 1981, 1983 гг.). В морских экспедициях в качестве поверхностной солености принималась соленость на глубине 2 м, а в зимних санно-тракторных экспедициях – на глубине 0.5 м от подошвы льда, при этом толщина льда составляла 2–2.5 м. Также для анализа синоптической изменчивости поверхностной солености в акватории, прилегающей к восточной части дельты Лены, в экспедиции 2018 г. использовались данные измерения температуры и солености на глубине 2–3 м вдоль хода движения судна с помощью проточной системы, оборудованной термосалинографом *SBE21 (Sea Bird Electronics)* [3, 30].

## 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

**3.1. Сезонная изменчивость.** На основе натуральных данных, полученных в ходе 19 экспедиций, были построены среднемесячные карты поверхностного распределения солености в исследуемом регионе в марте, апреле, августе, сентябре и октябре. Количественное распределение гидрологических данных по этим месяцам неравномер-



**Рис. 1.** Расположение района исследований в юго-восточной части моря Лаптевых (в верхнем правом углу). На врезке показаны донная топография района исследований и схема расположения гидрологических станций 18 экспедиций в 1999–2018 гг. Прерывистой линией обозначена граница приустьевой области. Сплошной линией обозначена губа Бур-Хая.

**Таблица 1.** Распределение станций по месяцам и годам экспедиционных измерений

	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
1999							20	
2000						14	25	
2002		20	5					
2004						23	3	
2005							53	
2006							67	
2007		53					2	
2008						57		
2009						21	21	
2011		15					27	
2012	8	5					9	
2013		15						
2014		30						
2015	5	27						
2016							9	7
2017								
2018								11

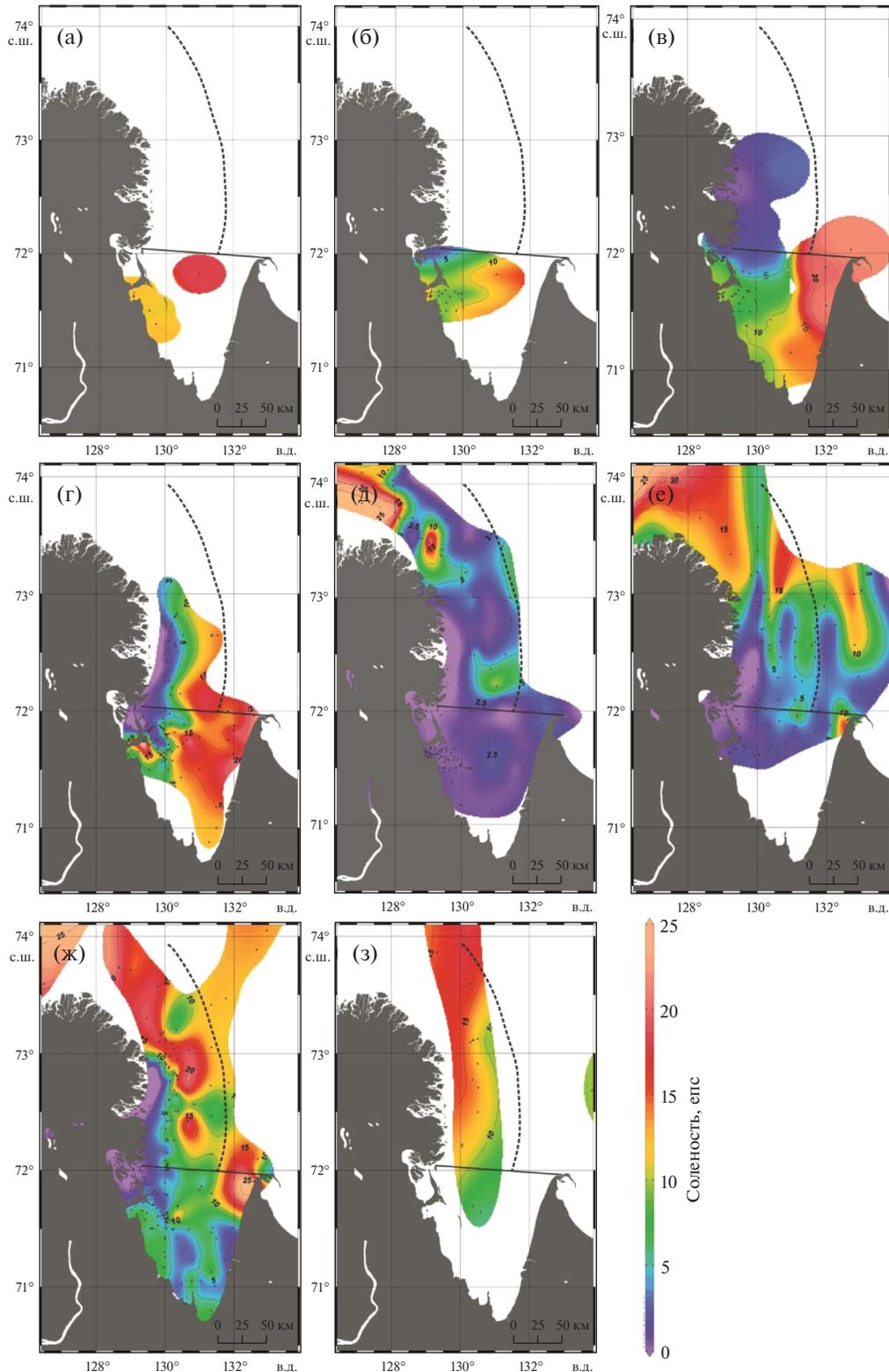
ное. Большая часть имеющихся данных получены в ходе 12 морских экспедиций в период открытой воды, а именно в августе–октябре. Гидрологические измерения в этот период охватывают весь район исследований. Большая часть измерений, полученных в ходе 7 весенних санно-тракторных экспедиций (март и апрель), напротив, охватывала лишь район вблизи придельтовой области и только в 2002 г. была исследована большая часть губы Буор-Хая. Таким образом, наиболее изученными являются летне-осенние месяцы, менее изученными – март–апрель, и отсутствуют данные по зимнему периоду, а также по периоду начала летнего половодья (табл. 1). Поэтому для января, февраля и июля были построены карты поверхностной солености по гидрологическим данным из базы данных WOD.

Рисунок 2а показывает распределение поверхностной солености в январе. 4 станции расположены в юго-западной части губы Буор-Хая, и одна станция находится в центре залива. Максимальная соленость (15 епс) наблюдается в центральной части губы Буор-Хая, на остальных станциях соленость составляет 5–10 епс. На рис. 2б показано распределение солености в феврале, построенное по данным измерений на 18 станциях. Эти станции преимущественно расположены в юго-западной части исследуемого района, одна станция находится в центре залива и одна – в устье Быков-

ской протоки. Максимальные значения (12 епс) солености зафиксированы в центральной части губы Буор-Хая, в юго-западной части губы соленость меняется в пределах 7–11 епс. Минимальные значения (2.2 епс) отмечены вблизи Быковской протоки.

Распределение поверхностной солености в марте показано на рис. 2в. 13 станций охватывают район вблизи придельтовой области между Быковской и Трофимовской протоками. Соленость вблизи проток находится в пределах 1–5 епс, на станциях более удаленных от проток соленость доходит до 10–11 епс. Апрель является наиболее изученным месяцем в течение периода, когда исследуемый район покрыт припайным льдом. Гидрологические станции охватывают практически всю губу Буор-Хая, но в основном сосредоточены в придельтовой области. Рисунок 2г показывает распределение солености в апреле. Относительно соленые воды (15–20 епс) губы Буор-Хая отделены от опресненных вод в акватории, прилегающей к восточной части дельты р. Лены (1–5 епс), четким фронтом, проходящим в 50 км к востоку от дельты.

Распределение поверхностной солености в июле, относящееся к начальному периоду половодья на р. Лене, показано на рис. 2д. Максимальные значения солености (20–25 епс) отмечены в областях к северу и северо-востоку от дельты Лены.



**Рис. 2.** Среднемесячное распределение поверхностной солености в январе (а), феврале (б), марте (в), апреле (г), июле (д), августе (е), сентябре (ж) и октябре (з) в акватории, прилегающей к восточной части дельты р. Лены, и в губе Буор-Хая на основе данных World Ocean Data Base (а, б, д) и данных экспедиций (в, г, е, ж, з). Точками указаны места измерений. Прерывистой линией обозначена граница приустьевой области. Сплошной линией обозначена губа Буор-Хая.

На наиболее близких к дельте станциях значения солености близки к 0 епс. В центре губы Буор-Хая поверхностная соленость не превышает 3 епс. На рис. 2е приведена карта поверхностной солености для августа. В этот период было сделано более 100 гидрологических станций во всей исследуемой акватории моря Лаптевых. Максимальные значения солености (15–25 епс) приурочены к областям к северу и северо-востоку от дельты р. Лены. Минимальные значения солености отмечаются в восточной и юго-восточной частях придельтовой области (1–3 епс), далее к востоку соленость незначительно возрастает. Большая часть губы Буор-Хая имеет поверхностную соленость в пределах 3–6 епс.

На рис. 2ж показано распределение солености в сентябре, который также является одним из наиболее изученных периодов, в течение которого было сделано более 100 гидрологических станций. Так же как и в августе, максимальные значения солености (15–25 епс) зафиксированы к северу и северо-востоку от дельты р. Лены. В губе Буор-Хая соленость незначительно повышена по сравнению с августом (5–8 епс). Наиболее опресненная (1–5 епс) область, находящаяся в придельтовой акватории, уменьшается в своих размерах и становится узкой полосой. Уже в небольшом удалении от дельты к востоку (25–50 км) значения солености поднимаются до 15–20 епс. Для октября натуральных гидрологических данных существенно меньше, чем для сентября (рис. 2з). Основная их часть сосредоточена в приустьевой области. В центральной части губы Буор-Хая выполнено две станции, поверхностная соленость на которых имеет значения 5–8 епс. В районе, прилегающем к дельте Лены, значения солености колеблются в пределах 12–16 епс.

По имеющимся натурным данным были рассчитаны средние значения температуры и солености по горизонтам с разрешением 1 м. По ним были построены вертикальные профили температуры и солености, иллюстрирующие сезонный ход этих характеристик в юго-восточной части моря Лаптевых, прилегающей к восточной части дельты р. Лены, и в губе Буор-Хая (рис. 3). В период с января по май воды в этих акваториях имеют относительно схожую структуру. В обеих акваториях соленость в поверхностном слое в основном изменяется от 0–1 до 12–16 епс. Тем не менее, стратификация у дельты Лены (с четкой двухслойной структурой) гораздо более сильная, чем в губе Буор-Хая (с относительно однородной стратификацией в слое 0–10 м). Подобные различия вертикальной структуры, по-видимому, вызваны, во-первых, поступлением небольшого, но значимого для формирования стратификации пресноводного стока из дельты Лены в период зимне-весенней межени и, во-вторых, адвекцией соленых вод в этот район из восточной части мо-

ря Лаптевых. Для относительно изолированной губы Буор-Хая, напротив, влияние и пресноводного стока, и адвекции соленых вод должно быть существенно меньше.

Ниже поверхностного слоя соленость постепенно возрастает вплоть до 25–27 епс в придонном слое на наиболее глубоководных станциях (глубиной 15–20 м). Температура моря относительно равномерно понижается с поверхности до дна, при этом в акватории, прилегающей к восточной части дельты р. Лены, температуры несколько выше (–0.5–0.5°C), чем в губе Буор-Хая (–1–0°C).

В летний сезон наблюдается четкая двухслойная структура во всем исследуемом регионе. Соленость поверхностного слоя в акватории, прилегающей к восточной части дельты Лены, принимает минимальные значения (0–6 епс), регистрируемые в течение года. На глубине 5–8 м соленость резко повышается до 20–22 епс, в придонном слое она доходит до 27–28 епс. В губе Буор-Хая поверхностная соленость также имеет минимальные сезонные значения (0–4 епс) и после резкого скачка солености на глубине 6–7 м возрастает ко дну до 27–28 епс. Средняя температура в придельтовой области меняется от 10–16°C на поверхности до –1°C у дна, а в губе Буор-Хая от 4–14°C на поверхности до –0.5°C у дна.

В осенний сезон сохраняется двухслойная структура во всем исследуемом регионе. Средняя поверхностная соленость в акватории, прилегающей к восточной части дельты Лены, повышается до 8 епс. В губе Буор-Хая средняя поверхностная соленость повышается менее сильно и составляет 5 епс. Средняя соленость в придонном слое имеет значения 28–29 епс для обеих исследуемых акваторий. Средняя поверхностная температура в обеих акваториях составляет 4.5°C, а температура придонного слоя – 0.5°C в придельтовой области и –0.5 в губе Буор-Хая.

**3.2. Синоптическая изменчивость.** Для оценки синоптической изменчивости были проанализированы непрерывные измерения температуры и солености в поверхностном слое, полученные в ходе 73-го рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш” в 2018 г. В период с 1 по 5 октября были проведены измерения вдоль шести параллельных меридиональных галсов от 72.5° до 73.5° с.ш., расположенных на различном расстоянии (от 35 до 50 км) к востоку от дельты Лены. Распределения температуры и солености показали значительную пространственную неоднородность, по-видимому, вызванную неоднородностью размеров дельтовых проток и поступающего из них материкового стока (рис. 4). Области минимальных значений температуры и солености были приурочены к наиболее крупным Трофимовской и Сардахской протокам. Кроме того, наблюдаемое неоднород-

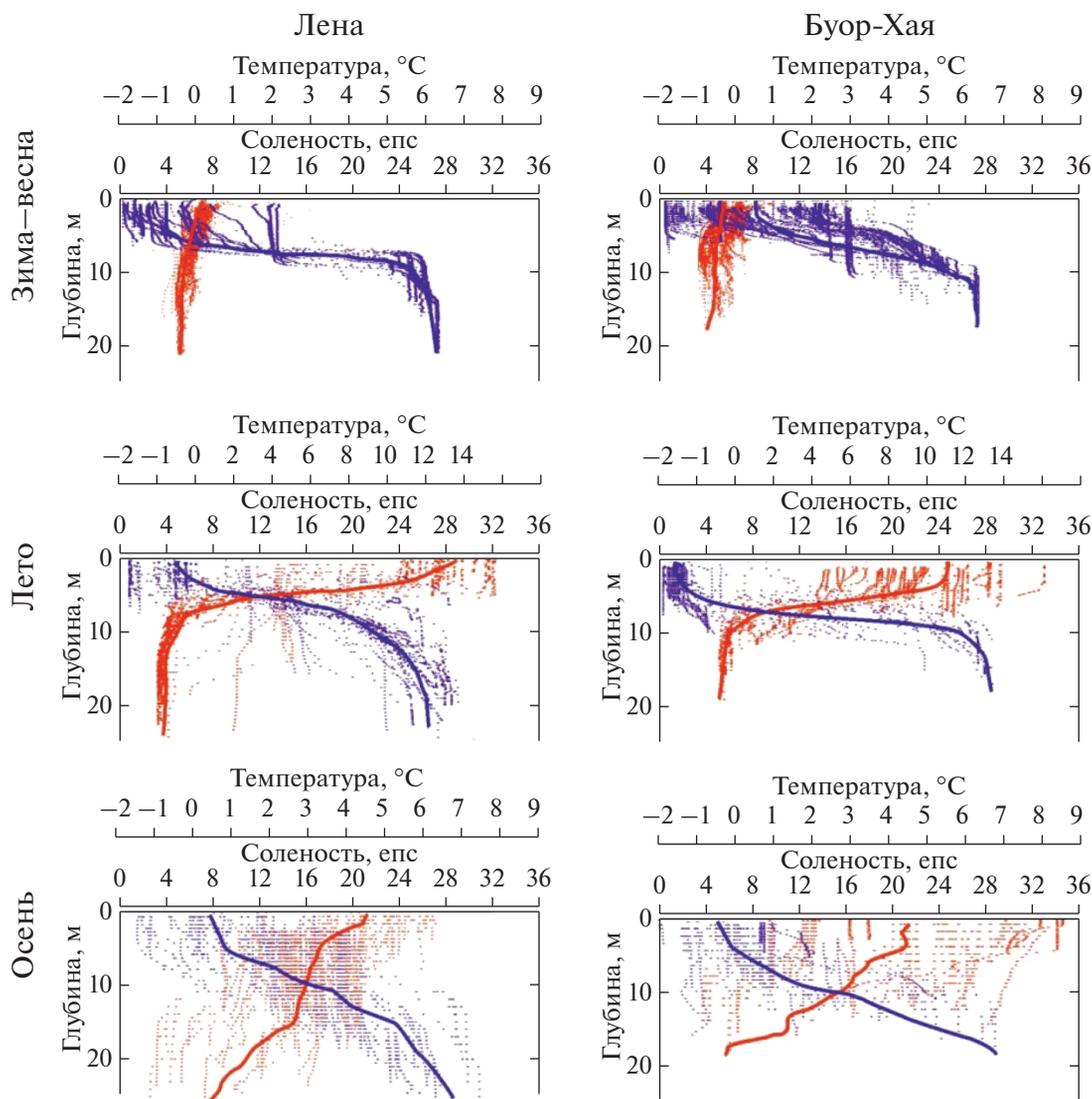
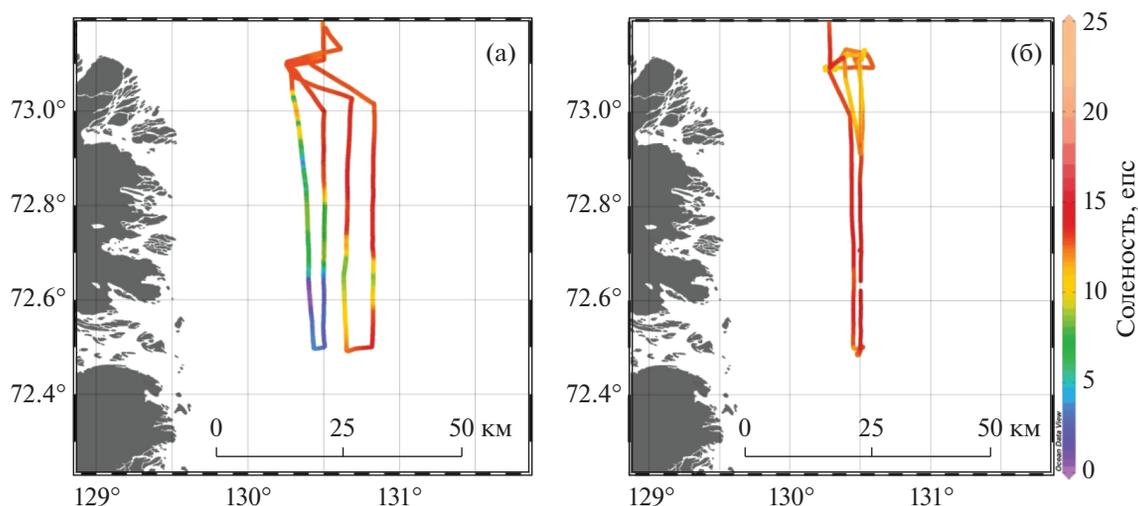


Рис. 3. Характерные вертикальные профили температуры (красные линии) и солёности (синие линии) в акватории, прилегающей к восточной части дельты р. Лены (слева) и в губе Буор-Хая (справа) в зимне-весенний (сверху), летний (в середине) и осенний (снизу) сезоны года.

ное распределение термохалинных характеристик поверхностного слоя также определяется региональной циркуляцией, в том числе интенсивной вихревой динамикой, типичной для фронтальных зон [23, 24, 44]. Действительно, распределение термохалинных характеристик в поверхностном слое характеризовалось значительными градиентами, на ряде участков длиной 5–7 км солёность и температура изменялись более чем на 5 епс и 1°C соответственно. Максимальные значения солёности в ходе измерений на полигоне составляли 15–16 епс.

В процессе экспедиционных работ был зафиксирован отклик наиболее опресненной придельтовой части плюма Лены (с солёностью меньше

10 епс), формируемого поступлением речного стока из дельты Лены в период осенней межени на изменчивость локального ветрового воздействия. В течение 30 сентября–1 октября в районе работ наблюдался очень слабый (~2–3 м/с) восточный ветер. Измерения в поверхностном слое, проведенные вдоль четырех галсов в этот период, показали, что придельтовая часть плюма Лены распространялась в восточном направлении. Солёность поверхностного слоя монотонно росла по мере увеличения расстояния галсов от берега от 0–10 епс на наиболее близком галсе до 8–16 епс на наиболее удаленном. В течение 2–3 октября ветер усилился до 8 м/с и изменил свое направление на северное. Измерения, проведенные вдоль



**Рис. 4.** Распределение поверхностной солености за период 1–3 октября (а) и 3–5 октября 2018 г. (б) вдоль трека судна к востоку от дельты Лены.

двух галсов в этот период, показали существенный рост солености на 8–10 епс в районе работ. По-видимому, в результате ветрового воздействия придельтовая часть плюма оказалась прижата к берегу, ее граница менее чем за сутки сдвинулась на расстояние в 20 км.

#### 4. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В работе описана структура плюма р. Лены в акватории, прилегающей к восточной части дельты реки, и в губе Буор-Хая. На основе натуральных гидрологических данных была установлена ярко выраженная сезонная изменчивость поверхностной солености в исследуемом регионе. В зимне-весенний период наблюдаются максимальные сезонные значения солености в поверхностном слое во всем исследуемом регионе (рис. 2а–2г, 3). Начало летнего половодья в нижнем течении Лены вызывает резкое увеличение пресноводного стока из проток ее дельты в море. Это приводит к существенному опреснению поверхностного слоя в акватории, прилегающей к восточной части дельты Лены (рис. 2д). Далее в течение летнего периода этот формирующийся опресненный слой достигает мелководной губы Буор-Хая, заполняет ее от поверхности до дна в мелководной южной части залива и формирует опресненный поверхностный слой в более глубокой северной части залива глубиной до 12 м (рис. 2д, 2е, 3). Это приводит к понижению солености и аккумуляции пресноводного стока в этом заливе.

В период от начала половодья в дельте Лены (в июне) до конца ледового сезона (в первой половине августа) плюм Лены экранирован льдом от воздействия ветра и его распространение опре-

деляется в первую очередь гравитационными силами. Во время половодья происходит резкий и длительный (в течение месяца) выброс пресных вод по всему периметру восточной части дельты Лены. Поступающие пресные воды под действием гравитационных сил, направленных от дельты, распространяются относительно однородным слоем в поверхностном слое моря и достаточно быстро формируют область опреснения с зональной и меридиональной протяженностью размерами в сотни километров. Граница плюма Лены в летний период расположена в сотнях километров от дельты и губы Буор-Хая [32]. Подобный механизм первичного формирования опресненного поверхностного слоя в период половодья для рр. Обь и Енисей, впадающих в Карское море, был описан в работе [29]. В результате этого опресненные воды поступают в близлежащий к дельте залив Буор-Хая в начале лета непосредственно в результате действия гравитационных сил.

Осеннее падение стока р. Лены приводит к постепенному увеличению солености поверхностного слоя в относительно глубоководном районе, расположенном к востоку от дельты, в результате его вертикального перемешивания с нижележащими более солеными водами и латерального перемешивания с расположенными к северу более солеными водами (рис. 2ж, 2з, 3). Это приводит к уменьшению площади наиболее опресненной части поверхностного слоя (с соленостью меньше 10 епс), формируемого снизившимся, но все еще поступающим речным стоком из дельты Лены. Расположение границы этой области в районе восточной части дельты Лены нестабильно и может смещаться на десятки километров менее чем за сутки в результате ветрового воздействия (рис. 4).

Это приводит к существенной пространственной изменчивости поверхностной солености в этом районе на синоптическом временном масштабе и, по-видимому, интенсифицирует вертикальное перемешивание между наиболее опресненной придельтовой частью плюма Лены и нижележащими более солеными водами.

В то же самое время в осенний период соленость в губе Буор-Хая повышается быстрее, чем на мелководье у дельты Лены (из-за продолжающегося поступления речного стока из дельты), однако медленнее, чем в относительно глубоководном районе, расположенном к востоку от дельты реки (рис. 2ж, 2з, 3). По-видимому, это вызвано существенно менее интенсивным поступлением соленых морских вод в мелководную и полуизолированную губу Буор-Хая по сравнению с открытой и более глубокой акваторией к востоку от дельты р. Лены. В результате этого средняя поверхностная соленость в губе Буор-Хая (4–6 епс) оказывается меньше, чем средняя поверхностная соленость в акватории, расположенной к востоку от дельты Лены (8–9 епс) (рис. 2б). В дальнейшем в отсутствие притока опресненных вод соленость в заливе повышается до максимальных сезонных значений и остается стабильной вплоть до начала летнего половодья.

По оценкам, полученным посредством численного моделирования плюма Лены [19], при скорости ветра более 4 м/с распространение плюма Лены в значительной степени определяется ветром (по сравнению с гравитационными силами), а при скорости ветра более 8 м/с – практически полностью определяется ветром. В исследуемом районе в безледный период (август–октябрь), по данным наблюдений на метеостанции Тикси в 2005–2020 гг., ветер более 4 м/с наблюдается в течение 58% дней, а ветер более 8 м/с – в течение 20% дней. При этом в открытой части моря скорость ветра существенно выше, чем на берегу в Тикси. Так, в юго-восточной части моря Лаптевых среднее количество дней со скоростью ветра более 15 м/с составляет 28 дней в период с августа по октябрь, то есть около трети всего безледного периода [34].

Дрейфовая скорость распространения плюма Лены под воздействием ветра  $u_w$  может быть оценена с помощью уравнения  $u_w = \sqrt{\frac{\rho_a C_{10}}{\rho_p C_{Da}}} U$ , где  $\rho_a$  – плотность воздуха,  $C_{10}$  – коэффициент шероховатости поверхности моря,  $C_{Da}$  – коэффициент донного трения для мелкой воды,  $U$  – скорость ветра [42]. Задавая  $C_{10} = 1.2 \times 10^{-3}$ ,  $C_{Da} = 2 \times 10^{-3}$ , получаем, что  $u_w = (1.3/10^3 \times 1.2 \times 10^{-3} / (2 \times 10^{-3}))^{0.5} U = 0.03 U$ . Таким образом, типичные значения скорости  $u_w$  оцениваются от 0.15 м/с (при ветре скоростью 5 м/с) до 0.45 м/с (при ветре

скоростью 15 м/с). По данным метеостанции в Тикси, с 2005 по 2020 гг. в сентябре ветры, способствующие аккумуляции опресненных вод в губе Буор-Хая (от юго-западных до северных), наблюдаются в течение 61% времени, а ветры, выносящие опресненные воды из губы (от северо-восточных до южных) – 32% времени. Таким образом, ветер в исследуемом регионе способствует аккумуляции опресненных вод в губе Буор-Хая.

Важным механизмом переноса опресненных вод в исследуемом районе также является направленное на юг геострофическое течение вдоль восточной части дельты Лены. Подобное течение, формирующееся в период пониженного стока в конце лета и осенью, также способствует аккумуляции опресненных вод в губе Буор-Хая. Скорость подобного геострофического вдольберегового течения  $u_g$  для плюма Лены можно оценить с

помощью уравнения  $u_g = \frac{g \rho_s - \rho_p}{f \rho_s} \frac{h}{L}$ , где  $g$  – ускорение свободного падения,  $f$  – частота Кориолиса,  $\rho_p$  и  $\rho_s$  – плотности вод плюма и окружающего моря,  $h$  – толщина вдольберегового течения,  $L$  – ширина вдольберегового течения [35]. В среднем для плюма Лены в сентябре (месяце, наиболее обеспеченном натурными данными) эта скорость  $u_g$  оценивается от  $10 / (1.4 \times 10^{-4}) \times 1.5 / 10^3 \times 5 / (5 \times 10^3) \sim 0.1$  м/с до  $10 / (1.4 \times 10^{-4}) \times 3.5 / 10^3 \times 5 / (5 \times 10^3) \sim 0.25$  м/с.

Итак, скорости дрейфовых (ветровых) течений для рассматриваемой области плюма Лены в конце лета и осенью оказываются одного порядка со скоростями геострофических течений. Тем не менее, роль ветрового переноса, по-видимому, оказывается более значимой для распространения плюма, что согласуется с выводами в работе [19]. Однако приведенные выше оценки скорости течения в плюме Лены являются весьма условными, так как они не учитывают многие важные условия, такие как время установления геострофического течения, сложную морфологию берега и морского дна (влияние мысов и островов дельты, а также мелководья на течение), неоднородность поля солености в плюме и окружающем море и т.д. Более точные оценки направления и скорости циркуляции в плюме Лены в исследуемом районе требуют проведения специализированных натурных измерений скорости течения.

Структура вод в заливе в осенний период характеризуется низкой пространственно-временной изменчивостью на синоптическом временном масштабе. В частности, максимальная вариация солености в губе Буор-Хая в пределах суточных измерений в сентябре составляла 5 епс (рис. 5), в то время как в придельтовой области вариация солености во время измерений 1–5 октября 2018 г. составляла 10–15 епс на расстоянии

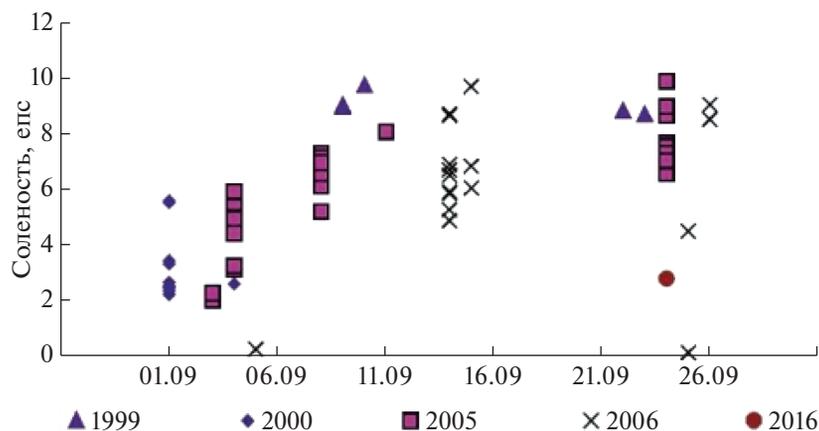


Рис. 5. Значения поверхностной солености в сентябре на основе данных 5 экспедиций в 1999, 2000, 2005, 2006 и 2016 гг.

10–20 км. В губе Буор-Хая в осенний период не образуются столь резкие горизонтальные градиенты солености, как в придельтовой области из-за удаленности губы Буор-Хая от источника материкового стока. Из-за этого под действием ветра поверхностная соленость в губе Буор-Хая характеризуется меньшими горизонтальными градиентами и, тем самым, существенно меньшей пространственно-временной изменчивостью на синоптическом временном масштабе, по сравнению с придельтовой областью.

Сравнительно небольшой сток р. Лены в период межени с конца осени по конец весны продолжает формировать область опреснения, однако лишь на небольшой площади, непосредственно прилегающей к дельте (рис. 2б–2г). Уже в 25–50 км к востоку от дельты сток Лены не оказывает такого значительного влияния на поверхностную соленость и уже в сентябре–октябре она повышается до 10–15 eps и более (рис. 2ж, 2з). При этом поверхностная соленость в губе Буор-Хая остается менее 10 eps в сентябре и октябре, а зимой и весной поверхностная соленость более 15 наблюдалась в марте и апреле только в восточной части залива (рис. 2а–2г).

Итак, пресноводный сток, аккумулирующийся в губе Буор-Хая в течение летнего периода, сохраняется в ней дольше, чем в относительно глубокой акватории, расположенной к востоку от дельты р. Лены. Таким образом, губа Буор-Хая за счет своего географического положения, морфологии и донной топографии играет роль своеобразного стабильного резервуара пресных речных вод в летне-осенний период. Если определить в качестве границы губы Буор-Хая линию между мысом Буор-Хая и входом в Быковскую протоку Лены, то, по данным цифровой базы данных донной топографии ИВСаО [22], площадь губы Буор-Хая составляет около 11 000 км<sup>2</sup>. На основе верти-

кального распределения средней аномалии солености в осенний период (рис. 3) и донной топографии губы Буор-Хая был рассчитан общий объем аккумулярованной пресной речной воды в губе Буор-Хая в течение летне-осеннего периода, который составил 84 км<sup>3</sup>.

Этот значительный объем составляет 14% всего годового стока р. Лена и превышает суммарный годовой сток крупных рр. Яна и Оленек, впадающих в прилегающие районы моря Лаптевых. Более того, этот объем сравним с общим стоком р. Лены за август и сентябрь. Таким образом, залив Буор-Хая играет роль значимого вторичного источника опресненных и теплых вод в юго-восточной части моря Лаптевых как минимум в осенний период. Это, по-видимому, продлевает период поступления опресненных и теплых вод в юго-восточную часть моря Лаптевых и оказывает влияние на формирование термохалинной циркуляции, ледообразование, термоабразию берега, состояние подводной мерзлоты и многие другие региональные физические, биологические и геохимические процессы. К середине весны опресненные и теплые воды уже отсутствуют в заливе Буор-Хая, что говорит об их диссипации с октября по апрель. Для более точной оценки времени диссипации этих вод в заливе необходимо проведение дополнительных натурных измерений по всей акватории залива в зимний период.

Подобный эффект, описанный для плюма р. Лена и губы Буор-Хая, обусловлен сочетанием трех основных факторов. Во-первых, практически полным прекращением речного стока в течение длительного периода (более полугодия), что приводит к значительным сезонным колебаниям солености, а именно, плюм Лены успевает очень сильно перемешаться с поступающими солеными водами. Во-вторых, формированием плюма Лены дельтовой, а не эстуарной рекой, что приво-

дит к зимне-весеннему перемешиванию ее плюма и увеличению солености непосредственно у источника, т.е. у дельты Лены. В-третьих, наличием большого по площади и объему, но относительно мелководного (глубина сравнима с толщиной плюма Лены) и изолированного залива (губа Буор-Хая) около дельты Лены.

Именно сочетание этих трех факторов и приводит к уникальной ситуации, нетипичной для плюмов других крупных рек, — сток у реки уже упал, но большей объем опресненных вод, аккумуляировавшийся в стороне от пресноводного источника, продолжает поступать в море в течение длительного периода. В определенном смысле аналогом губы Буор-Хая как вторичного источника материкового стока могут служить Обская губа и Амурский лиман, где также в зимне-весенний период сохраняется значительный объем опресненных вод и происходит водообмен с Карским и Охотским морями соответственно [5, 29]. Однако в этом случае аккумуляция происходит в эстуарии и вторичный источник материкового стока совпадает с первичным, что отличает этот пример (и аналогичные ему примеры эстуарных рек) от р. Лены и губы Буор-Хая. Сочетания же всех трех факторов, кроме Лены, нет ни у одной реки, чей годовой сток превышает 100 км<sup>3</sup>, т.е. ни у одной из 30 наиболее полноводных рек мира.

**Источники финансирования.** Работа выполнена при поддержке Министерства Науки и Высшего Образования РФ, тема 0128-2021-0001 (обработка натуральных данных); Российского Фонда Фундаментальных Исследований в рамках проекта 20-35-70039 (исследование речных плюмов); гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых — кандидатов наук в рамках проекта МК-98.2020.5 (исследование пресноводного пеленоса).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеевский Н.И., Айбулатов Д.Н., Куксина Л.В. и др. Структура водотоков в дельте Лены и ее влияние на процессы трансформации речного стока // География и природные ресурсы. 2014. № 1. С. 91–99.
2. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П. и др. Особенности современного морфолитогенеза на шельфе моря Лаптевых: Семеновское мелководье (“Земля Васема”) // Докл. АН. 2015. Т. 462. № 2. С. 223–229.
3. Завьялов П.О., Маккавеев П.Н., Коновалов Б.В. и др. Гидрофизические и гидрохимические характеристики морских акваторий у устьев малых рек российского побережья Черного моря // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 293–308.
4. Нигаматзянова Г.Р., Фролова А.А., Четверова А.А. и др. Гидробиологические исследования проток устье-вой области реки Лены // Ученые записки Казанского Университета. 2015. Т. 157. № 4. С. 96–108.
5. Осадчиев А.А. Распространение плюма реки Амур в Амурском лимане, Сахалинском заливе и Татарском проливе // Океанология. 2017. Т. 57. № 3. С. 417–424.
6. Савельева Н.И., Салюк А.Н., Пронп Л.Н. Особенности термохалинной и гидрохимической структуры вод Юго-восточной части моря Лаптевых // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 869–876.
7. Суханова И.Н., Флинт М.В., Георгиева Е.Ю. и др. Структура фитопланктонных сообществ в восточной части моря Лаптевых // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 75–90.
8. Четвертова А.А., Федорова И.В., Фролова Л.А. и др. Особенности формирования качественных характеристик вод и наносов в дельте реки Лены // Ученые записки Казанского Университета. 2017. Т. 159. № 1. С. 122–138.
9. Aagaard K., Carmack E.C. The Arctic Ocean and climate: A perspective, in The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment // Geophysical Monography Series. Washington, D.C.: AGU, 1994. V. 85. P. 5–20.
10. Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K. et al. World Ocean Database 2013. NOAA Atlas NESDIS 72. Levitus S. (ed.), Mishonov A. (Technical ed.) MD, USA: Silver Spring, 2013.
11. Bulgakov N.P. Determination of functional graphs of the time at which water reaches the freezing point and the depth of density mixing // Probl. North. 1962. V. 4. P. 141–148.
12. Carmack E.C. The alpha/beta ocean distinction: A perspective on freshwater fluxes, convection, nutrients and productivity in high-latitude seas // Deep Sea Res., Part II. 2007. V. 54. Is. 23–26. P. 2578–2598.
13. Carmack E.C., Winsor P., Williams W. The contiguous panarctic Riverine Coastal Domain: A unifying concept // Prog. Oceanogr. 2015. V. 139. P. 13–23.
14. Dai A., Trenberth K.E. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // J. Hydrometeorol. 2002. V. 3. P. 660–687.
15. Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Bloskhina E. et al. Tide-induced vertical mixing in the Laptev Sea coastal polynya // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C00G14. <https://doi.org/10.1029/2011JC006966>
16. Dmitrenko I., Kirillov S., Eicken H. et al. Wind-driven summer surface hydrography of the eastern Siberian shelf // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L14613.
17. Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay L.B. The long-term and interannual variability of summer freshwater storage over the eastern Siberian Shelf: Implication for climatic change // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. C03007. <https://doi.org/10.1029/2005GL023022>
18. Fedorova I., Chetverova A., Bolshiyakov D. et al. Lena Delta hydrology and geochemistry: long-term hydrological data and recent field observations // Biogeosci. 2015. V. 12. P. 345–363.

19. *Fofonova V., Danilov S., Androsov A. et al.* Impact of wind and tides on the Lena River freshwater plume dynamics in the summer sea // *Ocean Dyn.* 2015. V. 65. P. 951–968.
20. *Gleick P.H.* The World's Water 2000–2001. Washington, D.C.: Island Press, 2000. P. 39–61.
21. *Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov J.S. et al.* A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // *Am. J. Sci.* 1996. V. 296. P. 664–691.
22. *Jakobsson M., Mayer L., Coakley B. et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. L12609. <https://doi.org/10.1029/2012GL052219>
23. *Kozlov I.E., Artamonova A.V., Manucharyan G.E. et al.* Eddies in the Western Arctic Ocean from spaceborne SAR observations over open ocean and marginal ice zones // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2019. V. 124. Is. 9. P. 6601–6616.
24. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V.* Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // *Deep Sea Res. I.* V. 97. P. 80–91.
25. *Li W.K.W., McLaughlin F.A., Lovejoy C. et al.* Smallest algae thrive as the Arctic Ocean freshens // *Science.* 2016. V. 326. P. 539. <https://doi.org/10.1126/science.1179798>
26. *McLaughlin F.A., Carmack E.C.* Deepening of the nutricline and chlorophyll maximum in the Canada Basin interior, 2003–2009 // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. Is. 24. L24602. <https://doi.org/10.1029/2010GL045459>
27. *Nummelin A., Ilicak M., Li C. et al.* Consequences of future increased Arctic runoff on Arctic Ocean stratification, circulation, and sea ice cover // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. V. 121. Is. 1. P. 617–637.
28. *Osadchiev A.A., Asadulin En.E., Miroshnikov A.Yu. et al.* Bottom sediments reveal inter-annual variability of interaction between the Ob and Yenisei plumes in the Kara Sea // *Sci. Rep.* 2019. V. 9. 18642. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55242-3>
29. *Osadchiev A.A., Frey D.I., Shchuka S.A. et al.* Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2021. V. 126. Is. 1. e2020JC016486. <https://doi.org/10.1029/2020JC016486>
30. *Osadchiev A.A., Izhitskiy A.S., Zavalov P.O. et al.* Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei river discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2017. V. 122. Is. 7. P. 5916–5935.
31. *Osadchiev A.A., Medvedev I.P., Shchuka S.A. et al.* Influence of estuarine tidal mixing on structure and spatial scales of large river plumes // *Ocean Sci.* 2020. V. 16. Is. 4. P. 1–18.
32. *Osadchiev A.A., Pisareva M.N., Spivak E.A. et al.* Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas // *Sci. Rep.* 2020. V. 10. 13041. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70096-w>
33. *Osadchiev A.A., Silvestrova K.P., Myslenkov S.A.* Wind-driven coastal upwelling near large river deltas in the Laptev and East-Siberian seas // *Rem. Sens.* 2020. V. 12. Is. 5. 844. <https://doi.org/10.3390/rs12050844>
34. *Pavlov V.K., Timokhov L.A., Baskakov G.A. et al.* Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian Seas // *Technical Memorandum APL-UWTM1-96.* Seattle, Washington, USA, 1996. 185 p.
35. *Pimenta F.M., Kirwan Jr. A.D.* The response of large outflows to wind forcing // *Cont. Shelf Res.* 2014. V. 89. P. 24–37.
36. *Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Rember R. et al.* Winter convection transports Atlantic water heat to the surface layer in the eastern Arctic Ocean // *J. Phys. Oceanogr.* 2013. V. 43. P. 2142–2155.
37. *Semiletov I., Pipko I., Gustafsson O. et al.* Acidification of East Siberian Arctic Shelf waters through addition of freshwater and terrestrial carbon // *Nature Geosci.* 2016. V. 9. P. 361–365.
38. *Semiletov I.P., Pipko I.I., Shakhova N.E. et al.* Carbon transport by the Lena River from its headwaters to the Arctic Ocean, with emphasis on fluvial input of terrestrial particulate organic carbon vs. carbon transport by coastal erosion // *Biogeosci.* 2011. V. 8. Is. 9. P. 2407–2426.
39. *Semiletov I.P., Shakhova N.E., Sergienko V.I. et al.* On carbon transport and fate in the East Siberian Arctic land–shelf–atmosphere system // *Environ. Res. Lett.* 2012. V. 7. 015201. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/015201>
40. *Tremblay J.E., Gagnon J.* The effects of irradiance and nutrient supply on the productivity of Arctic waters: A perspective on climate change // *Influence of Climate Change on the Changing Arctic and Subarctic Conditions.* Nihoul C.J., Kostianoy A.G. (eds.). Springer Science, Berlin. 2009. P. 73–92.
41. *Weingartner T.J., Danielson S., Yasunori S. et al.* The Siberian Coastal Current: A wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. Is. C12. P. 29697–29713.
42. *Whitney M.M., Garvine R.W.* Wind influence on a coastal buoyant outflow // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. Is. C4. C03014. <https://doi.org/10.1029/2003JC002261>
43. *Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C. et al.* Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: River runoff versus sea ice meltwater // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. Is. C1. C00A05. <https://doi.org/10.1029/2008JC005000>
44. *Zatsepin A., Kubryakov A., Aleskerova A. et al.* Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea // *Ocean Dyn.* 2019. V. 69. P. 253–266.

## Structure and Variability of the Lena River Plume in the South-Eastern Part of the Laptev Sea

E. A. Spivak<sup>a</sup>, A. A. Osadchiev<sup>b, #</sup>, I. P. Semiletov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Ilyichov Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

<sup>b</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: osadchiev@ocean.ru*

This work is focused on structure and seasonal variability of the most freshened part of the Lena plume in the south-eastern part of the Laptev Sea, namely, at sea area adjacent to the eastern part of the Lena Delta and in the Buor-Khaya Bay. Based on in situ hydrological data, it is shown that accumulation of the freshwater discharge of the Lena River occurs in the Buor-Khaya Bay during the summer period. In autumn reduced salinity in this semi-isolated and shallow gulf remains significantly longer time than in the area adjacent to the eastern part of the Lena Delta that is not typical for large river plumes. As a result, the Buor-Khaya Bay plays a role of a reservoir of freshwater discharge during long autumn-winter period. Moreover, this gulf is a secondary source of freshened and warm water in the south-eastern part of the Laptev Sea which volume is similar to the discharge volume of the Lena River during the autumn-winter drought.

**Keywords:** river plume, surface salinity, seasonal variability, Laptev Sea, Lena River, Buor-Khaya Bay

УДК 551.465

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ (1980–2020 гг.)

© 2021 г. А. И. Гинзбург<sup>1, \*</sup>, А. Г. Костяной<sup>1, 2, 3</sup>, И. В. Серых<sup>1, 2</sup>, С. А. Лебедев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Геофизический центр РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Московский университет им. С.Ю. Витте, Москва, Россия

\*e-mail: Ginzburg@ocean.ru

Поступила в редакцию 15.06.2021 г.

После доработки 28.06.2021 г.

Принята к публикации 17.08.2021 г.

Для исследования характера климатических изменений гидрометеорологических параметров Черного и Азовского морей – приповерхностной температуры воздуха (ТВП), температуры поверхности моря (ТПМ), ледовитости и уровня – в условиях продолжающегося глобального потепления использованы данные реанализов и дистанционного зондирования Земли, а также сведения из известных публикаций последних лет. Установлено, что на фоне роста ТВП над Черноморско-Азовским регионом ( $+0.053^{\circ}\text{C}/\text{год}$  в 1980–2020 гг.) и ТПМ Черного моря ( $+0.052^{\circ}\text{C}/\text{год}$  в 1982–2020 гг.) значения этих параметров в 2000-е гг. заметно отличаются от таковых в 1980-е–1990-е гг.: увеличились максимальные среднемесячные летние и минимальные среднемесячные зимние значения температуры, увеличилось количество мягких зим. Среднегодовая ТПМ Черного моря, практически не превышавшая в 1980-х–начале 1990-х гг.  $15^{\circ}\text{C}$ , с 2010 г. в большинстве случаев превысила  $16^{\circ}\text{C}$  (максимум –  $16.71^{\circ}\text{C}$  в 2018 г.). Во второй декаде 2000-х гг. среднемесячные зимние минимумы, за исключением зим 2011/2012 и 2016/2017 гг., не опускались ниже  $8^{\circ}\text{C}$ . Следствием роста зимних значений температуры явилось уменьшение концентрации льда в Азовском море (тренд среднемесячной концентрации –  $-1.2\%/10$  лет). Примерно с 2004–2010 гг. в Черном море и с 2004 г. в Азовском тенденция повышения их уровней (в среднем) сменилась некоторым понижением, так что средние положительные тренды за период 1993–2020 гг. ( $+0.32 \pm 0.16$  см/год в Черном и  $+0.21 \pm 0.05$  см/год в Азовском морях) оказались примерно в 2.5 раза меньшими, чем в 1993–2012 гг. Причиной этого понижения уровней (в среднем) в последние 10–15 лет явилось, по-видимому, уменьшение приходной части пресноводного баланса обоих морей, косвенным подтверждением которого является наблюдаемое повышение солености их вод.

**Ключевые слова:** Черное море, Азовское море, региональные изменения климата, температура воздуха у поверхности, температура поверхности моря, ледовитость, уровень моря

**DOI:** 10.31857/S003015742106006X

### ВВЕДЕНИЕ

Полузамкнутые Черное и Азовское моря, связанные между собой Керченским проливом и через систему турецких проливов – со Средиземным морем и далее через Гибралтарский пролив с Атлантическим океаном, характеризуются существенной межгодовой изменчивостью гидрометеорологических параметров. Важные народнохозяйственное и военно-стратегическое значения этих южных морей России, в частности, задачи экологии, туризма, рыболовства, инфраструктуры на берегах и судоходства, делают, с учетом этой изменчивости, чрезвычайно важным непрерывный мониторинг таких гидрометеорологических параметров этих морей, как температура воды и воздуха, ледовитость (площадь, по-

крытая льдом любой сплоченности, в процентах от общей площади моря), уровень моря и определяющие их факторы.

Долговременной изменчивости этих гидрометеорологических параметров в разные временные периоды посвящено немало работ, основанных на доступных натуральных данных и спутниковых измерениях. Обобщение известных результатов исследований по данной проблеме, ограниченных в основном 2012 г., содержится в работе [14]. Показано, в частности, что в период 1982–2009 гг. среднегодовая температура поверхности (ТПМ) Черного моря в целом, по спутниковым данным, увеличивалась со средней скоростью  $+0.06^{\circ}\text{C}/\text{год}$ , тогда как на более длительном временном интервале с 1938 по 2009 гг. тренд среднегодовой

ТПМ, например, на гидрометеостанции (ГМС) Геленджик [19] был существенно меньшим ( $+0.009^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ) вследствие малого изменения температуры до 1970-х гг. Среднегодовая ТПМ Азовского моря в период с 1920-х до 1980-х гг. менялась мало, однако в 1988–2000 гг. наблюдался ее заметный тренд ( $+0.06^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ) [8]. Тренд температуры воды для теплого периода апрель–ноябрь в Азовском море в 1982–2009 гг., оцененный по спутниковым данным, оказался равным  $+0.06^{\circ}\text{C}/\text{год}$  [14]. Рост температуры поверхности обоих морей был связан с глобальным потеплением, наблюдающимся с середины 1970-х гг. (Заметим, что на фоне многолетнего положительного тренда ТПМ в этот период в годы 1982–1993 тренд ТПМ был отрицательным, равным  $-0.03^{\circ}\text{C}/\text{год}$ , вследствие низких среднегодовых значений ТПМ в 1985, 1987 и 1993 гг. [30]).

В период с 1993 по 2012 гг. существенно увеличилась и скорость подъема уровня в Черном и Азовском морях [14]. Средняя для 1993–2012 гг. скорость подъема уровня Черного моря оказалась равной  $+0.82 \pm 0.18$  см/год, что в 4–5 раз больше значения  $+0.17-0.18$  см/год для периода с 1920-х до середины 1990-х гг. [6, 21]. В Азовском море в 1993–2012 гг. положительный линейный тренд уровня составил  $+0.54 \pm 0.04$  см/год, тогда как средняя скорость повышения уровня с 1920-х гг. до 1985 г. была примерно вдвое меньшей ( $+0.24$  см/год) [22]). Подъем уровней обоих морей с середины 1970-х гг. (в среднем) был обусловлен ростом приходной составляющей их водного баланса и подъемом уровня Мирового океана в результате глобального потепления.

В настоящее время глобальное потепление и связанный с ним рост уровня Мирового океана, главным образом из-за таяния ледников и ледовых щитов Гренландии и Антарктиды [40], продолжают продолжаться. Так, по данным NASA Goddard Institute for Space Studies (2021) GISS Surface Temperature Analysis (GISTEMP v4), последние 7 лет были самыми теплыми на Земле, при этом годами с наибольшими аномалиями глобальной температуры (относительно средней для периода 1951–1980 гг.) были 2016 и 2020 гг. Средняя скорость роста уровня Мирового океана увеличилась во вторую декаду XXI в.: с  $+3.2$  мм/год в период 1998–2015 гг. до  $+3.6$  мм/год в 2006–2015 гг. [40].

В данной статье рассматриваются сезонная и межгодовая изменчивость и линейные тренды температуры воздуха вблизи поверхности (ТВП), ТПМ, ледяного покрова в Черном и Азовском морях в период с 1980/1982 по 2020 гг., а также уровни этих морей с 1993 по 2020 гг. на основе свободно доступных баз данных. Полученные тренды гидрометеорологических параметров сравниваются с оцененными ранее за период с 1982 по

2009/2012 гг. [14] и соответствующими сведениями из публикаций последних лет.

## ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

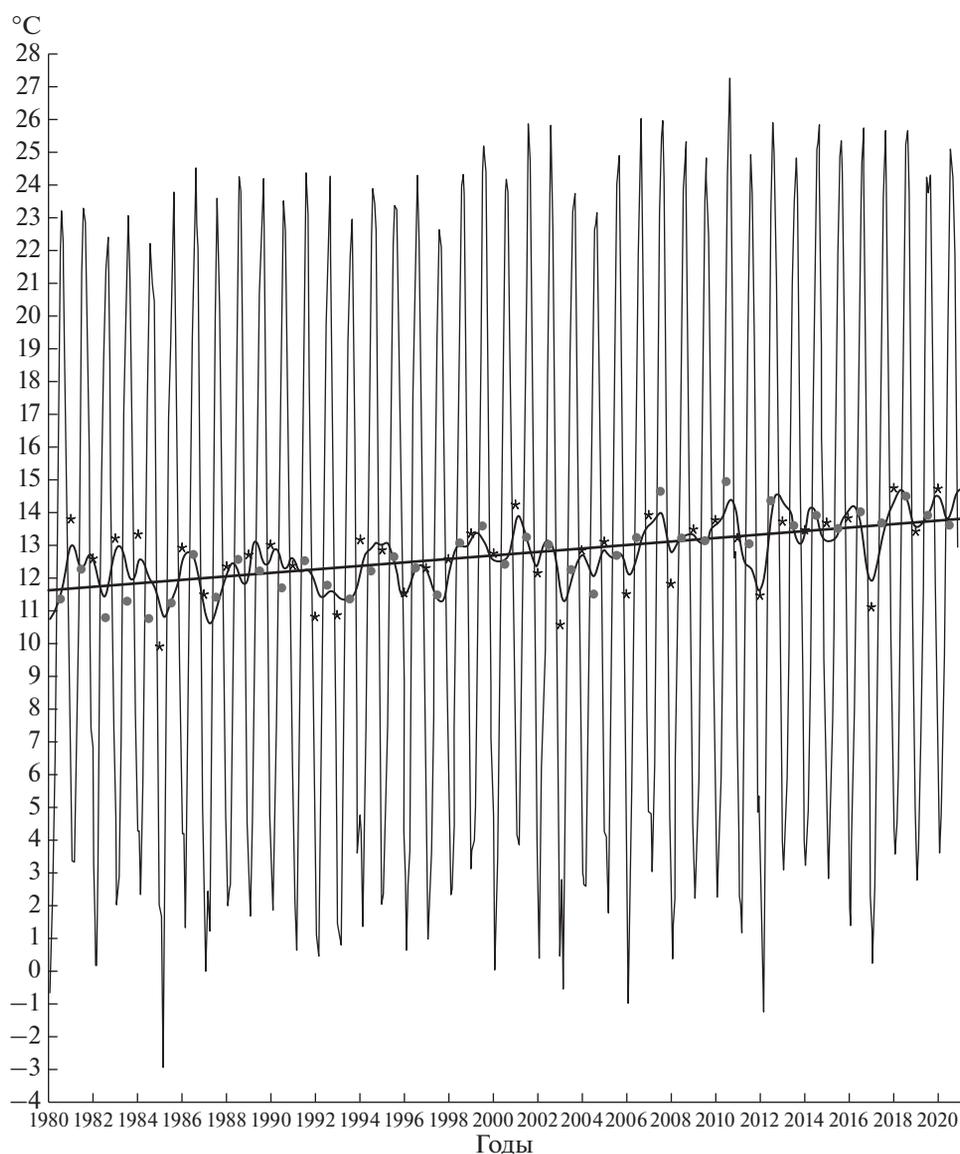
Для анализа использованы временные последовательности среднемесячных значений исследуемых параметров. Среднемесячные значения температуры воздуха на высоте 2 м от поверхности в регионе Черного и Азовского морей за период 1980–2020 гг. получены из базы данных NASA MERRA-2 на сетке  $0.5^{\circ}$  широты  $\times$   $0.625^{\circ}$  долготы [29] и осреднены по пространству в пределах  $40^{\circ}-48^{\circ}$  с.ш. и  $27^{\circ}-42^{\circ}$  в.д. Среднемесячные данные ТПМ за период 1982–2020 гг. получены осреднением среднесуточных данных исходного массива NOAA OI SST v2 high resolution dataset на сетке  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  [38]. Затем эти среднемесячные данные осреднены по акватории Черного моря в пределах  $41^{\circ}-47^{\circ}$  с.ш. и  $27^{\circ}-42^{\circ}$  в.д. Для Азовского моря, покрывающегося полностью или частично льдом с декабря по март, временная последовательность среднемесячных значений ТПМ не создавалась, и для анализа использовались только данные известных публикаций последних лет.

По среднемесячным данным ТВП Черноморско-Азовского региона и ТПМ Черного моря в каждом узле сетки рассчитан средний годовой ход за рассматриваемые периоды. Затем этот средний годовой ход в каждом узле сетки вычтен из данных для получения среднемесячных аномалий относительно среднего годового хода (далее – просто аномалии), по которым рассчитывался линейный тренд параметра.

Линейные тренды вычислялись методом наименьших квадратов. Применялся фильтр Баттвортта нижних частот. Графики изменений аномалий помещены на графики изменений самих параметров, так чтобы среднее значение аномалий (равное нулю) совпало со средним значением ТВП и ТПМ за рассматриваемый период; шкалы при этом приведены в один масштаб.

Среднемесячные значения концентрации льда в Азовском море получены осреднением среднесуточных значений из массива CMEMS EUMETSAT OSI SAF SEAICE\_GLO\_SEAICE\_L4\_REP\_OBSERVATIONS\_011\_009 на сетке приблизительно 12.5 км за период 1980–2020 гг. [28]. Среднемесячные данные осреднялись по акватории Азовского моря в пределах  $45.25^{\circ}-47.5^{\circ}$  с.ш.,  $34.5^{\circ}-39.5^{\circ}$  в.д.

Для анализа межгодовой изменчивости уровней Черного и Азовского морей (январь 1993–декабрь 2020 гг.) использовался временной ход аномалий уровня морей, рассчитанных по данным вдольтрековых альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon (Т/Р) и Jason 1/2/3 (J1/2/3). Обработка данных спутниковых альти-



**Рис. 1.** Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ) над Черноморско-Азовским регионом ( $40^{\circ}$ – $48^{\circ}$  с.ш.,  $27^{\circ}$ – $42^{\circ}$  в.д.) в 1980–2020 гг. (NASA MERRA-2). Черная кривая линия – аномалии температуры, сглаженные 1-летним фильтром Баттерворта нижних частот, прямая – линейный тренд этих аномалий. Кружками отмечены средние значения аномалий для летнего (июнь–август), звездочками – для зимнего (декабрь–февраль) сезонов.

метров проводилась с использованием программного обеспечения Интегрированной базы данных спутниковой альтиметрии, разработанного в Геофизическом центре РАН (см. [16, 18]).

## РЕЗУЛЬТАТЫ. СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ИЗВЕСТНЫХ ПУБЛИКАЦИЙ

### *Температура воздуха над Черноморско-Азовским регионом*

Тенденции изменений ТВП над Черным и Азовским морями, при некоторых региональных отличиях, в основном схожи [14]. Поэтому в данной работе оценивался тренд ТВП над Черномор-

ско-Азовским регионом в целом ( $40^{\circ}$ – $48^{\circ}$  с.ш. и  $27^{\circ}$ – $42^{\circ}$  в.д.).

Рисунок 1 дает представление о сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячной ТВП в данном регионе за 41-летний период (с января 1980 по декабрь 2020 гг.). Линейный положительный тренд ТВП за этот период составил  $+0.053^{\circ}\text{C}/\text{год}$ . Эта оценка хорошо согласуется с измерениями на ГМС Геленджик: в период с 1987 по 2017 гг. тренд ТВП составил  $+0.051^{\circ}\text{C}/\text{год}$ , тогда как за 82 года с 1935 по 2017 гг. рост ТВП происходил с втрое меньшей скоростью  $+0.017 \pm 0.005^{\circ}\text{C}/\text{год}$  [20]. Та же оценка тренда ТВП  $+0.05^{\circ}\text{C}/\text{год}$  по данным

ряда ГМС, расположенных по периферии Черного моря, приведена в [2].

Как следует из рис. 1, с конца 1990-х гг. максимальные среднемесячные летние значения ТВП в среднем заметно возросли, с экстремальным значением  $27.2^{\circ}\text{C}$  в 2010 г., когда с конца июня в течение 55 дней над центральной частью Европейской России стоял блокирующий антициклон [24]. С конца 1990-х гг. увеличились в среднем и минимальные зимние среднемесячные значения ТВП, однако заметно и более частое повторение экстремально низких среднемесячных значений температуры в 2000-е гг. с ярко выраженными отрицательными аномалиями (зимы 2002/2003, 2005/2006 и 2011/2012 гг.) по сравнению с 1980-ми–1990-ми гг. (рис. 1). Особенно суровой была зима 2011/2012 г., когда аномально холодная погода наблюдалась в январе и феврале в центральной и южной Европе, и впервые за 80 лет покрылись льдом каналы Венеции и пирсы Женевского озера [36]. Зимние сезоны 1980/1981, 1998/1999, 2000/2001, 2013/2014, 2017/2018 и 2019/2020 гг. были наиболее теплыми за исследуемый период.

Зимы на Черном море принято подразделять, в зависимости от суммы градусо-дней мороза  $S$  по данным измерений на прибрежных ГМС, на 3 типа [2, 12]: мягкие ( $S > -200^{\circ}\text{C}$ ), умеренные ( $S$  от  $-200$  до  $-400^{\circ}\text{C}$ ) и суровые ( $S < -400^{\circ}\text{C}$ ). Зима 2018/2019 г. была, в соответствии с оценкой в работах [2, 3], экстремально мягкой в Черном и Азовском морях ( $S = -66.5^{\circ}\text{C}$  в северо-западной части Черного моря и  $-63.7^{\circ}\text{C}$  в Азовском море и Керченском проливе). К мягким зимам в 2000-е гг. относятся и зимы 2000/2001, 2006/2007, 2014/2015, 2015/2016 гг. [1, 3]. Судя по рис. 1, теплыми были также зимы 2017/2018 и 2019/2020 гг. Средняя температура воздуха зимой 2018/2019 г. в Черноморско-Азовском регионе была, по данным [3], на  $2.7^{\circ}\text{C}$  выше нормы.

#### *Температура поверхности Черного и Азовского морей*

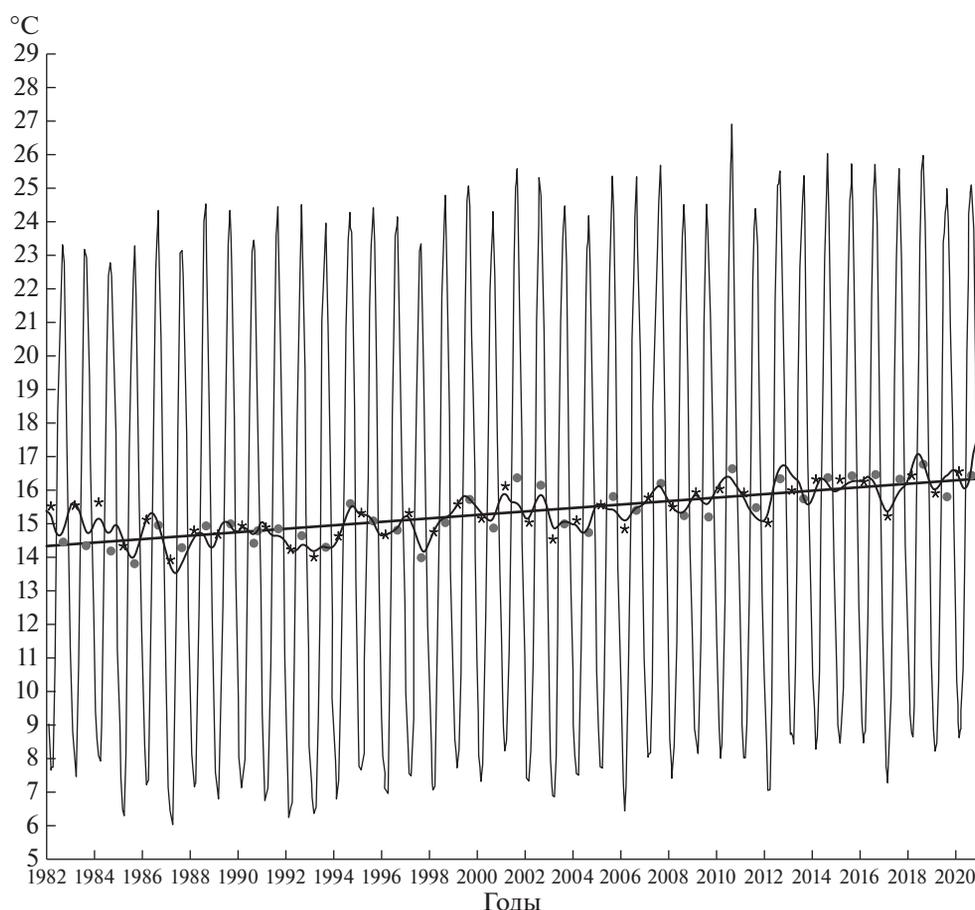
Температура поверхности воды в Черном море, как и температура воздуха (рис. 1), существенно выросла за рассматриваемый период (рис. 2). Максимальные среднемесячные летние и минимальные зимние значения ТПМ с конца 1990-х гг. в среднем увеличились: летние максимумы в большинстве случаев превысили  $25^{\circ}\text{C}$  с экстремумом  $26.94^{\circ}\text{C}$  в августе 2010 г.; в последней декаде 2000-х гг. зимние минимумы в большинстве случаев не опускались ниже  $8^{\circ}\text{C}$ . В отличие от середины 1980-х–начала 1990-х гг., только зимой 2006 г. минимальная среднемесячная ТПМ заметно опустилась ниже  $7^{\circ}\text{C}$  ( $6.42^{\circ}\text{C}$  в феврале). Максимальные летние и минимальные/максимальные зимние значения ТПМ соответствуют примерно тем же годам, что и у ТВП. Наиболее низкие зимние

значения температуры в эти годы отмечены в 2003, 2006, 2008, 2012 и 2017 гг.

Линейный тренд ТПМ за 39-летний период 1982–2020 гг. (рис. 2) оказался равным  $+0.052^{\circ}\text{C}/\text{год}$ . Полученная оценка хорошо согласуется со значениями трендов ТПМ Черного моря в работах других авторов в близкие временные периоды:  $+0.052^{\circ}\text{C}/\text{год}$  в 1995–2015 гг. [37],  $+0.040^{\circ}\text{C}/\text{год}$  (сентябрь 1981–ноябрь 2015 гг.) [25],  $+0.072^{\circ}\text{C}/\text{год}$  по данным ГМС Геленджик [20] в период 1987–2017 гг. (за 82 года 1935–2017 гг. он составлял примерно вдвое меньшую величину  $+0.031 \pm 0.005^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ). Оценка тренда температуры поверхностного слоя Черного моря  $+0.07^{\circ}\text{C}/\text{год}$  дана в [2].

Рост среднегодовой ТПМ Черного моря в среднем за рассматриваемый 39-летний период демонстрирует рис. 3 (линейный тренд ТПМ —  $+0.052^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ). Среднегодовая ТПМ, практически не превышавшая в 1980-х–начале 1990-х гг.  $15^{\circ}\text{C}$ , в 2018, 2019 и 2020 гг. достигла 16.71, 16.34 и  $16.58^{\circ}\text{C}$  соответственно. Данные значения хорошо согласуются с измерениями на ГМС в 2019 г. [2]: средние за год значения ТПМ на крымском побережье в Севастополе, Ялте и Алуште составили 16.6, 16.1 и  $16.2^{\circ}\text{C}$  соответственно, что на 1.6, 1.6 и  $1.5^{\circ}\text{C}$  выше среднемноголетних; меньшее значение ТПМ  $15.2^{\circ}\text{C}$ , на  $2.1^{\circ}\text{C}$  выше среднемноголетней, зарегистрировано в Феодосии, где заметно воздействие азовоморских вод [13]; в северо-восточной части Черного моря — более высокие среднегодовые значения ТПМ:  $16.6^{\circ}\text{C}$  в Новороссийске,  $17.1^{\circ}\text{C}$  в Туапсе,  $17.5^{\circ}\text{C}$  в Сочи, что на 1.6, 1.3 и  $1.4^{\circ}\text{C}$  соответственно выше среднемноголетних. Диапазон изменения среднегодовой ТПМ моря в целом в период 1982–2020 гг. с максимумом в 2018 г. и минимумом в 1987 г. ( $13.79^{\circ}\text{C}$ ) составил  $2.92^{\circ}\text{C}$  (рис. 3).

Тренды ТПМ неравномерно распределены по акватории Черного моря (рис. 4). Наибольшие значения ( $+0.058$ – $0.060^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ) наблюдаются вдоль северо-восточного побережья моря, минимальные (менее  $+0.044^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ) — в центре его западной части (в области западного циклонического круговорота) и в самой северной части северо-западного шельфа. Примерно та же картина распределения трендов ТПМ по акватории моря для периода 1981–2015 гг. представлена в работе [25]. В северо-восточной части моря в 1983–2015 гг. были зарегистрированы тренды ТПМ в пределах  $+0.075$ – $0.084^{\circ}\text{C}/\text{год}$  [35]. Различия в региональных трендах среднегодовой ТПМ Черного моря, оцененных для периода 1982–2009 гг., отмечались и ранее в работах [5, 16, 30]: в прикерченском, северо-восточном и прибосфорском регионах тренды ТПМ составляли  $+0.08$ ,  $+0.06$  и  $+0.05^{\circ}\text{C}/\text{год}$  соответственно при тренде для моря в целом  $+0.06^{\circ}\text{C}/\text{год}$ .

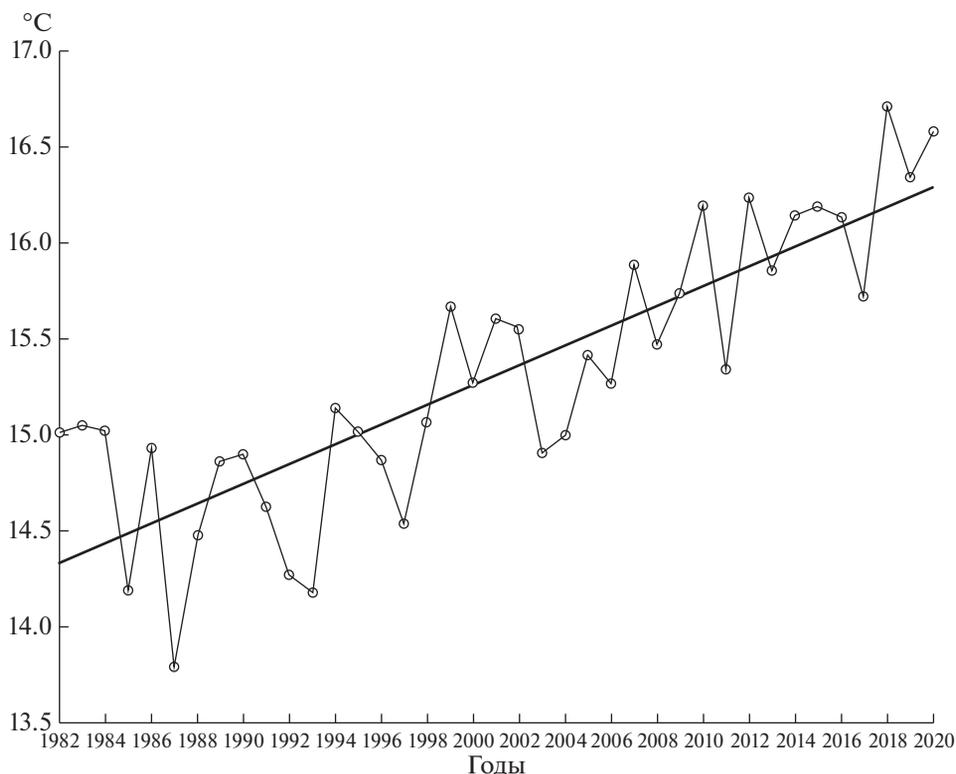


**Рис. 2.** Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры поверхности Черного моря ( $^{\circ}\text{C}$ ) ( $41^{\circ}$ – $47^{\circ}$  с.ш.,  $27^{\circ}$ – $42^{\circ}$  в.д.) в 1982–2020 гг. (NOAA OI SST v2 high resolution dataset). Обозначения аномалий и тренда – те же, что на рис. 1. Кругами отмечены средние значения аномалий для летнего (июль–сентябрь), звездочками – для зимнего (январь–март) гидрологических сезонов.

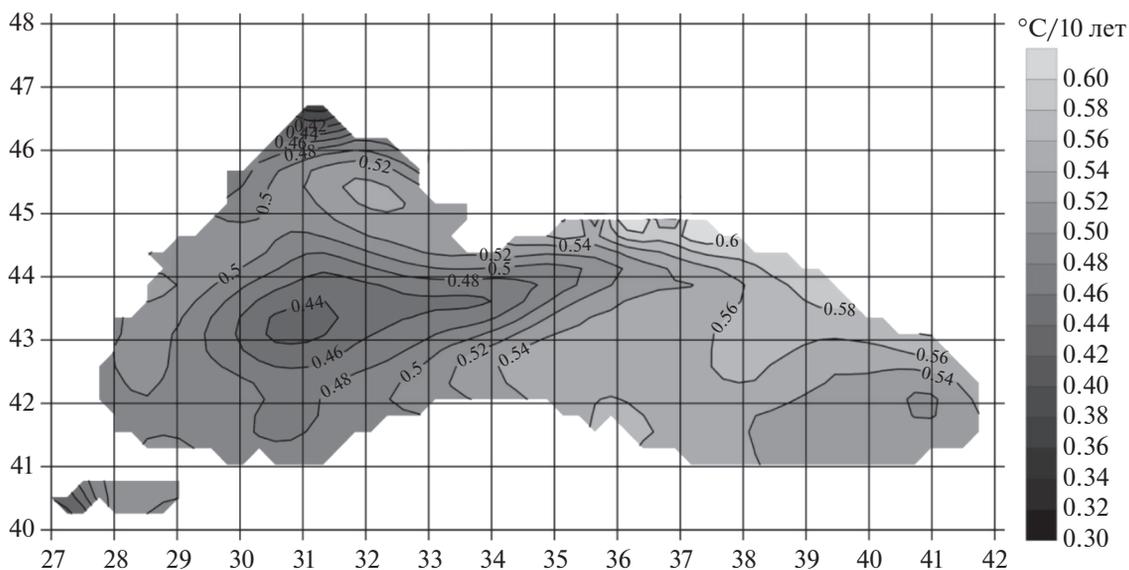
Распределение трендов ТПМ по акватории связано с физико-географическими, гидрологическими особенностями и динамикой вод в различных частях Черного моря. Северо-восточный регион находится под влиянием распространяющихся на северо-запад теплых вод Основного черноморского течения (ОЧТ) и образования/распространения в направлении ОЧТ мезомасштабных антициклонических вихрей. Кроме того, на участке  $43^{\circ}$ – $44^{\circ}$  с.ш. кавказского побережья и у анатолийского побережья нередко происходит отделение антициклонических вихрей и их трансформация в вихри открытого моря [44], что обуславливает, возможно, изгибы изолинии тренда  $0.56^{\circ}\text{C}/10$  лет в сторону центра восточной части моря на рис. 4.

Характер изменения среднегодовых значений ТПМ во времени в Черном и Азовском морях в среднем одинаков [5, 16]. По данным Дашкевич и Кулыгина [9], в период 1982–2015 гг. наблюдался рост среднегодовой ТПМ (в среднем) в самом Азовском море и в Таганрогском заливе, причем

ее увеличение в 2000–2015 гг. по сравнению с 1982–1999 гг. составило в среднем  $0.95^{\circ}\text{C}$  в море и  $0.84^{\circ}\text{C}$  в заливе. Повышение среднегодовой ТПМ прослеживалось с середины 1990-х гг. до 2010 г. (тренды  $+0.05^{\circ}\text{C}/\text{год}$  в самом море и  $+0.04^{\circ}\text{C}/\text{год}$  в заливе), далее до 2015 г. наблюдалось ее некоторое понижение. Наиболее высокая среднегодовая ТПМ в период 1982–2015 гг., соответствующая 2010 г., была равна примерно  $13.7^{\circ}\text{C}$  в самом море и  $13.4^{\circ}\text{C}$  в Таганрогском заливе, тогда как среднегодовая ТПМ Черного моря в 2010 г. равнялась  $16.19^{\circ}\text{C}$  (рис. 3), т.е. была примерно на  $2.8^{\circ}\text{C}$  выше среднегодовой ТПМ Азовского моря. В 2019 г. среднегодовая ТПМ в Таганрогском заливе составляла  $13^{\circ}\text{C}$  [3], следовательно, в самом Азовском море она была на несколько десятых долей градуса выше (в пределах  $0.7^{\circ}\text{C}$ , как показывает сравнение данных в работе [9]). В Черном море в 2019 г. среднегодовая ТПМ составляла  $16.34^{\circ}\text{C}$  (рис. 3). Это и ранее выполненное [5, 16] сопоставление среднегодовых ТПМ Черного и Азовского морей показывает, что разница между ними в разные годы составляет  $2$ – $3^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 3.** Среднегодовые значения температуры поверхности Черного моря (°C) в 1982–2020 гг. Прямая линия – их линейный тренд.

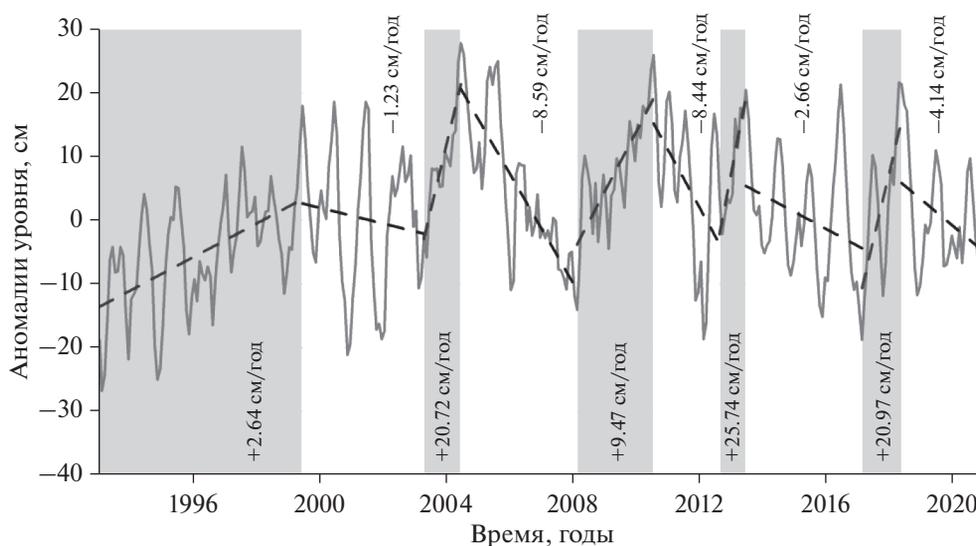


**Рис. 4.** Распределение трендов температуры поверхности Черного моря (°C/10 лет) по акватории в период 1982–2020 гг.

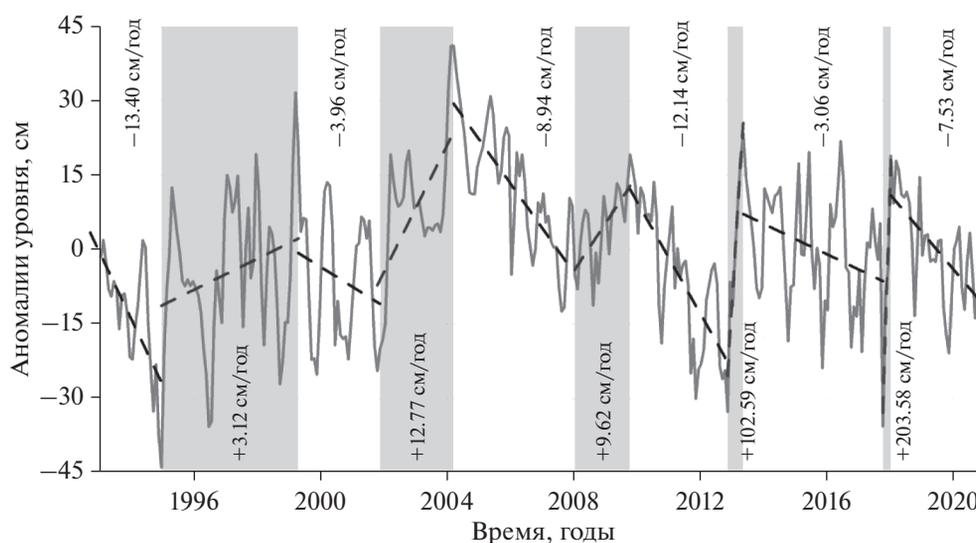
*Уровни Черного и Азовского морей*

Межгодовые изменения аномалий уровней Черного и Азовского морей по данным вдольтрековых альтиметрических измерений Т/Р и J1/2/3 в период 1993–2020 гг. показаны на рис. 5 и 6 со-

ответственно. Многолетняя изменчивость уровня Черного моря характеризуется чередующимися периодами его подъема и спада. При этом на разных отрезках времени скорость подъема уровня менялась от минимального значения +2.64 см/год



**Рис. 5.** Изменения аномалий уровня Черного моря (см) с января 1993 по декабрь 2020 гг. по данным альтиметров спутников Т/Р и J1/2/3 (сплошная линия). Межгодовая изменчивость их средних значений показана пунктиром. Периоды подъема уровня выделены серым цветом.



**Рис. 6.** Изменения аномалий уровня Азовского моря (см) с января 1993 по декабрь 2020 гг. по данным альтиметров спутников Т/Р и J1/2/3. Обозначения – те же, что на рис. 5.

с января 1993 г. по июнь 1999 г. до максимального  $+25.74$  см/год с августа 2012 г. по июль 2013 г.; скорость падения уровня менялась от  $-1.23$  см/год с июня 1999 г. по апрель 2003 г. до  $-8.59$  см/год с июня 2004 г. по февраль 2008 г. Средний же для 1993–2020 гг. линейный тренд уровня  $+0.32 \pm 0.16$  см/год оказался примерно в 2.5 раза меньшим, чем в 1993–2012 гг. ( $+0.82 \pm 0.18$  см/год), хотя еще в 1.5 раза большим, чем с 1920-х до середины 1990-х гг. ( $0.17-0.18$  см/год) [14].

Меньшее значение тренда за период, охватывающий вторую декаду 2000-х гг., связано со сме-

ной тенденции изменения уровня моря от его повышения (в среднем) к некоторому понижению (в среднем) примерно с 2004–2010 гг.; при этом отрезки времени с повышением уровня стали более короткими, а понижения – более длительными (рис. 5). Уменьшение общего положительного тренда уровня в период, охватывающий 2010-е гг., заметно и по результатам других публикаций. Если в 1992–2005 гг., по данным в [15], тренд уровня Черного моря оценивался в  $+0.76 \pm 0.03$  см/год, то в 1993–2014 гг. он составил  $+0.31$  см/год [33] и  $+0.32 \pm 0.08$  см/год [25], а в период с января 1993 по май 2017 гг. –  $+0.25 \pm 0.05$  см/год [26].

Заметим, что локальные значения тренда уровня отличаются от приведенных для определенных периодов средних для моря в целом, что связано с особенностями крупномасштабной и мезомасштабной динамики моря [33]. Так, из-за интенсификации Основного черноморского течения в 1992–2005 гг. скорость подъема уровня в прибрежных районах моря  $+0.8–0.95$  см/год была в 1.5–2 раза выше, чем в его глубоководной части при среднем для моря значении тренда  $+0.76 \pm \pm 0.03$  см/год [15]. Средние для периода 1993–2014 гг. положительные тренды уровня менялись от максимального  $+0.34$  см/год в юго-восточной части моря до минимального  $+0.3$  см/год в районе восточного циклонического круговорота [25]. По данным работы [33], средняя для того же периода 1993–2014 гг. скорость подъем уровня менялась от  $+0.15$  см/год в центральной части моря до  $+0.35–0.38$  см/год на его периферии и над мелководным северо-западным шельфом и до  $+0.5$  см/год в юго-восточной части моря. Значения тренда уровня  $+0.24–0.32$  см/год для периода 1993–2015 гг. получены у побережья Краснодарского края и Абхазии [35], с минимумом  $+0.16–0.18$  см/год в глубоководной восточной части моря. На распределении по акватории моря средних за 1979–2017 гг. трендов уровня, построенном в Климатическом центре Гамбургского университета и приведенном в работе [2], значения трендов меняются от  $0.225$  см/год на периферии моря до  $0.175$  см/год в центре его восточной части.

Заметим, что разница в величинах тренда уровня Черного моря в разных работах обусловлена использованием в них различных данных. Так, для наших исследований использовались вдольтрековые данные, а в работах [15, 25, 33] использовались карты аномалий уровня, построенные на регулярной сетке с шагом  $0.125^\circ$  по широте и долготе на основе данных альтиметрических измерений не только спутников Т/Р и J1/2/3, но и других спутников, например, ERS-1/2 и ENVISAT. Сама процедура оптимальной интерполяции, использованная при создании карт аномалий уровня, вносит ошибки в данные спутниковых измерений. Карты аномалий уровня строятся для каждых суток, но в силу особенности данных спутниковой альтиметрии (повторяемость измерений вдоль треков – раз в 10 дней) бывают пропуски, то есть в некоторые сутки данные спутниковой альтиметрии для акваторий Черного и Азовского морей просто отсутствуют.

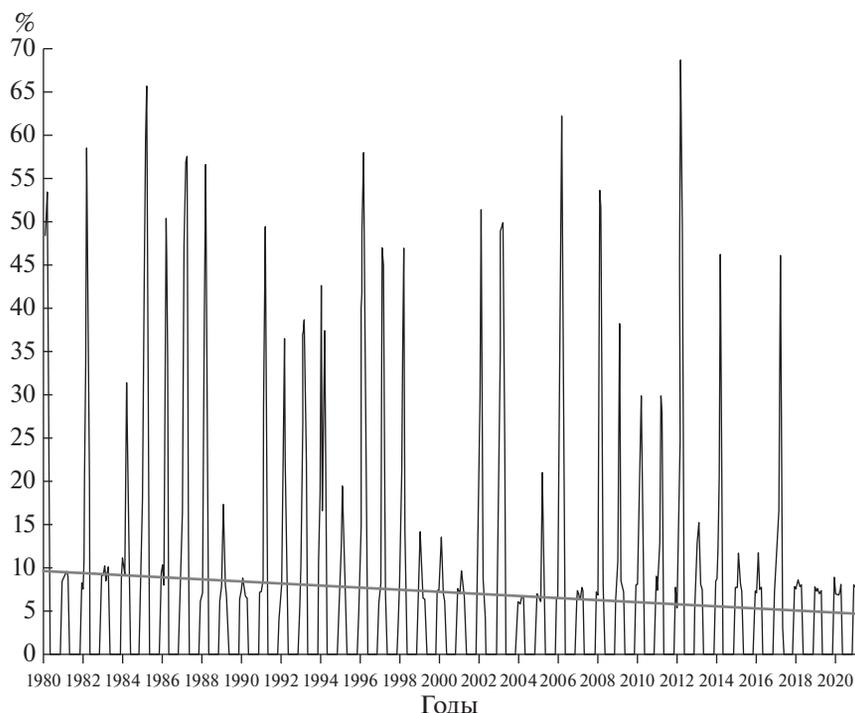
Средняя за 28-летний период 1993–2020 гг. скорость подъема уровня Азовского моря (рис. 6) равна  $+0.21 \pm 0.05$  см/год. То есть линейный тренд подъема уровня в 1993–2020 гг. уменьшился примерно в 2.6 раза по сравнению с приведенными в работе [14] значениями для 1993–2012 гг. ( $+0.54 \pm 0.04$  см/год) и практически сравнялся с трендом, зарегистрированным в период с 1920-х гг.

до 1985 г. ( $+0.24$  см/год). Переход от повышения уровня моря (в среднем) к понижению, при чередующихся относительно коротких временных интервалах повышения и более длительных интервалах понижения уровня, произошел в 2004 г. (год максимальной аномалии уровня). Таким образом, и в Черном (примерно с 2004–2010 гг.), и в Азовском (примерно с 2004 г.) морях наблюдается постепенное понижение (в среднем) уровня моря. За 28 лет с 1993 по 2020 гг. уровень Черного моря поднялся примерно на 9 см, Азовского – примерно на 6 см.

### *Ледовитость*

Для ледового режима Черного и Азовского морей характерна существенная межгодовая изменчивость. В Черном море лед появляется в основном на мелководном северо-западном шельфе, в Керченском проливе и на прикерченском шельфе. Вследствие синоптической изменчивости атмосферных процессов, ветро-волнового воздействия и адвекции теплых вод в этих мелководных районах с малым теплозапасом в зимний сезон возможно неоднократное появление и исчезновение льда [2]. Ледовитость в них тесно связана с суммой отрицательных среднесуточных значений температуры воздуха над морем за ледовый сезон (коэффициент корреляции для северо-западной части моря –  $0.92$  [2, 12]). В 2000-е гг., при увеличении количества мягких зим (рис. 1, 2), произошло соответствующее уменьшение ледовитости. Так, в мягкую зиму 2018/2019 гг. льда в открытых регионах северо-западной части моря не наблюдалось, он кратковременно появлялся только в Днепро-Бугском и Днестровском лиманах и в Тендровском заливе [2]. Однако в суровые зимы площадь, покрытая льдом, существенно увеличивается. В суровую зиму 2011/2012 гг. море покрылось льдом в Керчи, Евпатории, Новороссийске, Одессе, Констанце [14]. Замерзли весь Одесский залив, Днепро-Бугский лиман, Керченский пролив, берега у Румынии и Болгарии, Дунай; прекратилось судоходство по проливу Босфор [7]. В холодную зиму 2005/2006 гг. замерзание бухт Севастополя было даже сильнее, чем в 2012 г. [7]. В Керченском проливе, кроме льда местного происхождения, под действием ветра и течений может появляться лед из Азовского моря, а в прикерченском районе Черного моря (иногда и вблизи Феодосии) – лед, приносимый из Керченского пролива [2].

В мелководном Азовском море с меньшей по сравнению с Черным морем соленостью и меньшим теплозапасом лед появляется ежегодно, даже в относительно мягкие зимы [3]. Как следует из рис. 7, ледовитость в Азовском море в период 1980–2020 гг. в среднем уменьшалась (линейный тренд равен  $-1.2\%/10$  лет). В 2000-е гг. увеличи-



**Рис. 7.** Изменения среднемесячной концентрации льда в Азовском море (%). Прямая линия — линейный тренд (–1.2% за 10 лет) этих изменений.

лось количество зим с наибольшей среднемесячной ледовитостью менее 10%, что соответствует увеличению количества в эти годы мягких зим (рис. 1, 2). Данный факт подтверждается наблюдениями [3]: в зимы 1980/1981, 1989/1990, 2000/2001, 2006/2007, 2014/2015, 2015/2016 и 2018/2019 гг. лед в Азовском море практически отсутствовал (например, зимой 2018/2019 гг. только начальные виды льда зарегистрированы в основном в Таганрогском заливе). Наибольшая ледовитость наблюдалась в холодные зимы 2002/2003, 2005/2006, 2007/2008 и 2011/2012 гг. (рис. 7).

Характер распределения льда в Керченском проливе на основе спутниковых данных в период с 1999 по 2017 гг. рассмотрен в [17]. Показано, в частности, что в феврале 2012 г., года с наибольшей ледовитостью за 1980–2020 гг. (рис. 7), распространение южной границы ледяного покрова в проливе было наибольшим за все время наблюдений с 2000 г. В теплые зимы 2014/2015 и 2015/2016 гг., при практически отсутствовавших отрицательных значениях температуры воздуха, только незначительный припай зарегистрирован вдоль косы Чушка и в Таманском заливе.

В работе [10] на основе моделирования, наблюдений в портах и спутниковых снимков показано, что средняя за зимний сезон ледовитость Азовского моря в первые 16 лет XXI в. (16%) примерно вдвое меньше, чем в середине XX в. (30%). В период 2005/2006–2015/2016 гг. наибольшая ледовитость наблюдалась в наиболее холодные зи-

мы 2005/2006 и 2011/2012 гг. (примерно 32 и 36% соответственно), наименьшая — в мягкие зимы 2006/2007 и 2015/2016 гг. (менее 5%); толщина льда — примерно 22 см в эти холодные и 4 см в мягкие зимы. В зиму 2002/2003 гг., которая, по оценкам в [23], была в Азовском море даже более суровая, чем зима 2011/2012 гг., ледовитость достигала примерно 45%. Однако ледовитость самых холодных зим первых 16 лет XXI в. заметно меньше максимальной ледовитости зим начала–середины XX в., которая часто превышала 50%, а в самую суровую за весь период наблюдения 1885–2015 гг. зиму 1953/1954 гг. [23] достигала примерно 68% (при сравнимой средней толщине льда). Наибольшие толщины льда (до 50 см) наблюдаются в Таганрогском заливе.

По приведенным в [23] графикам, в период с 1950 до 2015 гг. начало ледового периода в портах Азовского моря в среднем смещалось в сторону более поздних дат, а конец — в сторону более ранних. Так, начало ледостава в Таганроге сместилось в среднем с середины ноября в 1950 г. к середине декабря в 2015 г., конец — с первых чисел апреля к середине марта; в Керчи смещение дат начала и конца ледостава — со второй половины декабря к началу января и с середины марта к середине февраля соответственно. Таким образом, средняя продолжительность ледового периода за эти 66 лет, оцененная нами по приведенным в [23] линейным трендам, заметно сократилась (примерно на 1.5 мес.).

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Выполненный анализ климатических изменений температуры воздуха у поверхности Черноморско-Азовского региона (1980–2020 гг.) и температуры поверхности Черного моря (1982–2020 гг.) с использованием массивов спутниковых данных NASA MERRA-2 [29] и NOAA OI SST v2 high resolution dataset [38] соответственно, а также сопоставление полученного временного хода среднегодовой ТПМ в Черном море с имеющимися данными о ТПМ Азовского моря в разные годы [3, 9] показали, что на протяжении всего рассматриваемого периода наблюдалось потепление этих южных морей. Линейный тренд среднегодовой ТПМ в 1982–2020 гг. в Черном море в целом составил  $+0.052^{\circ}\text{C}/\text{год}$ , а среднегодовая температура воды, начиная с 2010 г., часто превышала  $16^{\circ}\text{C}$  (максимум –  $16.71^{\circ}\text{C}$  в 2018 г.). Характер межгодовой изменчивости ТПМ Черного и Азовского морей в среднем одинаков. При этом значения среднегодовых ТПМ Азовского моря в разные годы ниже черноморских на  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ .

Следует отметить, что на фоне увеличения ТВП и ТПМ в рассматриваемый период их значения в 2000-е гг. заметно отличаются от таковых в 1980-е–1990-е гг. Увеличились максимальные среднемесячные летние и минимальные зимние значения ТВП (рис. 1) и ТПМ (рис. 2), увеличилось количество мягких зим. Следствием увеличения зимних значений температуры в Черном море явилось лишь эпизодическое обновление вод холодного промежуточного слоя (ХПС) с температурой менее  $8^{\circ}\text{C}$  и, соответственно, уменьшение содержания кислорода в этом слое [27, 37, 39]. С 2005 г. только в 2006, 2012 и 2017 гг. (годы с минимальными зимними ТПМ, рис. 2) имело место заметное обновление вод ХПС [27, 39]. Если в период с 1954 по 2009 гг. температура в ядре ХПС только в 1962 г. слегка превысила  $8^{\circ}\text{C}$ , а минимальные значения в 1954 и 1987 гг. равнялись  $6.2^{\circ}\text{C}$  [14, 30], то в 2000-е гг. обновление вод ХПС имеет перемежающийся характер, его температура часто превышает  $8^{\circ}\text{C}$ , а в 2015–2017 гг. она достигала  $8.7^{\circ}\text{C}$  [39]. Следствием увеличения количества мягких зим явилось и уменьшение концентрации льда в Азовском море (рис. 7), а в некоторые зимы ледяной покров практически полностью отсутствовал. Очевидно, что прогноз в [11] относительно ожидаемой наиболее тяжелой ледовой обстановки в ледовый сезон 2018/2019 гг. в Азовском море не оправдался.

Если тенденция продолжающегося увеличения температуры воздуха/поверхности воды в Черном и Азовском морях согласуется с глобальным потеплением, то тенденции изменения уровней этих внутренних морей в 2000-е гг. не соответствуют увеличивающемуся темпу роста уровня Мирового океана. Примерно с 2004–2010 гг. в

Черном море и с 2004 г. в Азовском их уровни в среднем уменьшаются, при сохранении положительных трендов в период 1993–2020 гг. ( $+0.32 \pm 0.16$  см/год в Черном и  $+0.21 \pm 0.05$  см/год в Азовском морях). Причина этого понижения уровня (в среднем) в последние 10–15 лет, по-видимому, – в уменьшении приходной части пресноводного баланса (речного стока и атмосферных осадков, хотя возможен и рост испарения, связанный с увеличением температуры воды и воздуха [2]). В [31, 32] отмечалось, что в период 1993–2009 гг. рост уровня Черного моря в 1993–1999 гг. и его спад в 1999–2002 гг. (см. рис. 5 выше) соответствовали увеличению/уменьшению в эти годы стока Дуная, а с 2003 по 2009 гг. подобной корреляции не наблюдалось.

Косвенным показателем уменьшения пресноводных балансов этих морей является увеличение солености их вод. По данным [2], в Черном море наблюдается повышение солености со средней скоростью  $0.04\text{‰}/10$  лет. Среднегодовая соленость поверхностного слоя в Новороссийске и Туапсе в 2019 г. превысила норму на  $1.04\text{--}1.35\text{‰}$ . В Азовском море с 2007 г. наблюдается рост солености, связанный с маловодностью Дона и уменьшением атмосферных осадков (на  $33\text{--}194$  мм в разных пунктах относительно среднемноголетней нормы  $460$  мм) [3]. Соленость в открытых частях и в прибрежной зоне Азовского моря в 2019 г. достигла максимальных значений за весь исторический период наблюдений, что пагубно сказывается на экологической ситуации в море [3].

Вопрос о связи изменений уровней Черного и Средиземного морей еще недостаточно изучен. В работе [42] был продемонстрирован одинаковый характер изменения уровней Черного и Эгейского морей в 1993–2003 гг. – их рост в 1993–1999 гг. и спад в 1999–2003 гг. (см. рис. 5 выше) и высказано предположение, что определяющим в росте уровней этих морей до 1999 г. было увеличение температуры поверхности воды (стерический фактор). Расчет в [41], напротив, показывает, что изменение стерических высот не объясняет наблюдаемых изменений уровня Черного моря. В работе [43] обнаружена высокая ( $0.75$ ) корреляция между несезонными (с исключенной среднемесячной климатологией) временными последовательностями аномалий уровней Черного и Эгейского морей, с запаздыванием черноморских аномалий относительно аномалий Эгейского моря в 1 мес., что предполагает влияние какого-то общего динамического фактора на уровни обоих морей. Высказано предположение о влиянии крупномасштабной атмосферной циркуляции, связанной с североатлантическим колебанием, на изменения уровней Средиземного и Черного морей посредством ветрового воздействия соответственно вблизи пролива Гибралтар и над Эгейским морем/турецкими проливами. Послед-

нее может изменять градиенты уровня вдоль турецких проливов и, следовательно, оказывать влияние на расходную часть водного баланса Черного моря – вынос черноморских вод через пролив Босфор – и соответственно уровень моря. Факт ветрового воздействия на водообмен в проливе Босфор, вплоть до блокировки верхнебосфорского/нижнебосфорского течений при южных/северных ветрах соответственно, давно и хорошо известен (см., например, [4, 34]), однако статистика частоты и продолжительности таких событий по годам отсутствует, и вклад их в межгодовую изменчивость уровня моря неизвестен.

**Источники финансирования.** А.И. Гинзбург выполняла работу в рамках Госзадания № 0128-2021-0002 “Механизмы формирования циркуляционных структур Мирового океана: ключевые процессы в пограничных слоях и их роль в динамике океана на основе экспедиционных исследований, дистанционного зондирования, численного и лабораторного моделирования”. Анализ данных по Азовскому морю и Керченскому проливу был выполнен А.Г. Костяным и И.В. Серых в рамках работ по проекту РНФ № 21-17-00191 “Мониторинг водообмена через Керченский пролив на основе современных методов наблюдений и численного моделирования” (2021–2023). С.А. Лебедев анализировал данные спутниковой альтиметрии в рамках бюджетного финансирования ГЦ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Боровская Р.В.* Исследование ледовых условий Азовского моря и Керченского пролива в зимний период 2015-2016 гг. и оценка их влияния на промысловую обстановку и процесс миграции и нагул рыбы // Труды ЮгНИРО. 2017. Т. 54. С. 35–41.
2. Бюллетень гидрометеорологического состояния Черного моря в 2019 году. М.: Росгидромет, ФГБУ “Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова”, 2020. 189 с.
3. Гидрометеорологический бюллетень. Азовское море. 2019 год. Севастополь: Росгидромет, ФГБУ “Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова”, СО ФГБУ “ГОИН”, 2020. 62 с.
4. *Гинзбург А.И.* О нестационарных струйных течениях в юго-западной части Черного моря // Исслед. Земли из космоса. 1995. № 4. С. 10–16.
5. *Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Шеремет Н.А.* Черное и Азовское моря: сравнительный анализ изменчивости температуры поверхности (1982–2009, спутниковая информация) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 209–218.
6. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Севастополь: МГИ НАНУ, 2006. 210 с.
7. *Гришин М.Г.* Ледниковые периоды и аномальные зимы на побережье Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2012. № 26-1. С. 134–147.
8. *Дашкевич Л.В.* Анализ многолетней изменчивости температурного режима вод открытой части Азовского моря с использованием геоинформационных технологий и математического моделирования. Автореф. дис ... канд. географ. наук, Мурманск, 2008. 25 с.
9. *Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В.* Оценка средней температуры поверхностного слоя Азовского моря на основе данных спутниковой съемки и наблюдений прибрежных гидрометеостанций // В: ИнтерКарто. ИнтерГис. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий. Материалы международной конференции. М.: Издательство Московского университета, 2019. Т. 25. Часть 1. С. 112–120.
10. *Дашкевич Л.В., Немцова Л.Д., Бердников С.В.* Оценка ледовитости Азовского моря в XXI веке по спутниковым снимкам Terra/Aqua MODIS и результатам математического моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 91–100.
11. *Думанская И.О.* Метод долгосрочного прогноза ледовых условий на Белом и Азовском морях // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2011. № 345. С. 74–93.
12. *Дьяков Н.Н., Тимошенко Т.Ю., Белогудов А.А. и др.* Атлас льдов Черного и Азовского морей. Севастополь: Экокси-гидрофизика, 2016. 219 с.
13. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. 212 с.
14. *Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Лебедев С.А., Шеремет Н.А.* Южные моря России // В кн.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Федеральная служба по Гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет) / Ред. Катцов В.М., Семенов С.М. М.: ФГБУ “ИГКЭ Росгидромета и РАН”, 2014. С. 644–683.
15. *Кубряков А.А., Станичный С.В.* Тренды уровня Черного моря по контактному и альтиметрическим измерениям // Метеорология и гидрология. 2013. № 5. С. 48–55.
16. *Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А. и др.* Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 471 с.
17. *Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Костяной А.Г.* Ледовая обстановка в Керченском проливе в текущем столетии. Ретроспективный анализ на основе спутниковых данных // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 2. С. 148–166.
18. *Лебедев С.А., Костяной А.Г.* Спутниковая альтиметрия Каспийского моря. М.: Море, 2005. 366 с.

19. Мельников В.А., Зацепин А.Г., Костяной А.Г. Гидрофизический полигон на Черном море // Труды Государственного океанографического института. 2011. Вып. 213. С. 264–278.
20. Мельников В.А., Москаленко Л.В., Кузеванова Н.И. Ветровые циклы и климатические тренды Черного моря // Труды Государственного океанографического института. 2018. № 219. С. 101–123.
21. Рева Ю.А. Межгодовые колебания уровня Черного моря // Океанология. 1997. Т. 37. № 2. С. 211–219.
22. Филиппов Ю.Г. Изменчивость уровня Азовского моря на современном этапе // Труды Государственного океанографического института. 2009. Вып. 212. С. 107–115.
23. Яицкая Н.А., Магаева А.А. Динамика ледового режима Азовского моря в XX–XXI вв. // Лед и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 373–386.
24. Arpe K., Leroy S.A.G., Lahijani H., Khan V. Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2012. V. 16. P. 19–27. <https://doi.org/10.5194/hess-16-19-2012>
25. Avsar N.B., Jin S., Kutoglu S.H. Interannual variations of sea surface temperature in the Black Sea // In: Proceedings of the 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS 2018). Valencia, Spain, 22–27 July 2018. P. 5617–5620. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8518183>
26. Avsar N.B., Kutoglu S.H. Recent sea level change in the Black Sea from satellite altimetry and tide gauge observations // International J. of Geo-Information. 2020. V. 9. P. 185. <https://doi.org/10.3390/ijgi9030185>
27. Capet A., Vandenbulcke L., Gregoire M. Climate change induced a new intermittent regime of convective ventilation that threatens the Black Sea oxygenation status // Preprint. 2020. <https://doi.org/10.5194/bg-2020-76>
28. Eastwood S., Laverne T., Tonboe R., Hackett B. Product user manual for reprocessed sea ice concentration from EUMETSAT OSI SAF SEAICE\_GLO\_SEAICE\_L4\_REP\_OBSERVATIONS\_011\_009 Version 2.4 – Copernicus. 2016. P. 1–45.
29. Gelaro R., McCarty W., Suárez M.J. et al. The modern-era retrospective analysis for research and applications, Version 2 (MERRA-2) // J. Clim. 2017. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>
30. Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sheremet N.A. Sea surface temperature variability // In: Kostianoy A.G., Kosarev A.N. (eds.). The Black Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. V. 5: Water Pollution, Part 5Q. New York, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2008. P. 255–275.
31. Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sheremet N.A., Lebedev S.A. Satellite altimetry applications in the Black Sea // In: Vignudelli S., Kostianoy A.G., Cipollini P., Benveniste J. (eds.), Coastal Altimetry. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 367–387. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-642-12796-0_14)
32. Ginzburg A.I., Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Sheremet N.A. Interannual variability of the Black Sea level basing on the radar altimetry // Proceedings of “20 Years of Progress in Radar Altimetry”, Venice, 24–29 September, 2012. ESA SP-710 (CD-ROM). Noordwijk, The Netherlands: ESA Publications Division, European Space Agency, 6 p.
33. Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Volkov D.L. Quantifying the impact of basin dynamics on the regional sea level rise in the Black Sea // Ocean Sci. 2017. V. 13. P. 443–452. <https://doi.org/10.5194/os-13-443-2017>
34. Latif M.A., Ozsoy E., Oguz T., Unluata U. Observations of the Mediterranean inflow into the Black Sea // Deep-Sea Res. 1991. V. 38. Suppl. N2A. P. 711–723.
35. Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Bedanokov M.K. et al. Climate changes of the temperature of the surface and level of the Black Sea by the data of remote sensing at the coast of the Krasnodar Krai and the Republic of Abkhazia // Ecologica Montenegrina. 2017. V. 14. P. 14–20.
36. Matishov G.G., Dzhenyuk S.L., Moiseev D.V., Zhichkin A.P. Pronounced anomalies of air, water, ice conditions in the Barents and Kara Seas, and the Sea of Azov // Oceanologia. 2014. V. 56(3). P. 445–460. <https://doi.org/10.5697/oc.56-3.445>
37. Miladinova S., Stips A., Garsia-Gorritz E., Macias Moy D. Black Sea thermohaline properties: long-term trends and variations // J. Geophys. Res.: Oceans. 2017. V. 122. <https://doi.org/10.1002/2016JC012644>
38. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C. et al. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // J. Clim. 2007. V. 20. P. 5473–5496.
39. Stanev E.V., Peneva E., Chtirkova B. Climate change and regional ocean water mass disappearance: case of the Black Sea // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. <https://doi.org/10.1029/2019JC015076>
40. The ocean and cryosphere. 2020. In: A Changing Climate Summary for Teachers Based on the IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate (SROCC). [https://www.oce.global/sites/default/files/2020-04/OCE-RAP\\_SROCC-EN-10-WEB.pdf](https://www.oce.global/sites/default/files/2020-04/OCE-RAP_SROCC-EN-10-WEB.pdf).
41. Tsimplis M.N., Josey S.A., Rixen M., Stanev E.V. On the forcing of sea level in the Black Sea // J. Geophys. Res.: Oceans. 2004. V. 109. C08015. <https://doi.org/10.1029/2003JC002185>
42. Vigo I., Garda D., Chao B.F. Change of sea level trend in the Mediterranean and Black Seas // J. Marine Res. 2005. V. 63. P. 1085–1100.
43. Volkov D.L., Landerer F.W. Internal and external forcing of sea level variability in the Black Sea // Clim. Dyn. 2015. V. 45. P. 2633–2646. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2498-0>
44. Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G. et al. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C8. P. 2-1–2-27. <https://doi.org/10.1029/2002JC001390>

## Climatic Changes in Hydrometeorological Parameters of the Black and Azov Seas (1980–2020)

A. I. Ginzburg<sup>a, #</sup>, A. G. Kostianoy<sup>a, b, c</sup>, I. V. Serykh<sup>a, b</sup>, S. A. Lebedev<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Witte Moscow University, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: Ginzburg@ocean.ru*

To study the nature of the climatic changes in the hydrometeorological parameters of the Black and Azov Seas – near-surface air temperature (SAT), sea surface temperature (SST), ice cover and sea level – under conditions of ongoing global warming, we used data from reanalyses and data of remote sensing of the Earth, as well as information from known publications of recent years. It was found that against the background of an increase in SAT over the Black-Azov Sea region ( $+0.053\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$  in 1980–2020) and SST of the Black Sea ( $+0.052\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$  in 1982–2020), the values of these parameters in the 2000s noticeably differ from those in the 1980s–1990s: the maximum average monthly summer and minimum average monthly winter temperatures have increased, and the number of mild winters has increased. The average annual SST of the Black Sea, which practically did not exceed  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  in the 1980s–early 1990s, has exceeded  $16\text{ }^{\circ}\text{C}$  in most cases since 2010 (maximum –  $16.71\text{ }^{\circ}\text{C}$  in 2018). In the second decade of the 2000s, the average monthly winter minimums, with the exception of the winters of 2011/2012 and 2016/2017, did not fall below  $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . A consequence of the increase in winter temperatures was a decrease in the ice concentration in the Sea of Azov (the trend of the mean monthly concentration is  $-1.2\%/10$  years). From about 2004–2010 in the Black Sea and since 2004 in the Sea of Azov, the tendency to increase their levels (on average) has been replaced by a slight decrease, so that the average positive trends for the period 1993–2020 ( $+0.32 \pm 0.16\text{ cm}/\text{year}$  in the Black Sea and  $+0.21 \pm 0.05\text{ cm}/\text{year}$  in the Sea of Azov) turned out to be approximately 2.5 times less than in 1993–2012. The reason for this decrease in levels (on average) in the last 10–15 years was, apparently, a decrease in the incoming part of the freshwater balance of both seas, which is indirectly confirmed by the observed increase in the salinity of their waters.

**Keywords:** Black Sea, Sea of Azov, regional climatic changes, near-surface air temperature, sea surface temperature, ice cover, sea level

УДК 551.465

## ДВУХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРЕХМЕРНЫХ ВОЛН

© 2021 г. Д. Чаликов<sup>1, 2, \*</sup><sup>1</sup>Институт океанологии РАН, Москва, Россия<sup>2</sup>Melbourne University, Victoria, Australia

\*e-mail: dmitry-chalikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 19.09.2020 г.

После доработки 15.02.2021 г.

Принята к публикации 17.08.2021 г.

Предложен приближенный метод прямого моделирования трехмерных поверхностных волн, основанный на полных уравнениях потенциального движения жидкости со свободной поверхностью в криволинейной нестационарной системе координат. Используется разделение потенциала скорости на нелинейную и линейную компоненты. Двухмерные уравнения модели выводятся на основе точного трехмерного уравнения для нелинейной компоненты потенциала скорости, записанного на поверхности. Уравнение содержит первую и вторую вертикальные производные потенциала на поверхности; таким образом, система уравнений оказывается незамкнутой. Анализ результатов точного трехмерного моделирования позволил установить, что первая и вторая производные связаны между собой линейно. Эта связь дает возможность замкнутой двухмерной (поверхностной) формулировки проблемы трехмерных волн. Первая производная потенциала (т.е. вертикальная скорость на поверхности) рассчитывается из уравнения для потенциала скорости на поверхности с помощью итераций. Связь между производными потенциала не вполне точна, поэтому в целом метод является приближенным. Тем не менее, модель достаточно аккуратно воспроизводит эволюцию волнового поля и его основные статистические характеристики. Наиболее очевидным преимуществом модели является ее высокая эффективность: скорость интегрирования двухмерной модели примерно на два порядка превосходит скорость равноценной трехмерной модели. Модель предназначена для быстрого воспроизведения динамики двухмерного волнового поля на основе информации о волновом спектре.

**Ключевые слова:** моделирование, ветровые волны, развитие волн, волновой спектр, метод Фурье, вертикальная скорость на поверхности, приток энергии от ветра, диссипация волн, статистика волн

**DOI:** 10.31857/S0030157421060046

## 1. ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия было предложено много подходов в прямом (фазоразрешающем, phaseresolving) моделировании поверхностных волн (см. обзор соответствующих работ в [1]). Большая часть моделей предназначалась для инженерных задач: проектирования прибрежных сооружений, моделирования взаимодействия волн с плавающими или фиксированными объектами, изучения волнового режима в эстуариях. Немногие наиболее развитые модели использовались для изучения физических свойств волн. Наиболее простым и успешным типом моделирования является двухмерное моделирование одномерных волн. Условие периодичности позволяет использовать конформное преобразование координат [6], что сводит двухмерную задачу к одномерной, которая может решаться с высокой скоростью и точностью на основе преобразования Фурье. Несмотря на то что одномерный подход связан с

ограничениями, конформная модель незаменима при исследовании многих локальных процессов, таких как опрокидывание волн, взаимодействие волн с ветром и многих других.

В настоящее время наиболее полная формулировка проблемы основана на трехмерных уравнениях потенциального движения жидкости со свободной поверхностью. Эти уравнения удобно записывать в отслеживающей поверхности системе координат:

$$\xi = x, \quad \vartheta = y, \quad \zeta = z - \eta(\xi, \vartheta, \tau), \quad \tau = t, \quad (1)$$

где  $\eta(x, y, t) = \eta(\xi, \vartheta, \tau)$  – периодическая волновая поверхность, задаваемая рядом Фурье

$$\eta(\xi, \vartheta, \tau) = \sum_{-M_\xi < k < M_\xi} \sum_{-M_\vartheta < l < M_\vartheta} h_{k,l}(\tau) \Theta_{k,l}, \quad (2)$$

где  $k$  и  $l$  – компоненты вектора волнового числа  $k$ ;  $h_{k,l}(\tau)$  – амплитуды Фурье возвышения  $\eta(\xi, \vartheta, \tau)$ ;  $M_\xi$  и  $M_\vartheta$  – число мод в направлениях  $\xi$

и  $\vartheta$  соответственно;  $\Theta_{k,l}$  – базовые функции разложения Фурье, представленные в виде матрицы:

$$\Theta_{kl} = \begin{cases} \cos(k\xi + l\vartheta) & -M_x \leq k \leq M_x, \quad -M_y < l < 0 \\ \cos(k\xi) & -M_x \leq k \leq 0, \quad l = 0 \\ \sin(k\xi) & 0 \leq k \leq M_y, \quad l = 0 \\ \sin(k\xi + l\vartheta) & -M_x \leq k \leq M_x, \quad 0 < l \leq M_y. \end{cases} \quad (3)$$

Трехмерные потенциальные уравнения в системе координат (1) при  $\zeta \leq 0$  имеют вид

$$\eta_\tau = -\eta_\xi \varphi_\xi - \eta_\vartheta \varphi_\vartheta + (1 + \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2) \varphi_\zeta, \quad (4)$$

$$\varphi_\tau = -\frac{1}{2}(\varphi_\xi^2 + \varphi_\vartheta^2 - (1 + \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2) \varphi_\zeta^2) - \eta - p, \quad (5)$$

$$\varphi_{\xi\xi} + \varphi_{\vartheta\vartheta} + \varphi_{\zeta\zeta} = Y(\varphi), \quad (6)$$

где  $Y$  – оператор:

$$Y() = 2\eta_\xi() \varphi_{\xi\zeta} + 2\eta_\vartheta() \varphi_{\vartheta\zeta} + (\eta_{\xi\xi} + \eta_{\vartheta\vartheta})() \varphi_\zeta - (\eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2)() \varphi_{\zeta\zeta}. \quad (7)$$

Уравнения (4), (5) относятся к поверхности  $\zeta = 0$ , т.е. являются двухмерными; уравнение (6) – трехмерное. Переменная  $p$  в (5) описывает давление на поверхности  $\zeta = 0$ .

Уравнения (4)–(6) записаны в безразмерной форме с использованием следующих масштабов: длины  $L$  (при этом величина  $2\pi L$  равна размерной длине области); времени  $L^{1/2}g^{-1/2}$ , потенциала скорости  $L^{3/2}g^{1/2}$  ( $g$  – ускорение свободного падения). Давление  $p$  отнесено к единице плотности; масштаб для него равен  $Lg$ . Уравнения (4)–(6) автомодельны, т.е. инвариантны к изменениям  $L$ .

В статье [5] предложено представить потенциал скорости  $\varphi$  в виде суммы двух компонент: аналитической (линейной)  $\bar{\varphi}(\xi, \vartheta, \zeta, \tau)$  и произвольной (нелинейной)  $\tilde{\varphi}(\xi, \vartheta, \zeta, \tau)$ :

$$\varphi = \bar{\varphi} + \tilde{\varphi}. \quad (8)$$

Компонента  $\bar{\varphi}$  удовлетворяет уравнению Лапласа

$$\bar{\varphi}_{\xi\xi} + \bar{\varphi}_{\vartheta\vartheta} + \bar{\varphi}_{\zeta\zeta} = 0 \quad (9)$$

с известным решением:

$$\bar{\varphi}(\xi, \vartheta, \zeta, \tau) = \sum_{k,l} \bar{\varphi}_{k,l}(\tau) \exp(k\xi) \Theta_{k,l}, \quad (10)$$

где  $k = (k^2 + l^2)^{1/2}$ ,  $\bar{\varphi}_{k,l}$  – коэффициенты Фурье потенциала  $\bar{\varphi}$  на поверхности при  $\zeta = 0$ , ось  $\zeta$  направлена вниз. Решение удовлетворяет граничным условиям:

$$\begin{aligned} \zeta = 0: \quad \bar{\varphi} &= \bar{\varphi}(\zeta = 0), \\ \zeta \rightarrow -\infty: \quad \bar{\varphi}_\zeta &\rightarrow 0. \end{aligned} \quad (11)$$

Представление (8) не используется для эволюционных уравнений (4) и (5), поскольку было

установлено, что оно не дает заметных преимуществ.

Нелинейная компонента  $\tilde{\varphi}$  удовлетворяет уравнению:

$$\tilde{\varphi}_{\xi\xi} + \tilde{\varphi}_{\vartheta\vartheta} + \tilde{\varphi}_{\zeta\zeta} = Y(\varphi). \quad (12)$$

Уравнение (12) решается при граничных условиях:

$$\begin{aligned} \zeta = 0: \quad \tilde{\varphi} &= 0, \\ \zeta \rightarrow -\infty: \quad \tilde{\varphi}_\zeta &\rightarrow 0. \end{aligned} \quad (13)$$

На поверхности  $\zeta = 0$  уравнение (12) принимает вид:

$$\tilde{\varphi}_{\zeta\zeta} = Y(\varphi). \quad (14)$$

Производные компоненты  $\bar{\varphi}$  в (7) рассчитываются аналитически (см. ниже).

## 2. СВЕДЕНИЕ ТРЕХМЕРНОЙ ЗАДАЧИ К ДВУХМЕРНОЙ

Преимуществом трехмерного прямого моделирования является возможность воспроизведения реального движения жидкости с учетом всех нелинейностей, разрешенных в потенциальном приближении. Основным недостатком всех трехмерных моделей является их низкая производительность. Причиной этого является высокая консервативность волн: временные и пространственные масштабы развития волнового поля на порядки превосходят периоды и длины волн. Между тем, именно фазовая скорость волн ограничивает величину шага по времени, причем на каждом шаге приходится решать эллиптическое уравнение для потенциала скорости с применением итераций. Поскольку точные нелинейные начальные условия не могут быть сформулированы, сбалансированное нелинейное решение вырабатывается за достаточно длинный период в течение тысяч шагов по времени. Нестационарная задача с учетом притока и диссипации энергии становится еще более громоздкой. В конечном итоге работа с моделью сводится к непрерывному ожиданию результатов, что сильно затрудняет ее усовершенствование.

Досадно, что трехмерная структура волнового поля рассчитывается по трехмерному уравнению для потенциала только для того, чтобы рассчитать неизвестную характеристику на поверхности – вертикальную скорость  $w = \varphi_\zeta$  ( $\zeta = 0$ ). Таким образом, оказывается, что, так же как и в конформной проблеме, эволюция волн полностью определяется поверхностными характеристиками, а трехмерная структура потенциала скорости не используется. Маловероятно, что точные двухмерные (поверхностные) уравнения для трехмерных волн могут быть сформулированы. Тем не менее, возникает соблазн найти приближенный подход, сочетающий возможность использова-

ния полной формы уравнений с отказом от расчета вертикальной структуры движения.

Обратимся к уравнению для нелинейной компоненты потенциала (14). Поскольку  $\tilde{\varphi}(0) = 0$  при  $\zeta = 0$ , уравнение принимает вид:

$$\tilde{w}_\zeta = 2(\eta_\xi w_\xi + 2\eta_\vartheta w_\vartheta) + \Delta\eta w - s w_\zeta. \quad (15)$$

Здесь использованы обозначения  $w = \varphi_\zeta$ ,  $w_\xi = \varphi_{\xi\xi}$ ,  $\Delta = (\ )_{\xi\xi} + (\ )_{\vartheta\vartheta}$ ,  $s = \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2$ . Уравнение (15) является точным. Используя представление  $w = \bar{w} + \tilde{w}$ , получаем:

$$\tilde{w}_\zeta = 2\eta_\xi (\bar{w}_\xi + \tilde{w}_\xi) + 2\eta_\vartheta (\bar{w}_\vartheta + \tilde{w}_\vartheta) + \Delta\eta (\bar{w} + \tilde{w}) - s (\bar{w}_\zeta + \tilde{w}_\zeta). \quad (16)$$

Принимая во внимание, что  $w_\xi = 0$  и  $w_\vartheta = 0$ , уравнение (15) можно представить в форме

$$(1 + s)\tilde{w}_\zeta = 2(\eta_\xi \tilde{w}_\xi + \eta_\vartheta \tilde{w}_\vartheta) + \Delta\eta \tilde{w} + r, \quad (17)$$

где член  $r$

$$r = 2(\eta_\xi \bar{w}_\xi + \eta_\vartheta \bar{w}_\vartheta) + \Delta\eta \bar{w} - s \bar{w}_\zeta, \quad (18)$$

зависящий только от линейной компоненты, рассчитывается с использованием представления Фурье (10) по формулам:

$$\bar{w}(\xi, \vartheta, \zeta) = \sum_{k,l} k \bar{\varphi}_{k,l} \Theta_{k,l}, \quad (19)$$

$$\bar{w}_\xi(\xi, \vartheta, \zeta) = \sum_{k,l} k^2 \bar{\varphi}_{k,l} \Theta_{k,l}, \quad (20)$$

$$\bar{w}_\xi(\xi, \vartheta, \zeta) = -\sum_{k,l} k \bar{w}_{-k,-l} \Theta_{k,l}, \quad (21)$$

$$\bar{w}_\vartheta(\xi, \vartheta, \zeta) = -\sum_{k,l} l \bar{w}_{-k,-l} \Theta_{k,l}. \quad (22)$$

Здесь  $\bar{\varphi}_{k,l}$  – коэффициенты Фурье аналитической компоненты потенциала скорости  $\bar{\varphi}$ ,  $\bar{w}_{k,l}$  – коэффициенты Фурье аналитической компоненты вертикальной скорости  $\bar{w}$ .

Точное двухмерное уравнение (18) по сравнению с уравнением (12) выглядит обескураживающе простым, но это, скорее, обман зрения, поскольку оно содержит две переменные – первую и вторую производные потенциала по вертикали.

В первичной формулировке проблемы в декартовых координатах трехмерная структура потенциала скорости описывается уравнением Лапласа. Возмущения возникают, поскольку граничные условия задаются на криволинейной поверхности. Поэтому можно ожидать, что вертикальные профили потенциала скорости являются гладкими и они имеют более или менее универсальную структуру. Ситуация упрощается тем, что, в отличие от трехмерного уравнения (12), переменные  $\tilde{w}$  и  $\tilde{w}_\zeta$  определяются асимптотическим поведением потенциала скорости вблизи поверх-

ности. В работах [2, 3], выполненных на основе точной трехмерной модели с высоким вертикальным разрешением, показано, что вертикальные профили  $\varphi(\zeta)$  имеют универсальный вид в достаточно широкой окрестности  $\zeta = 0$  и очень близки к линейным. Анализ профилей, рассчитанных по полной модели, показывает, что  $\tilde{w}$  и  $\tilde{w}_\zeta$  оказываются всегда одного знака, поэтому профиль потенциала удобно аппроксимировать следующей двухпараметрической формулой:

$$\tilde{\varphi} = \tilde{w}_\zeta \exp\left(\frac{\zeta}{2A}\right), \quad (23)$$

которая определяет зависимость между  $\tilde{w}$  и  $\tilde{w}_\zeta$

$$\tilde{w} = A \tilde{w}_\zeta, \quad (24)$$

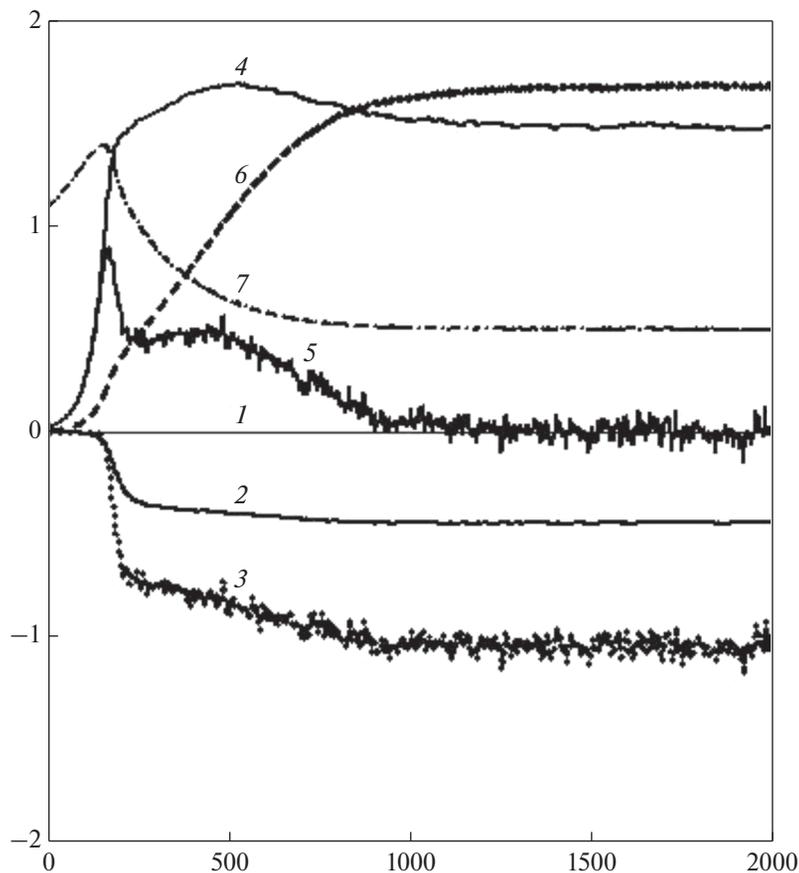
выполняющуюся на поверхности  $\zeta = 0$ . Коэффициент  $A$  может быть функцией горизонтальных координат и зависеть от параметров проблемы. Связь между  $\tilde{w}$  и  $\tilde{w}_\zeta$  можно исследовать с помощью детальной трехмерной модели, в которой рассчитывается вертикальная структура потенциала скорости, включая данные о  $\tilde{w}$  и  $\tilde{w}_\zeta$ . Для этих исследований использовалось большое число трехмерных полей потенциала для широких диапазонов интегральной крутизны  $s$ , рассчитываемой по волновому спектру  $S(k, l)$  возвышения  $\eta$

$$s = \left( \iint_{k,l} k^2 S(k, l) dk dl \right)^{1/2}, \quad (0.02 < s < 0.20) \quad (25)$$

и дисперсии возвышения

$$\sigma = \left( \iint_{k,l} S(k, l) dk dl \right)^{1/2}, \quad (0.033 < \sigma < 0.066). \quad (26)$$

Первоначально зависимость  $\tilde{w}(\tilde{w}_\zeta)$  исследовалась в Фурье пространстве. Результаты оказались недостаточно детерминированными, поэтому далее основные усилия были направлены на анализ профилей  $\tilde{\varphi}_\zeta$  в физическом пространстве. Для получения зависимости  $\tilde{w}(\tilde{w}_\zeta)$  использовалась модель, разработанная автором и описанная в статьях [2, 5] и монографии [1]. Использовалось разрешение  $1024 \times 512$  узлов, число уровней по вертикали равнялось 50. Численная схема сочетает Фурье-метод с расчетом нелинейностей на сгущенной сетке, конечно-разностные аппроксимации второго порядка для производных по вертикали на разнесенной сетке, растянутой по правилу  $\Delta\zeta_{j+1} = \chi \Delta\zeta_j$  ( $\Delta\zeta$  – вертикальный шаг,  $j = 1$  на поверхности). Коэффициент растяжения  $\chi$  был равен 1.2, что обеспечило высокую точность конечно-разностной аппроксимации производных  $\tilde{w} = \tilde{\varphi}_\zeta$  и  $\tilde{w}_\zeta = \tilde{\varphi}_{\zeta\zeta}$  при  $\zeta = 0$ . Уравнение (12)



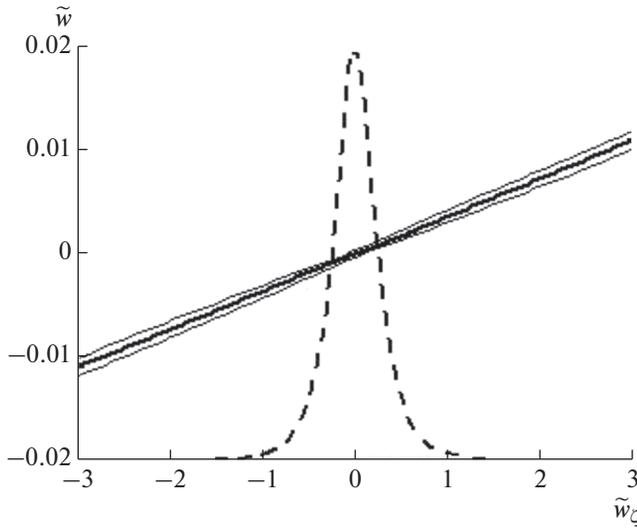
**Рис. 1.** Эволюция интегральных характеристик решения (ссылки в скобках даны на уравнения в работе [2]: 1 – интегральный эффект нелинейных взаимодействий; 2 – скорость диссипации на высоких волновых числах ((19)–(23)); 3 – скорость диссипации за счет обрушения ((24)–(27)); 4 – скорость притока энергии от ветра ((14)–(18)); 5 – сумма притоков и диссипации; 6 – эволюция потенциальной энергии; 7 – эволюция взвешенной волновым спектром волнового числа  $\bar{k}$  (с множителем 0.01).

решается как уравнение Пуассона методом прогонки с итерациями по правой части. Относительная точность в терминах нормы вертикальной скорости на поверхности задается равной  $10^{-5}$ . Для того чтобы результаты отражали ситуации с разными интегральными характеристиками, в модель были включены алгоритмы, описывающие приток энергии к волнам и диссипацию, т.е. волны моделировались в процессе их развития. Алгоритмы физических процессов подробно описаны в цитируемых выше публикациях. Расчеты производились с временным шагом  $\Delta\tau = 0.01$  на период  $\tau = 2000$ . Эволюция интегральных характеристик решения показана на рис. 1.

Безразмерные притоки и стоки энергии (т.е. кривые 1–5) имеют одинаковую нормировку и поэтому их можно сопоставлять. Баланс энергии стремится к нулю (кривая 5), поэтому энергия (кривая 6) становится постоянной. Кривая 7, описывающая эволюцию взвешенного волновым

спектром волнового числа  $\bar{k}$  до времени  $\tau = 200$ , показывает развитие спектра. Далее  $\bar{k}$  убывает под влиянием нелинейных взаимодействий от значения  $\bar{k} = 130$  до  $\bar{k} = 50$  ('downshifting'). Рисунок 1 приведен как качественная характеристика результатов, используемых ниже для замыкания системы уравнений.

Данные, полученные до времени  $\tau = 200$ , в дальнейшем анализе не использовались, поскольку в течение этого периода происходило нелинейное согласование полей возвышения  $\eta$  и потенциала скорости  $\phi$ . Для анализа записывались двумерные поля вертикальной скорости  $w$  и ее производной  $w_\zeta$  с интервалом  $\Delta\tau = 20$ . Таким образом, использовалось 91 двумерное поле, каждое размером  $1024 \times 512$ . Все поля включали 52, 428, 800 пар значений  $\tilde{w}$  и  $\tilde{w}_\zeta$ . Статистическая связь между этими переменными показана на рис. 2. Поскольку объем информации очень велик, данные о средних величинах  $\tilde{w}$ ,  $\tilde{w}_\zeta$  и диспер-



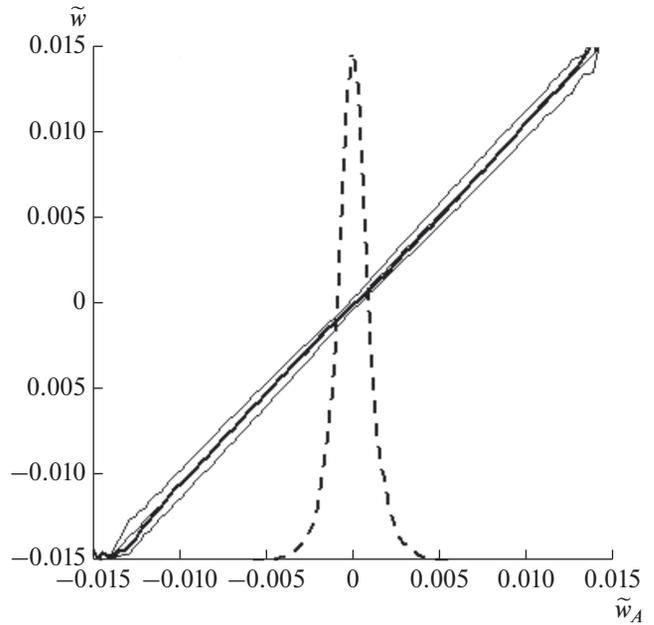
**Рис. 2.** Зависимость вертикальной скорости на поверхности  $\tilde{w}$  от ее вертикальной производной  $\tilde{w}_z$ . Жирная линия показывает осредненные для каждого интервала  $\Delta\tilde{w}_z = 0.06$  значения и совпадающие с ними значения, полученные аппроксимацией (27). Тонкие линии соответствуют дисперсии аппроксимации. Пунктирная кривая качественно описывает распределение вероятности  $P(\tilde{w}_z)$ , нормированное его максимальным значением. Для этой кривой значение  $\tilde{w} = -0.02$  соответствует значению  $P = 0$ .

сии  $w$  накапливались в 100 интервалах величиной  $\Delta w_z = 0.06$ , в промежутке  $-3 < w_z < 3$ . Вне этого промежутка данные практически отсутствовали. Далее связь между осредненными по интервалам значениям  $\tilde{w}$ ,  $\tilde{w}_z$  аппроксимировалась линейной зависимостью

$$\tilde{w} = A_0 + A\tilde{w}_z, \quad (27)$$

с коэффициентами  $A_0 = 4 \times 10^{-6}$ ,  $A = 0.00363$ . Среднеквадратичная ошибка аппроксимации (27) меньше  $7 \times 10^{-4}$ .

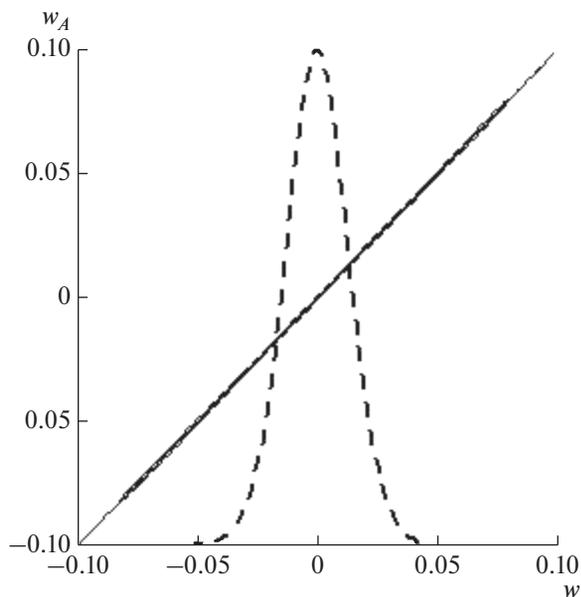
Распределение вероятности  $P(\tilde{w}_z)$  (пунктирная кривая) показывает, что почти все значения  $w_z$  приходятся на интервал  $-1 < w_z < 1$ , что соответствует значениям  $-0.003 < \tilde{w} < 0.003$ . В этой области точность аппроксимации (27) максимальна. Рисунок 2 показывает, что вертикальная скорость тесно связана с ее производной, хотя имеется небольшая ошибка. Природа расхождений не очень ясна, причиной ошибок может быть нелокальность этой связи. Нельзя также исключить влияния ошибок аппроксимации, главным образом, аппроксимации второй производной от потенциала на поверхности, вычисляемой направленными разностями.



**Рис. 3.** Сравнение нелинейной компоненты вертикальной скорости на поверхности  $\tilde{w}$ , рассчитанной по полной модели, с такой же вертикальной скоростью  $w_A$ , рассчитанной по двумерному уравнению (17). Жирная линия показывает осредненные для каждого интервала  $\Delta\tilde{w}_z = 0.06$  значения  $\tilde{w}$  как функции  $w_A$ , рассчитанные с учетом (27). Тонкие линии соответствуют дисперсии аппроксимации. Пунктирная кривая описывает распределение вероятности  $P(\tilde{w}_A)$ , нормированное его максимальным значением. Для этой кривой значение  $\tilde{w} = -0.015$  соответствует значению  $P = 0$ .

Ответ на вопрос о применимости соотношения (27) может дать прямое сравнение нелинейной компоненты вертикальной скорости  $\tilde{w}$ , рассчитанной по уравнению Пуассона (6), и той же величины  $\tilde{w}_A$ , рассчитанной по поверхностному условию (17). Это сопоставление дано на рис. 3. Жирная линия показывает осредненные для каждого интервала  $\Delta\tilde{w}_z = 0.0003$  значения  $\tilde{w}$  как функции  $w_A$ , рассчитанные по уравнению (17). Связь между  $w_A$  и  $w$  определяется тонкой линией, которая везде полностью совпадает с жирной линией. Тонкие окаймляющие линии соответствуют дисперсии аппроксимации. Средняя дисперсия ошибки равна  $6 \times 10^{-4}$ . Распределение вероятности для  $\tilde{w}_A$  (пунктирная кривая) показывает, что величины нелинейной компоненты вертикальной скорости  $\tilde{w}_A$  ( $\tilde{w}$ ) приходятся, в основном, на интервал  $-0.005 < \tilde{w}_A < 0.005$ .

Как видно из рисунка, значения  $\tilde{w}$  и  $\tilde{w}_A$  хорошо согласуются, однако имеются небольшие систематические и случайные расхождения.



**Рис. 4.** Сравнение полной компоненты вертикальной скорости на поверхности  $w$ , рассчитанной по полной модели с такой же вертикальной скоростью  $w_A$ , рассчитанной по двумерному уравнению (17). Жирная линия показывает осредненные для каждого интервала  $\Delta w = 0.001$  значения  $w_A$ , рассчитанные с учетом (17). Пунктирная кривая описывает распределение вероятности  $P(\tilde{w})$ , нормированное его максимальным значением. Для этой кривой значение  $\tilde{w} = -0.10$  соответствует значению  $P = 0$ .

Тем не менее, эволюционные уравнения (4) и (5) содержат только полную вертикальную скорость (в пределах  $(-0.1, 0.1)$ ), а нелинейная компонента  $\tilde{w}$  обеспечивает сравнительно малую поправку к линейной  $\bar{w}$  (в пределах  $(-0.01, 0.01)$ ). Сравнение полной компоненты  $w$ , рассчитанной по уравнению Пуассона (12) и (8) и  $w_A = \bar{w} + \tilde{w}$  — по двумерному уравнению (17), дано на рис. 4. Жирная линия показывает осредненные для каждого интервала  $\Delta w = 0.001$  значения  $w_A$ , рассчитанные с учетом (27). Связь между  $\tilde{w}$  и  $\tilde{w}_A$  определяется линейным уравнением

$$w_A = 9 \times 10^{-5} + 0.995w. \quad (28)$$

Эта зависимость изображена тонкой линией, которая везде совпадает с жирной линией и окаймляющими линиями, описывающими дисперсию аппроксимации. Средняя дисперсия ошибки меньше, чем  $6 \times 10^{-4}$ , поэтому ее нельзя отразить на графике. Распределение вероятности для  $w$  (пунктирная кривая) показывает, что величины полной компоненты вертикальной скорости  $w$  (и  $w_A$ ) приходятся, в основном, на интервал  $-0.05 < w < 0.05$ . Таким образом, нелинейная по-

правка оказывается в среднем на один порядок меньше полной вертикальной скорости. Можно надеяться, что ошибки воспроизведения нелинейной компоненты вертикальной скорости по упрощенной схеме оказывают не очень большое влияние на решение.

### 3. СРАВНЕНИЕ ДВУХМЕРНЫХ И ТРЕХМЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ

Наиболее убедительная проверка применимости изложенного выше упрощения должна основываться на сравнении результатов численного интегрирования по полной модели, описываемой уравнениями (4)–(6), и упрощенной модели, описываемой уравнениями:

$$\eta_\tau = -\eta_\xi \phi_\xi - \eta_\vartheta \phi_\vartheta + (1+s)w, \quad (29)$$

$$\phi_\tau = -\frac{1}{2}(\phi_\xi^2 + \phi_\vartheta^2 - (1+s)w^2) - \eta - p, \quad (30)$$

$$\tilde{w} = \frac{A(2(\eta_\xi w_\xi + \eta_\vartheta w_\vartheta) + \Delta\eta w - s\bar{w}_\xi)}{1+s}, \quad (31)$$

где  $\Delta = \left( \begin{smallmatrix} \eta_\xi \\ \eta_\vartheta \end{smallmatrix} \right)_{\xi\xi} + \left( \begin{smallmatrix} \eta_\xi \\ \eta_\vartheta \end{smallmatrix} \right)_{\vartheta\vartheta}$ ,  $s = \eta_\xi^2 + \eta_\vartheta^2$ . Заметим, что уравнения (29) и (30) содержат полные переменные  $\eta$ ,  $\phi$ ,  $w$ , а правая часть уравнения (31) включает как полную вертикальную скорость  $w = \bar{w} + \tilde{w}$ , так и линейную компоненту  $\tilde{w}$ . Уравнение (31) определяет  $\tilde{w}$  неявно, оно записано в форме, удобной для итераций. Поскольку в качестве начальных условий для итераций использовались значения с предыдущего шага по времени, то число итераций, необходимых для достижения точности  $10^{-5}$  (по норме  $\tilde{w}$ ), редко превышало 2. Для сравнения моделей были проведены новые расчеты по обеим моделям с аналогичными формулировками физических процессов, но с уменьшенным разрешением ( $128 \times 64$  моды) на период  $\tau = 1000$ . Начальные условия для моделей были полностью идентичны. Начальные поля возвышения и поверхностного потенциала рассчитывались в линейном приближении с использованием аппроксимации JONSWAP при значении обратного возраста волны  $U/c_p = 1$  ( $U$  — скорость ветра,  $c_p$  — фазовая скорость волны пика с волновым числом  $k_p = 30$ ). При таких параметрах приток энергии от ветра компенсировался слабой диссипацией на высоких волновых числах, так что полная энергия в течение всего периода интегрирования оставалась постоянной.

Для сравнения результатов интегрирования рассчитывались коэффициент корреляции  $C(n)$  и среднеквадратичная разность  $D(n)$  ( $n$  — число шагов по времени) между полем возвышения  $\eta^f$ ,

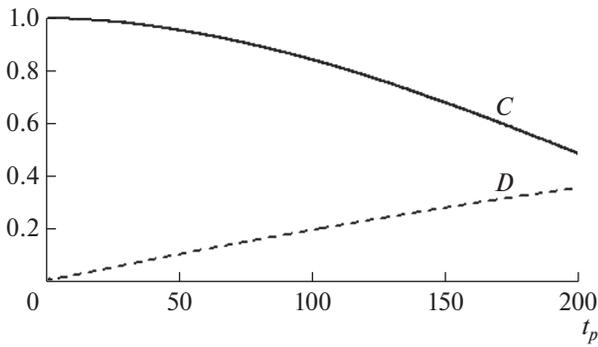


Рис. 5. Эволюция коэффициента корреляции  $C$  и среднеквадратичной разности  $D$  (уравнение (32));  $t_p$  – время в периодах волны в пике спектра.

реляции  $C(n)$  рассчитывались с интервалом времени, равным  $100\Delta t$  для 10000 пар полей  $\eta^f$  и  $\eta^c$ . Эволюция  $D(n)$  и  $C(n)$  приведена на рис. 5.

Сходство между полями возвышения уменьшается со временем, однако, учитывая, что поверхности имеют сложную многомодовую квазислучайную природу, предполагалось, что нарушение сходства будет происходить гораздо быстрее. Ввиду того, что вертикальная скорость вычисляется неточно, ускоренную модель можно рассматривать как точную модель с наложенными возмущениями. Если амплитуды возмущений невелики, можно ожидать, что модель воспроизводит статистический режим волнового поля удовлетворительно.

генерируемым полной моделью и упрощенной моделью  $\eta^a$

$$D(n) = (\sigma_f^2 + \sigma_c^2)^{-1} \times \left( N_\xi^{-1} N_\vartheta^{-1} \sum_{i,j} (\eta_{i,j}^f - \eta_{i,j}^a)^2 \right)^{1/2}. \quad (32)$$

Здесь  $N_\xi$  и  $N_\vartheta$  – число узлов в направлениях  $x$  и  $y$ ;  $\sigma_f$  и  $\sigma_c$  – дисперсии полей  $\eta^f$  и  $\eta^c$ . При полной некоррелированности процессов величина  $D$  обращается в 1. Правая часть (32) и коэффициент кор-

В следующей серии расчетов в качестве начальных условий были приняты те же поля возвышения и поверхностного потенциала, но наборы случайных фаз для полной и упрощенной моделей были различны, т.е. исходные поля были идентичны только в статистическом смысле.

На рис. 6 представлены одномерные спектры, полученные трансформацией  $S(k, l)$  двухмерного спектра в полярный спектр  $S'(\theta, r)$  ( $\theta$  – направление;  $r = |k|$  – модуль волнового числа) и осреднением по углу  $\theta$ . В левой панели здесь и далее представлены результаты, полученные по полной трехмерной модели, в правой – по двухмерной

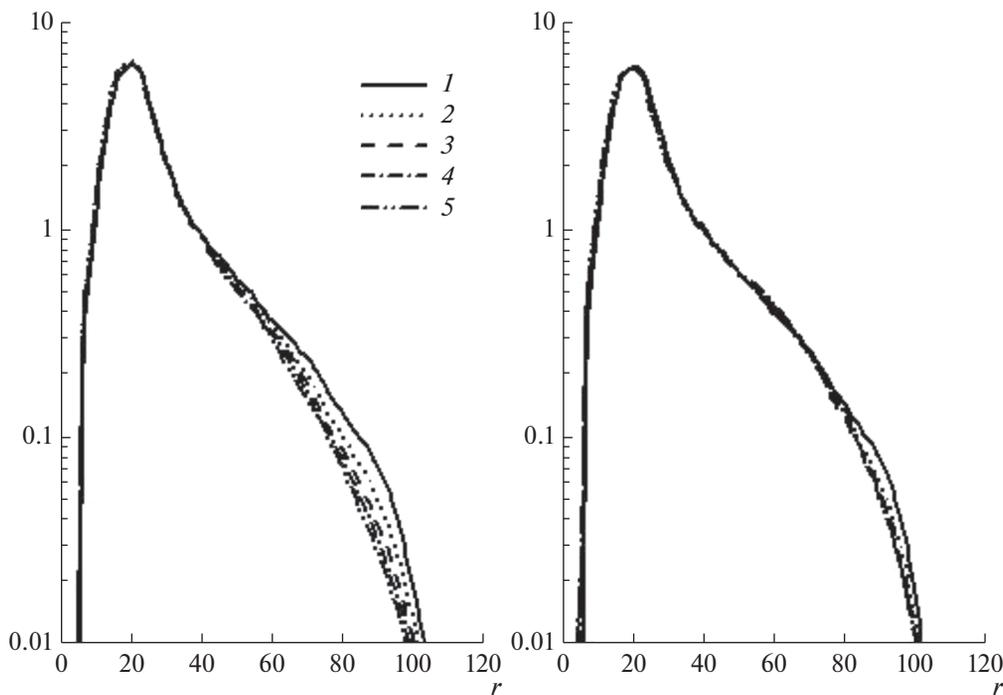


Рис. 6. Волновые спектры, осредненные по пяти промежуткам времени длиной  $\Delta t = 50$ . Левая панель – расчеты по полной модели; правая панель – по упрощенной.

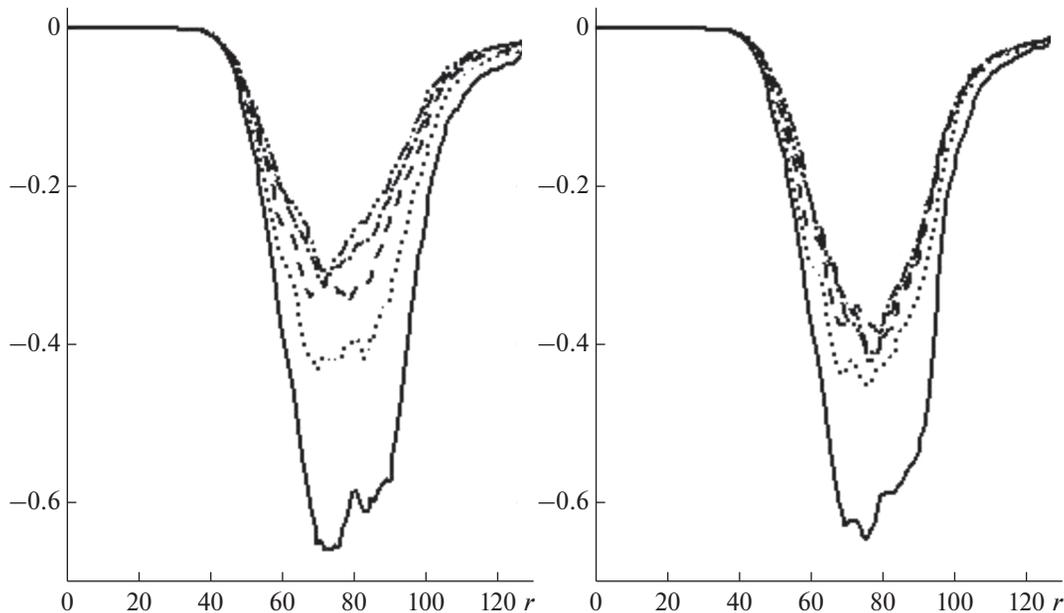


Рис. 7. Спектры высокочастотной диссипации (см. легенду на рис. 6, левая панель).

версии трехмерной модели. Как видим, в основном, спектры довольно близки друг к другу, в особенности в энергонесущей части спектра. Расхождения, заметные при  $r > 40$ , могут объясняться несколько меньшей высокочастотной диссипацией в полной модели.

Поскольку рассматривался квазистационарный, почти адиабатический режим, то диссипация в виде обрушения отсутствовала, и очень малый приток энергии полностью компенсировался высокочастотной диссипацией. Алгоритм диссипации описан в работах [2, 3]). Напомним, что спектральный коэффициент, определяющий высокочастотную диссипацию, равен нулю внутри эллипса с полуосями  $aM_x$  и  $aM_y$  и растет квадратично по  $k$  вне эллипса. Коэффициент  $a$  в данной работе равен 0.5. Спектр диссипации для двух вариантов расчета показан на рис. 7. Как видно из рисунка, спектры диссипации качественно близки друг к другу, но в полной модели диссипация несколько меньше, что и проявляется на рис. 6.

Волновые спектры и диссипация являются сравнительно грубыми характеристиками решения. На рис. 8 представлены спектры гораздо более чувствительной характеристики — спектры наклона  $\eta_\xi$ .

Данные на рис. 8 показывают, что в энергонесущей части спектра распределение наклонов воспроизведено упрощенной моделью очень хорошо, а на высоких волновых числах оно завышено, что объясняется завышенной в этой области диссипацией.

Нетрудно заметить, что в обеих моделях используются одни и те же эволюционные уравнения, и лишь вертикальная скорость вычисляется по различным алгоритмам: в полной модели — через трехмерное уравнение Пуассона (12), а в двухмерной модели — через граничное условие (31) гипотезой (27) (где малый коэффициент  $A_0$  опущен). Поэтому наиболее важной характеристикой, отличающей упрощенную модель от исходной, является полная вертикальная скорость  $w$ . Сопоставление спектров этой величины для полной и упрощенной моделей представлено на рис. 9.

Любопытно, что вертикальная скорость имеет спектр, сходный с волновым спектром (рис. 6). В целом эти спектры обладают теми же свойствами, что и предыдущие. Между спектрами, рассчитанными по разным моделям, наблюдается очевидное сходство.

В заключение приведем распределение вероятности возвышения. На рис. 10 показаны вероятности возвышения поверхности  $\eta$ , рассчитанные по полной (сплошная кривая) и упрощенной моделям. Кривые весьма близки к друг другу, и обе демонстрируют типичное распределение вероятностей: высоты волн значительно превышают глубины подошв. В данном расчете повторяемость экстремальных волн, определяемых по критерию  $\eta/H_s > 1.2$  [3], равна  $10^{-6}$ . Эта величина зависит от интегральной крутизны волны, которая в данном случае была невелика, порядка 0.05–0.06.

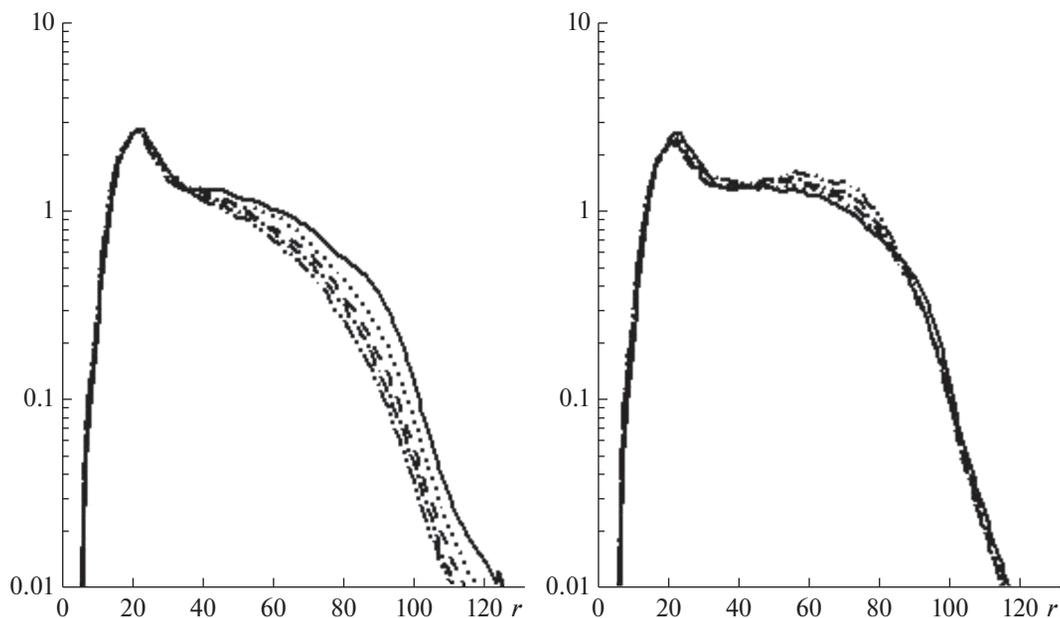


Рис. 8. Спектры продольного наклона поверхности  $\eta_\xi$  (см. легенду на рис. 6, левая панель).

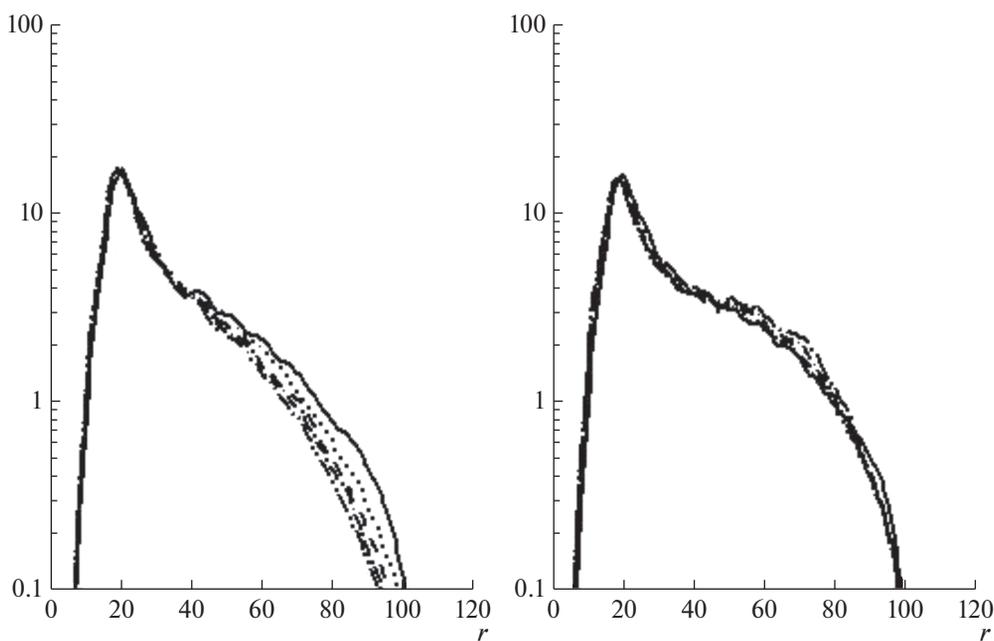
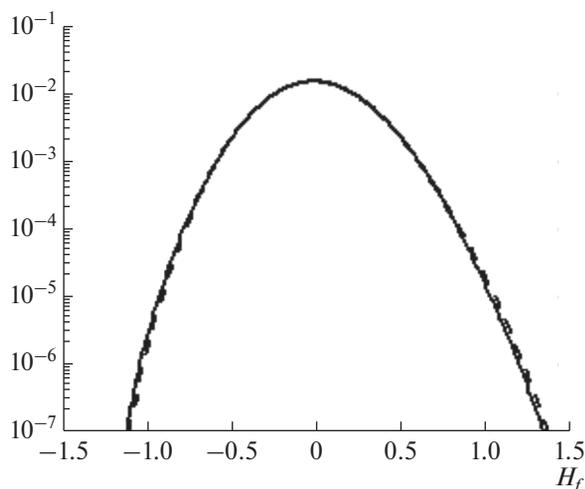


Рис. 9. Спектры вертикальной скорости  $w$  на поверхности (см. легенду на рис. 6, левая панель).

### 3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье предложен новый подход к прямому численному моделированию периодических трехмерных волновых движений. Подход основан на разделении потенциала скорости на линейную и нелинейную компоненты. Это оправдано, так как более 95% энергии волн описывается линейной

компонентой, а нелинейная является малой поправкой. Впрочем, поскольку эволюционные уравнения принимаются в полной форме, многие нелинейные процессы описываются также в линейном приближении (например, квазилинейная теория Хассельманна [8]). Решение для линейной компоненты потенциала известно, следовательно



**Рис. 10.** Распределение вероятности возвышения, рассчитанное по полной модели (сплошная кривая) и по упрощенной модели (пунктир).

но, уравнение Лапласа (которое в криволинейной системе координат обращается в полное эллиптическое уравнение) используется для отыскания нелинейной компоненты. Уравнение решается как уравнение Пуассона с итерациями по правой части. Этот подход был реализован в предыдущих статьях (см. [3]). Полная модель при достаточном разрешении по горизонтали и вертикали может рассматриваться как базовая модель для описания адиабатического движения в периодической области.

Парадоксально, что достаточно сложная схема, используемая для решения трехмерного уравнения Пуассона, нужна только для того, чтобы вычислить вертикальную скорость на поверхности (т.е. первую производную по вертикали от потенциала). Между тем, на это решение затрачивается не менее 90% машинного времени и 95% памяти. Возникает соблазн найти подход в моделировании, основанный целиком на поверхностных характеристиках, аналогичный формулировке этой же проблемы для двухмерного волнового движения в конформных координатах. Почти очевидно, что точная формулировка проблемы в терминах поверхностных переменных для трехмерного движения невозможна. Тем не менее, возникает мысль о возможности использования малости нелинейной компоненты потенциала для формулировки приближенного подхода, такая схема может основываться на уравнении для потенциала, записанном для самой поверхности. Это уравнение точно как для полного потенциала, так и для нелинейной компоненты, но конструктивным оказывается уравнение (17) для нелинейной поправки. По сути это уравнение является дополнительным поверхностным кинематиче-

ским условием. Трудность состоит в том, что это уравнение содержит, помимо вертикальной скорости  $w = \tilde{\varphi}_z$ , и ее вертикальную производную  $w_z = \varphi_{zz}$ . В течение многих лет это препятствие казалось непреодолимым, однако в текущем году была найдена схема замыкания уравнений. Идея замыкания возникла при детальном рассмотрении вертикальной структуры потенциала скорости вблизи поверхности раздела. Поскольку структура потенциала первично описывается уравнением Лапласа, кажется очевидным, что решение должно быть достаточно гладким, несмотря на то, что граничные условия ставятся на криволинейной поверхности. Это подтверждается расчетами [5]. В качестве гипотезы предполагалось, что первая и вторая производные потенциала на поверхности связаны между собой функциональной зависимостью  $\varphi_z = f(\varphi_{zz})$ . Эта гипотеза ничего не предопределяет, поскольку функция  $f$  может зависеть от локальных параметров или даже быть нелокальной, т.е. зависеть от полей  $\eta(\xi, \vartheta)$  и  $\varphi(\xi, \vartheta)$ .

Для определения функции можно использовать “точную” трехмерную модель [2]. Сначала зависимость  $\varphi_z = f(\varphi_{zz})$  исследовалась в Фурье пространстве. Производные  $\varphi_z(0)$  и  $\varphi_{zz}(0)$  рассчитывались конечными разностями на основе решения уравнения Пуассона для нелинейной компоненты потенциала. Заметим, что эти величины не являются прямым продуктом решения, поэтому они рассчитывались направленными разностями. Было получено, что Фурье-компоненты производных  $\varphi_z(0)$  и  $\varphi_{zz}(0)$  связаны между собой линейно, однако разброс этой зависимости оказался довольно велик. Далее функция  $f$  исследовалась для физических сеточных переменных. В предыдущей статье [4], где использовалось число уровней по вертикали, равное 30, была получена надежная линейная связь между  $\varphi_z(0)$  и  $\varphi_{zz}(0)$ . Относительный разброс значений  $w$  был гораздо меньше, чем для Фурье коэффициентов, но все же составлял порядка  $0.1w$ . Полученная зависимость использовалась при моделировании эволюции волнового поля и параллельных расчетов с теми же параметрами по полной модели. Совпадение результатов было вполне удовлетворительным. Тем не менее, исследование связи между  $\varphi_z(0)$  и  $\varphi_{zz}(0)$  было продолжено с использованием модели более высокого разрешения. Неожиданно выяснилось, что точность расчета второй производной  $\varphi_{zz}$  с помощью направленных разностей существенно зависит от числа использованных уровней для решения уравнения Пуассона. При выполнении данной работы число уровней было увеличено до 50 и проведено спе-

циальное исследование точности аппроксимации. В результате согласование между  $\varphi_\zeta(0)$  и  $\varphi_{\zeta\zeta}(0)$  значительно улучшилось (рис. 3).

Важно, что в эволюционные уравнения (29) и (30) входит полная вертикальная скорость. Расчеты показали, что вертикальные скорости, рассчитанные по уравнению Пуассона (12) и по поверхностному условию (31), согласуются между собой очень хорошо (рис. 4).

Сравнение результатов интегрирования полной и упрощенной моделей показало вполне удовлетворительное согласование. Это было подтверждено буквальным сравнением полей возвышения (рис. 5) и сопоставлением ряда статистических характеристик решения (рис. 6–10).

Нельзя считать, что разработка двумерного подхода в трехмерной проблеме закончена. Вероятно, связь между  $\varphi_\zeta(0)$  и  $\varphi_{\zeta\zeta}(0)$  можно улучшить или заменить на более точную. Тем не менее, предложенный подход представляется весьма перспективным. Его главным преимуществом является гораздо более высокая скорость счета: в варианте, описанном в работе [4], упрощенная модель считала в 84 раза быстрее, чем полная; в последнем варианте – в 74 раза. Некоторое замедление объясняется внесением изменений в итерационную схему для повышения устойчивости. Коэффициент ускорения существенно зависит от объема и частоты запоминаемой информации. В оптимальном варианте можно достичь ускорение в 100 раз.

Область применения новой схемы достаточно широка. Известно, что счет по полной модели происходит очень долго, так что работа над усовершенствованием модели (главным образом, в ее физической части) сводится к непрерывному ожиданию результатов, что лишает возможности многократного повторения результатов и подбора параметров. Уточненные с помощью упрощенной модели схемы параметризации можно включить в точную модель. Заметим, что программирование модели ((29)–(31)) на основе метода Фурье неизмеримо проще, чем программирование исходной модели ((4)–(6)).

Упрощенная модель может использоваться для интерпретации результатов спектральных расчетов по модели типа WAVEWATCH. В специально выбранных районах результаты спектрального прогноза могут быть конвертированы в начальные условия для прямого моделирования. Трехмерные модели в такой схеме не могут быть использованы ввиду низкой эффективности. Расчеты по модели позволяют получить все необходимые статистические характеристики волнения. Этот подход аналогичен многомасштабному моделированию в прогнозе погоды.

Упрощенная модель может оказаться полезной при моделировании совместной динамики двумерных волн и волнового пограничного слоя (ВПС), описываемого LES моделью [9].

Данная модель хорошо работает для воспроизведения статистического режима многомодового волнового поля с реальной крутизной. Модель заведомо не подходит для исследования очень нелинейных процессов типа опрокидывания волн. Впрочем, для таких исследований не подходит и исходная полная модель, так же как и любые трехмерные модели в отслеживающих поверхность координатах. Для исследования сложных локальных процессов надо использовать модель, основанную на поверхностном интеграле [7], или конформную модель [6].

**Благодарности.** Автор благодарит О.И. Чаликову за помощь в работе над рукописью.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках программы РАН (№ 0149-2019-0015) и частично при поддержке РФФИ (проект 18-05-01122).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chalikov D.* Numerical modeling of sea waves. Springer, 2016. 330 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-32916-1>
2. *Chalikov D.* Numerical modeling of surface wave development under the action of wind // *Ocean Sci.* 2018. V. 14. P. 453–470. <https://doi.org/10.5194/os-14-453-2018>
3. *Chalikov D.* High-Resolution Numerical Simulation of Surface Wave Development under the Action of Wind // In book: *Ocean Wave Studies.* 2020. <https://doi.org/10.5772/intechopen.92262>
4. *Chalikov D.* Accelerated Reproduction of 2-D Periodic Waves // *Ocean Dynamics.* 2021. V. 71(10). <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01435-8>
5. *Chalikov D., Babanin A.V., Sanina E.* Numerical Modeling of Three-Dimensional Fully Nonlinear Potential Periodic Waves // *Ocean Dynamics.* 2014. V. 64. № 10. P. 1469–1486.
6. *Chalikov D., Sheinin D.* Direct Modeling of One-dimensional Nonlinear Potential Waves. *Nonlinear Ocean Waves // Advances in Fluid Mechanics*, Perrie W. (ed.). 1998. V. 17. P. 207–258.
7. *Grue J., Fructus D.* Model For Fully Nonlinear Ocean Wave Simulations Derived Using Fourier Inversion Of Integral Equations In 3D // *Advances in Numerical Simulation of Nonlinear Water Waves.* 2010. V. 11. P. 1–42.
8. *Hasselmann K.* On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum, Part 1. // *J. Fluid Mech.* 1962. V. 12. P. 481–500.
9. *Sullivan P.P., McWilliams J.C.* Dynamics of Winds and Currents Coupled to Surface Waves // *Annu. Rev. Fluid Mech.* 2010. V. 42. P. 19–42.

## Two-Dimensional Modeling of Three-Dimensional Waves

**D. Chalikov<sup>a, b, #</sup> (ORCID: 0000-0001-8698-9558)**

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*University of Melbourne, Victoria, Australia*

<sup>#</sup>*e-mail: dmitry-chalikov@yandex.ru*

An approximate method of direct modeling of three-dimensional surface waves is proposed. The method is based on the full equations of the potential motion of a liquid with a free surface in a curvilinear non-stationary coordinate system. The separation of the velocity potential into nonlinear and linear components is used. The two-dimensional equations of the model are derived on the basis of an exact three-dimensional equation for the nonlinear component of the velocity potential written on the surface. The equation contains the first and second vertical derivatives of the potential on the surface; thus, the system of equations turns out to be unclosed. The analysis of the results of accurate three-dimensional modeling allowed us to suggest that the first and second derivatives are linearly related to each other. This connection allows a closed two-dimensional (surface) formulation of the problem of three-dimensional waves. The first derivative of the potential (i.e., the vertical velocity on the surface) is calculated from the equation for the velocity potential on the surface using iterations. The relationship between the derivatives of the potential is not completely accurate, so in general, the method is approximate. Nevertheless, the model accurately reproduces the evolution of the wave field and its main statistical characteristics. The most obvious advantage of the model is its high efficiency: the speed of integration of a two-dimensional model is approximately two orders of magnitude higher than the speed of an equivalent three-dimensional model. The model is designed to quickly reproduce the dynamics of a two-dimensional wave field based on information about the wave spectrum.

**Keywords:** numerical modeling, wind waves, wave development, wave spectrum, Fourier method, vertical velocity on the surface, energy input from the wind, wave dissipation, wave statistics

УДК 551.465

## СОВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕВОГО СОСТАВА ВОД ЗАПАДНОГО БАСЕЙНА БОЛЬШОГО АРАЛЬСКОГО МОРЯ

© 2021 г. Н. Ю. Андрулионис<sup>1</sup>, \*, П. О. Завьялов<sup>1</sup>, \*\*, А. С. Ижицкий<sup>1</sup>, \*\*\*<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: natalya@ocean.ru

\*\*e-mail: peter@ocean.ru

\*\*\*e-mail: izh@ocean.ru

Поступила в редакцию 07.12.2020 г.

После доработки 19.01.2021 г.

Принята к публикации 08.04.2021 г.

В ходе экспедиции в 2019 г. были проведены гидрохимические исследования западного бассейна Большого Аральского моря (на территории Узбекистана). Образцы воды были отобраны в глубоководной части западного бассейна с различных горизонтов. Максимальная глубина озера на момент отбора проб составляла 30 м. Данная работа является частью исследований эволюции вод остаточных водоемов Аральского моря. Она описывает эволюцию химического состава аральской воды, наблюдаемую в озере со времени начала его усыхания и продолжающуюся по настоящее время во всех остаточных водоемах Аральского моря. Установлено, что глубоководная часть западного бассейна Большого Арала в настоящее время имеет соленость около 140 г/кг и занимает промежуточное положение между слабосоленым Малым Аральским морем и гипергалинным заливом Чернышева Большого Арала. Соленость озера повышается с каждым годом и имеет сезонные изменения наряду с колебаниями уровня озера. Обнаружено, что при увеличении солености на каждый 1 г/кг плотность повышается на 1.2 кг/м<sup>3</sup>, как в поверхностном, так и в придонном слоях.

**Ключевые слова:** эволюция состава воды, основной ионный состав, компонентный состав, метаморфизация вод, гипергалинный водоем, Аральское море, соленые озера, Большой Арал, гидрохимические свойства

DOI: 10.31857/S0030157421060034

### ВВЕДЕНИЕ

Гидрохимические параметры являются важными показателями состояния водоема. Исследование гидрохимических характеристик Аральского моря позволяет понять механизмы образования рассолов, эвапоритов и осадков в гипергалинных озерах данного типа, а также прогнозировать состояния соленых озер в зависимости от изменений окружающей среды.

Гидрохимический режим Аральского моря, как и любого другого бассейна, тесно связан с его физико-географическим положением. На него влияют география, геология, климатология, динамика вод, материковый сток и другие факторы [18, 29]. В последние несколько десятков лет на минеральный состав вод Аральского моря влияют региональные изменения окружающей среды. Аральское море образовалось более 10 тыс. лет назад и в середине XX в. вплоть до 1960-х гг. было четвертым по площади внутриматериковым водоемом. Это замкнутое бессточное озеро располагается в засушливой зоне с семиаридным кли-

матом и с индексом аридности (IM – mosture index) 0.07 в существующем диапазоне для аридных районов 0.05–0.2 [9]. Об истории возникновения отдельных водоемов Аральского моря мы сообщаем в нашей статье [3]. Кратко можно отметить, что уровень моря до 1960-х гг. колебался около отметки 53.5 м над уровнем Мирового океана [6], в 2004 г. он понизился до 30 м [35], к 2010 г. – до 26 м [10]. В 2019 г. по нашим расчетам он составлял около 18 м над уровнем Мирового океана. К настоящему времени уровень моря снизился на 36 м или на 56%.

Максимальная глубина моря в самой глубокой его части (станция А2) до 1960-х гг. была по разным данным 66–68 м [6, 10]. В 2000 г. она составила 46.5 м [35], в 2014 г. – 34 м, в 2015 г. – 32.6 м [28], в октябре 2017 г. – 29.5 [4]. На сегодняшний день западный бассейн Большого Аральского моря представляет собой самый глубокий из оставшихся отдельных водоемов. По нашим данным в мае 2019 г. его глубина составила 30 м. Северная оконечность Большого моря, залив Чернышева, превратилась в почти изолированный водоем, хотя

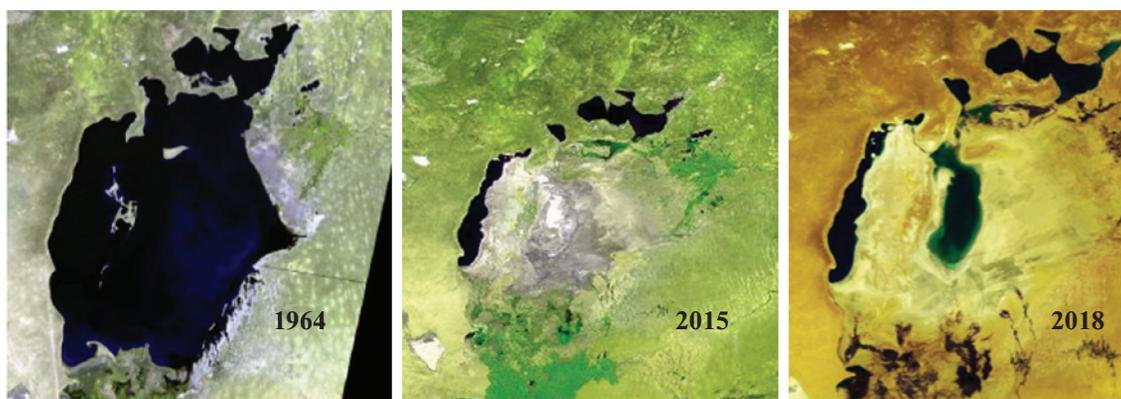


Рис. 1. Спутниковые снимки состояния Аральского моря в 1964 г. [24], 2015 г. и 2018 г. [25].

до сих пор соединяется протокой с основной частью бассейна.

Средняя соленость вод моря в период с 1949 по 1960 гг. составляла 9,0–10,8 г/кг [10]. Ее повышение в западном бассейне Большого Арала в период с 1960 по 2010 гг. происходило с разной интенсивностью — от 2 до 14 г/кг в год, а в среднем на 7 г/кг. В период с 2014 по 2017 гг. соленость составила 126–140 г/кг на поверхности [4].

Сокращение площади моря привело к образованию пустынных участков вокруг водоема — плайя. Такие плайя образуются вследствие сокращения озер и их высыхания. В настоящее время в Центральной Азии плайя занимают более 60 000 км<sup>2</sup>. Площадь плайя Аральского моря превышает 30 000 км<sup>2</sup>. Они способствуют появлению и усилению солевых и пылевых бурь, негативно влияющих на экологию и здоровье населения в регионе [19, 20, 32, 33]. Бури поднимают отложения на осушенном дне Аральского моря, представленные осажденными частицами, которые содержат много сульфатов, хлоридов, пестицидов, тяжелых металлов и других элементов, принесенных когда-то реками в озеро [23, 26]. Масштаб пылевых выносов с обсохшего дна Аральского моря оценивается разными авторами величиной от 15 до 75 млн т в год и более [19]. Остаточные озера, в свою очередь, являются точками отлова некоторого количества пылевых частиц, тем самым сокращая негативное влияние пылевых и песчаных бурь на окружающую среду [30]. Дегградация моря давно вызывает научный интерес, и об этих исследованиях написано более 1000 публикаций. Последствиями высыхания Аральского моря стали: изменение климата в Приаралье, упадок экономики, рыболовства, катастрофическое снижение биоразнообразия природных экосистем самого моря и дельтовых районов рек, а также увеличение частоты и силы солевых и пылевых бурь [23, 26].

Усыхание моря вызвало повышение минерализации воды и изменение соотношений компонентов ее химического состава. Причины усыхания Аральского моря, как предполагается, на 80% имеют антропогенный характер, а на 20% — климатический, связанный с общим усилением засушливости во всей Средней Азии [11, 14]. Район Аральского моря характеризуется повышенной изменчивостью индекса ИМ. Некоторые исследователи считают, что климатический фактор здесь играет решающую роль. В работе [9] это объясняется “внутриконтинентальной сухой фазой климата”, которая обострила процессы опустынивания в Аральском регионе в XX в., наряду с антропогенным воздействием.

Усыхание моря привело к изменению морфометрических характеристик вод Арала. Результатом его стали глубокие преобразования гидрологического, физического и химического режимов в его отдельных частях [8]. На рис. 1 представлены спутниковые снимки, наглядно демонстрирующие изменения площади Аральского моря в результате его усыхания с 1964 по 2018 гг.

Целью настоящей работы было проведение гидрохимических исследований самой большой и глубокой части Аральского моря. Результаты исследований западного и восточного бассейнов Большого Арала за более ранние периоды описаны в наших работах [10, 34]. Были определены концентрации основных ионов, соленость, общая щелочность, рН, плотность воды в образцах вод исследуемого водоема, а также выявлена взаимосвязь этих параметров.

Отдельной задачей явилось сравнение полученных данных с историческими и изучение эволюции ионного состава вод Аральского моря в изменяющихся гидрологических условиях. На примере данных полученных в экспедиции 2019 г. мы проанализировали распределение компонентов основного ионного состава по глубине от 0 до 30 м.

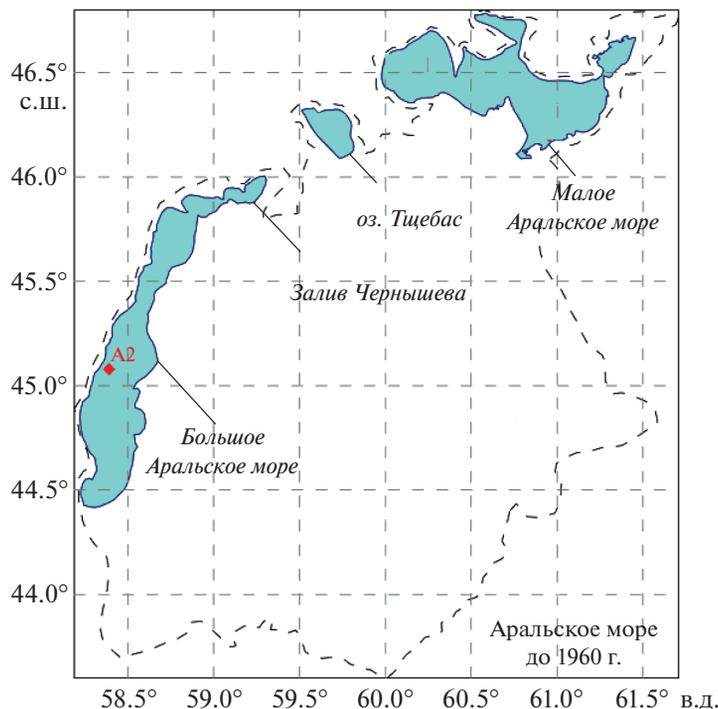


Рис. 2. Схема современного Аральского моря и расположение станции отбора проб А2.

МЕТОДЫ И ОБОРУДОВАНИЕ

Исследование воды проводили в самой глубоководной части западного бассейна Большого Аральского моря на станции А2, где сотрудниками ИО РАН регулярно проводятся гидрохимические и гидрофизические исследования. Местоположение ст. А2 представлено на рис. 2, а ее координаты в табл. 1. В таблице также приведены координаты станций отбора проб в период с 2014 по 2017 гг. Результаты этих исследований были опубликованы ранее в нашей работе [4].

В герметично упакованной пластиковой таре пробы воды Аральского моря в течение 3–7 дней доставили в лабораторию для анализа. Отбор и хранение проб осуществляли в соответствии со стандартами [9].

Общую щелочность ( $A_T$ ) определяли методом кислотно-основного титрования согласно [15, 16].

После определения рН и общей щелочности пробы фильтровали через мембранный фильтр GFF 0.7 мкм и помещали в стеклянные емкости объемом 100–250 мл. Хлорность и концентрации основных ионов (сульфата, кальция и магния) установили методом потенциометрического титрования. Для этого использовали автоматический потенциометрический титратор Metrohm 905 Titrando, с индикаторными электродами, подбираемыми в соответствии с типом протекающей реакции и определяемым ионом. В статье [4] подробно описаны методы определения концентраций основных ионов в гипергалинных водоемах. Среднеквадратичные отклонения концентраций исследуемых ионов не превышали значений, представленных в табл. 2. Анализ каждой пробы проводили 3–6 раз в зависимости от определяемого иона. Концентрации ионов калия определяли гравиметрически. Концентрации ионов на-

Таблица 1. Координаты станций отбора проб воды в западном бассейне Большого Аральского моря в 2014–2019 гг.

Название станции	Макс. глубина в точке отбора проб, м	Глубина отбора проб, м	Год отбора проб	Месяц отбора проб	Координаты
А2	34.1	34	2014	Октябрь	45°4'46.1" с.ш. 58°23'25.1" в.д.
	29.2	29	2017	Октябрь	
	30.1	30	2019	Май	
У берега	0.5	0	2016	Апрель	45°5'37.13" с.ш. 58°20'22.94" в.д.
			2017	Октябрь	

**Таблица 2.** Среднеквадратичные отклонения определяемых гидрохимических параметров воды западного бассейна Аральского моря в 2019 г., в г/кг и % от среднего значения

Глубина м	Ca <sup>2+</sup>		Mg <sup>2+</sup>		K <sup>+</sup>		Cl <sup>-</sup>		SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		pH		A <sub>T</sub>	
	г/кг	%	г/кг	%	г/кг	%	г/кг	%	г/кг	%	г/кг	%		%	ммоль/кг	%
0	0.02	3.0	0.02	0.2	0.05	2.1	0.28	0.4	0.08	0.4	0.005	1.1	0.01	0.1	0.24	2.0
15	0.03	4.1	0.03	0.2	0.04	1.7	0.08	0.1	0.05	0.2	0.001	0.2	0.03	0.4	0.07	0.6
25	0.01	1.7	0.05	0.5	0.05	1.9	0.41	0.6	0.05	0.2	0.002	0.4	0.01	0.2	0.22	1.9
30	0.04	5.3	0.02	0.2	0.02	0.8	0.14	0.2	0.16	0.7	0.014	3.1	0.04	0.5	0.18	1.9

трия определяли как разницу между анионами и катионами в моль/кг и пересчитывали в г/кг.

Оптимальный объем образца для каждого анализа определялся опытным путем в зависимости от определяемого иона. В ходе измерения при необходимости пробы разбавляли деионизированной водой с электропроводностью не более 0.2 мкС/см, приготовленной с помощью лабораторного деионизатора.

Общий растворенный неорганический углерод рассчитывали из общей щелочности и выражали как HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> [31]. Соленость исследуемых образцов была определена суммированием содержаний основных ионов. Определение солености вод гипергалинных водоемов при помощи стандартного гидрофизического измерительного оборудования приводит к большим погрешностям вследствие отличия их ионно-солевого состава от “канонического” океанского [6, 8, 21]. Соленостью морской воды считается сумма всех минеральных веществ, растворенных в 1 кг морской воды, при условии, что весь бром замещен эквивалентным количеством хлора, все карбонаты переведены в окиси, а все органические вещества удалены [6, 31]. Поэтому способ суммирования концентраций основных ионов можно считать наиболее достоверным для определения солености, особенно в водоемах с ионным составом, отличным от океанского. Кроме того, вследствие постоянного изменения соотношения ионов в аральской воде расчет солености с использованием хлорного коэффициента также не может быть применен [2]. Другие способы определения солености Аральского моря, например, весовым методом (по весу сухого остатка после испарения пробы), а также методом измерения скорости звука, описаны в работе [13].

Плотность водной толщи обычно получают по расчетным данным гидрофизического STD-зонда, то есть по уравнению состояния, которое в водоемах с отличным от океанского ионно-солевым составом приводит к существенным отклонениям от реальных значений солености, а следовательно, и плотности. Измерения плотности аральской воды в нашей работе мы проводили с помощью плотномера Anton Paar DMA 5000 M. Погреш-

ность измерения плотности воды  $\pm 10^{-6}$  г/см<sup>3</sup> [17]. Плотность измерялась при температуре 21°C при атмосферном давлении. Для каждой пробы проводили 3–4 измерения. Среднеквадратичное отклонение в отдельных случаях доходило до 0.06 кг/м<sup>3</sup>, а чаще равнялось 0. За результат принимали среднее значение.

Температуру во время отбора проб в 2019 г. измеряли при помощи гидрофизического зонда CastAway CTD и Rinko CTD-Profilер.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидрохимические данные, полученные в результате экспедиций в Аральском море в 2019 г., в сравнении с более ранними данными за 2014–2017 гг. [4] представлены в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что за три года в период с 2014 по 2017 гг. уровень Аральского моря в районе исследований упал на 4.8 м. Вероятнее всего, он испытывает сезонные колебания, которые можно наблюдать при сравнении значений глубин в октябре 2017 г. и в мае 2019 г. В мае 2019 г. уровень воды был почти на метр выше, чем в октябре 2017 г., а соленость на 3% меньше. Это связано, вероятно, с весенним поступлением вод материкового стока. Значения солености за период исследований с 2014 по 2019 гг. составили от 126 до 140 г/кг. Относительные соотношения основных ионов в аральской воде на протяжении этого периода колебались в зависимости от уровня водоема и его солености.

В 2019 г. массовое соотношение SO<sub>4</sub>/Cl на поверхности находилось в пределах 0.30–0.35 и 0.34–0.35 – в придонном слое. Соотношение Ca/Na было чуть меньше у дна и составило 0.023–0.025. Наблюдалось небольшое повышение содержания гидрокарбонат-ионов в придонном слое. Соотношение HCO<sub>3</sub>/Cl было 0.007 во всех образцах воды, полученных с разных горизонтов (табл. 3). Соленость в придонном слое в 2019 г. была выше, чем в поверхностном на 2.4%.

На графике (рис. 3) можно видеть распределение основных ионов в толще воды от поверхности до дна. Начиная с глубины 15 м и ниже и при солености выше 137 г/кг наблюдается изменение

Таблица 3. Гидрохимические характеристики вод западного бассейна Аральского моря (2014–2019 гг., станция А2)

Год	Станция	Глубина, м		рН	А <sub>T</sub> <sup>**</sup> , ммоль/кг	ρ при 21°С, г/см <sup>3</sup>	S <sup>**</sup> , г/кг	Анионы, г/кг, %				Катионы, г/кг, %			
		отбора	макс. в точке отбора					Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	
2014*	А2	0	34.0	8.25	12.059	1.097569	126.30	64.1***	21.33	0.44	26.97	2.16	1.32	9.97	
		34				1.101968		50.8	16.9	0.4	21.4	1.7	1.1	7.9	
2016*	У берега	0	0.5	7.94	13.428	1.104338	127.63	64.70	20.01	0.44	31.16	Нет данных	0.83	10.46	
						1.114072	140.06	50.7	15.7	0.3	24.4	Нет данных	0.7	8.2	
2017*	А2	0	29.2	8.26	14.249	1.114072	140.06	68.50	23.88	0.57	33.24	2.08	0.91	10.87	
		29		8.15	13.561	1.115151	140.62	48.9	17.1	0.4	23.7	1.5	0.7	7.8	
2019	А2	0	30.1	7.86	11.236	1.108926	135.49	69.14	20.47	0.46	31.84	2.31	0.79	10.95	
		15		7.82	10.180	1.108964	136.57	51.0	15.1	0.3	23.5	1.7	0.6	8.1	
2019	У берега	0	0.5	8.39	13.946	1.114072	140.22	68.60	23.75	0.66	33.40	2.09	0.95	10.78	
		30		7.83	11.688	1.111261	138.72	48.9	16.9	0.5	23.8	1.5	0.7	7.7	
		25		7.82	11.657	1.109927	138.68	69.01	21.26	0.46	32.32	2.36	0.79	10.84	
		30		7.83	11.688	1.111261	138.72	50.5	15.6	0.3	23.7	1.7	0.6	7.9	
								68.27	23.39	0.48	33.22	2.35	0.80	10.64	
								49.2	16.9	0.4	24.0	1.7	0.6	7.7	
								68.30	23.49	0.46	33.32	2.14	0.76	10.71	
								49.2	16.9	0.3	24.0	1.6	0.6	7.7	

Примечание: \* данные для 2014–2017 гг. из работы [4], \*\* S – солёность, А<sub>T</sub> – общая щёлочность, \*\*\* здесь и далее – в первой строке значения указаны в г/кг, а во второй курсивом – в % к солёности образца.

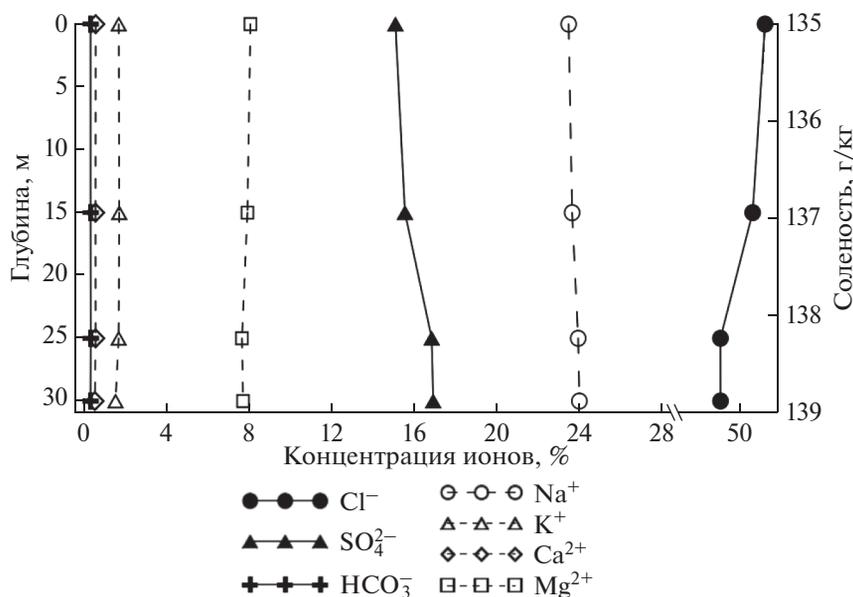


Рис. 3. Распределение основных ионов по глубине в западном бассейне большого Аральского моря на станции А2 в 2019 г.

относительного содержания основных ионов. Содержание хлорид-ионов на 1.2% меньше, а сульфатов на 14.7% больше в придонном слое, чем в поверхностном. Содержание ионов натрия в придонном слое выше на 4.6%, а калия на 7.0%, чем в поверхностном. Содержание ионов кальция и магния в придонном слое меньше, чем на поверхности на 5.0 и 4.5% соответственно. Изменения ионного состава на глубине ниже 15 м свидетельствует о химической стратификации водной толщи.

Надо отметить, что в предыдущие годы исследований химическая стратификация была гораздо более выраженной, чем в 2019 г., и часто сопровождалась присутствием сероводорода в нижнем слое [10]. Например, по нашим наблюдениям в 2017 г. по сравнению с 2019 г. в условиях практически одинаковой солености разность относительного содержания ионов в поверхностном и придонном слоях составляла для хлоридов 6.4%, а для сульфатов — 20%, тогда как в 2019 г. она была для хлоридов 1.2%, а для сульфатов 14.7% (табл. 3).

Значение pH в 2019 г. находилось в пределах 7.82–7.86, указывая на слабощелочную реакцию среды, и с глубиной существенно не изменялось. Общая щелочность в придонном слое была выше на 4% по сравнению с поверхностью, а соленость была больше на 2.4%.

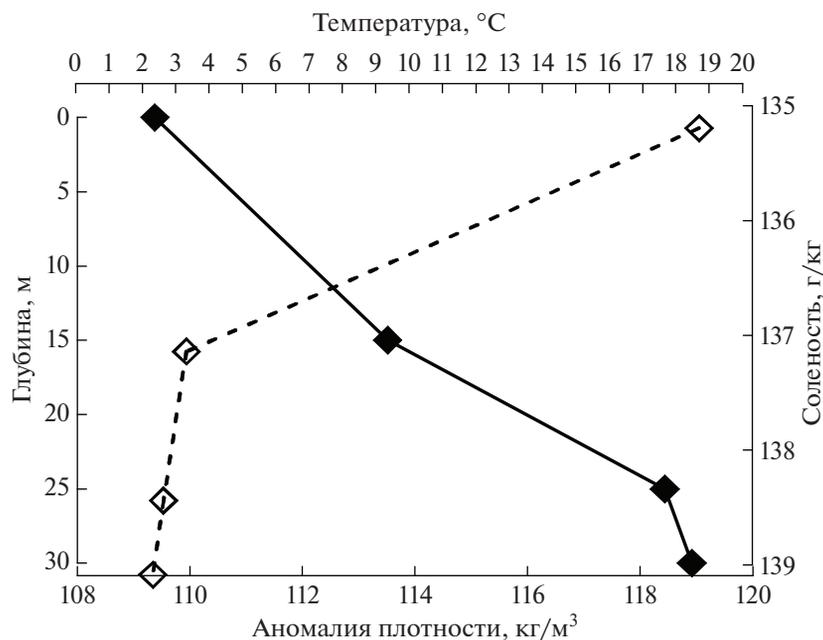
Лабораторные измерения аральской воды при помощи прецизионного плотномера позволили нам получить значения плотности при температуре, зафиксированной во время отбора проб (*in situ*) на глубине 0, 10, 20 и 30 м. На рис. 4 графически представлены профили температуры и плотности

по глубине от 0 до 30 м в 2019 г. Видно, что для значений температуры, измеренной во время отбора проб (*in situ*) плотность воды увеличивается по мере понижения температуры. Повышение плотности вызвано увеличением солености, но этот процесс происходит не линейно. Так, например, разность значений солености в образцах, отобранных с поверхности и с глубины 15 м, составила 1.08 г/кг, а разность значений плотности — 4.10 кг/м<sup>3</sup>. Разность значений плотности в образцах с глубин 15 и 25 м составила 4.9 кг/м<sup>3</sup>, а соленость в образце с 25 м превышала соленость с 15 м на 2.1 г/кг. Разность значений плотности в образцах с 25 и 30 м составила всего лишь 0.4 кг/м<sup>3</sup>, а солености — 0.04 г/кг. То есть наблюдается резкое повышение плотности и понижение температуры в слое воды от 0 до 15 м.

В нижних горизонтах (25–30 м) наблюдаются существенные отличия ионного состава от верхнего слоя (0–25 м). Это свидетельствует о присутствии двухслойной химической стратификации в водной толще озера в мае 2019 г. Данные плотности и температуры позволяют судить о присутствии в мае 2019 г. не только химической и термохалинной, но и плотностной стратификации. Для этой части Аральского моря стратификация водной толщи наблюдалась и ранее и была гораздо более выраженной, о чем сообщается в наших работах [10, 28].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

История исследования Аральского моря начинается с 1870 г., и первые результаты описаны в работе [5]. На рис. 5 приведены опубликованные



**Рис. 4.** Профили плотности (черные ромбы и сплошная линия) и температуры (белые ромбы и пунктирная линия) воды Аральского моря в мае 2019 г. на глубине от 0 до 30 м.

исторические данные ионного состава аральских вод, в которых представлены в основном результаты наблюдений поверхностного слоя моря. Данные концентраций компонентов основного ионного состава Аральского моря в период до 1902 г. были взяты из работ [5], до 1952 г. — из работы [6], с 1980 по 1985 гг. — из работ [1] и [8], с 2002 по 2009 гг. — из работы [10], за 2014 и 2017 гг. — из нашей работы [4], за 2019 гг. — являются результатами данной работы. На рисунке видно, что изменения соотношений основных ионов становятся более выраженными начиная с 1970-х гг.

Эволюция солевого состава замкнутых водоемов вообще и, в частности, Аральского моря представляет собой сложный процесс, который зависит от таких условий как температура воды и воздуха, влажность воздуха, концентрация солевого раствора. Перечисленные факторы влияют на порядок выпадения солей и их обратное растворение из осадка. Вместе с тем соли могут преобразовываться и переходить одни в другие под влиянием этих условий [7, 18]. Процесс эволюции вод Аральского моря представляет особенный интерес из-за уникального первоначального ионного состава его вод. Метаморфизация вод Аральского моря в 1980-х гг. привела к изменению их типа [10]. Первоначально аральские воды принадлежали к сульфатно-натриевому типу — промежуточному между хлоридно-натриевым типом океанских вод и бикарбонатно-кальциевым типом континентальных. Они имели сульфат-хлорное молярное соотношение 0.68 и массовое 0.9 [6]. К октябрю 2005 г. значения массовых соотношений состави-

ли 0.67 в поверхностном слое и до 0.82 в придонном [10]. В апреле 2017 г. оно составило 0.35 в поверхностном слое и 0.45 в придонном [4], а по нашим последним данным в мае 2019 г. оно было 0.30 в поверхностном и 0.34 в придонном слоях. Таким образом, наблюдается ежегодное снижение относительного содержания сульфатов в составе вод Аральского моря.

На рис. 5 вплоть до 1970-х гг. визуально не заметно существенных изменений в солевом составе вод. Однако к этому времени соленость аральской воды уже повысилась, что повлекло, вероятнее всего, интенсивное снижение содержания карбонатов кальция и магния, которые начинают осаждаться в Аральском море при солености 10 г/кг и выше [10]. Простые и сложные карбонаты натрия и магния осаждаются уже на ранней стадии концентрирования озерной воды [18]. Но количество этих солей очень невелико и в результате анализа донных отложений выяснилось, что за 50 лет высыхания Аральского моря к 2008 г. вклад карбонатов магния составлял лишь 2% от всех осажденных солей [10]. Таким образом, можно предположить, что осаждение солей карбоната магния произошло в период с 1960 по 1970 гг.

Существенные изменения в ходе эволюции химического состава становятся заметны начиная с 1980-х гг. (рис. 5), когда значение солености превысило 22 г/кг и началось осаждение солей, вероятно, преимущественно в виде сульфата кальция. Ранее было установлено, что выпадение сульфатов в воде Аральского моря начинается по

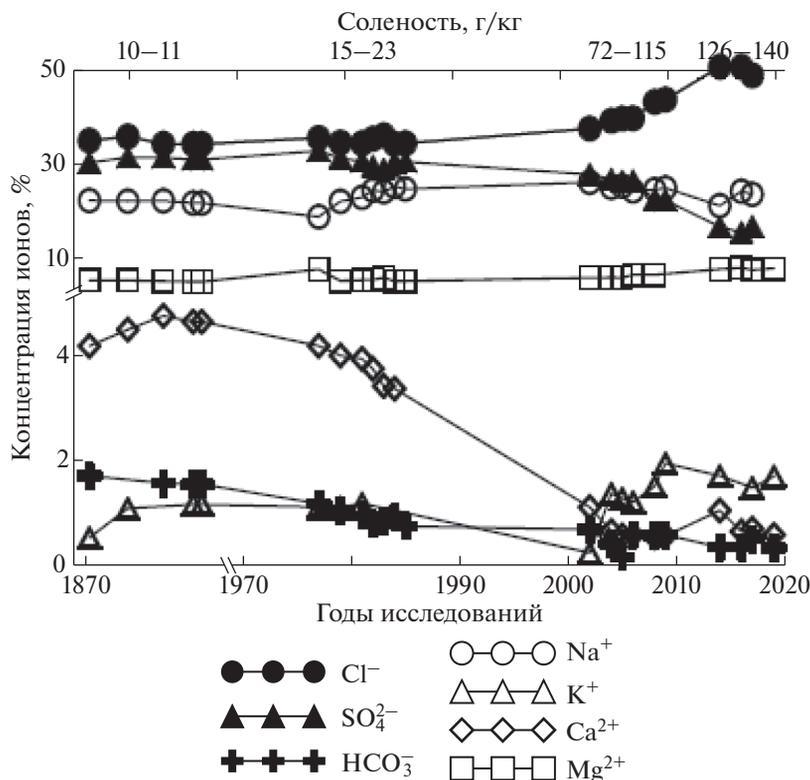


Рис. 5. Эволюция основного ионного состава в период наблюдений с 1870 по 2019 гг. по нашим и литературным данным [1, 4–6, 8, 10].

достижении им солёности 22–23 г/кг согласно [6, 8] или 25–26 г/кг, как отмечено в [2]. Снижение относительного содержания ионов кальция, наряду с сульфатами, можно наблюдать на рис. 5 при солёности воды около 23 г/кг. В это время, вероятно, происходит осаждение гипса  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (после 1985 г.). На рис. 5 видно, что содержание кальция (белые ромбы) резко опускается ниже границы 3%.

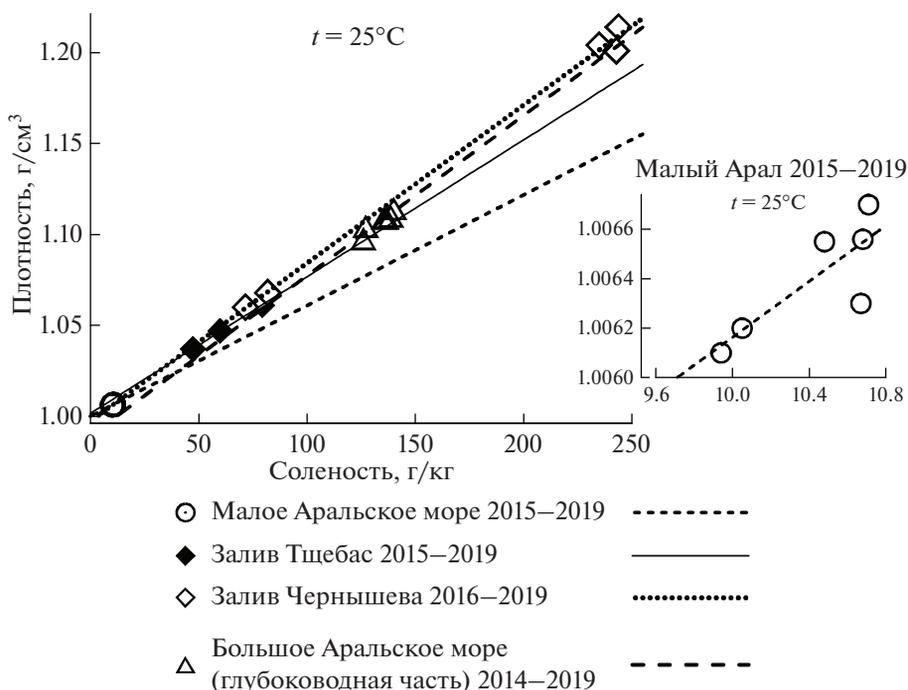
Относительное содержание основных ионов в воде западного бассейна Аральского моря также меняется из года в год (рис. 5). К 2019 г. по сравнению с периодом до 1960 г. относительное содержание ионов хлора повысилось в 1.5 раза, ионов натрия – в 1.05 раза, калия – в 3.2 раза, магния – в 1.5 раза. Содержание остальных компонентов уменьшилось: сульфатов – в 2 раза, гидрокарбонатов – в 5 раз, ионов кальция – в 7 раз. С повышением минерализации более чем на 20 г/кг (период после 1981 г.) становится заметно резкое повышение содержания натрия. Оно несколько снижается после 2000-х гг., когда солёность воды достигла значений  $\sim 100$  г/кг. Содержание ионов магния остается достаточно консервативным, а при достижении рассолом солёности более 110 г/кг даже повышается.

Вот уже много лет относительное содержание магния в поверхностном слое воды Большого

Арала остается довольно стабильным, как и калия. Калий обычно осаждается в соляных озерах в виде минералов каинита  $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , сильвина  $\text{KCl}$  и карналлита  $\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . Эти соли образуются в современных соляных озерах путем выпадения из остаточной рапы в период высыхания или на стадии “сухого озера” в верхней части соляной залежи [7, 18]. Калий и магний – самые консервативные катионы. Они также сохраняются в толще воды Аральского моря даже при достижении солёности воды в заливе Чернышева в 2016 г. 240 г/кг [3].

В итоге при падении уровня воды на 56% к настоящему времени относительное содержание хлоридов в воде западного бассейна большого Арала повысилось в 1.5 раза, ионов натрия в 1.05 раза, калия в 3.2, а магния в 1.5 раза соответственно. А содержание сульфатов, гидрокарбонатов и кальция уменьшилось в 2, 5 и 7 раз соответственно.

Хотя в рамках данной работы мы не исследовали газовый состав вод Аральского моря, его изучение учеными Института океанологии выявило присутствие сероводорода и метана преимущественно в придонных горизонтах остаточных водоемов. Оно сопровождалось наличием в глубоких водах моря анаэробных условий, которые



**Рис. 6.** Зависимость плотности от солености воды при температуре 25°C в отдельных водоемах Аральского моря в 2014–2019 гг.

оказывают существенное влияние на гидрохимический режим и геохимию вод [12, 28, 34]. Кратко можно отметить, что в конце 2002 г. в Аральском море был впервые обнаружен сероводород H<sub>2</sub>S в заливе Чернышева – северной оконечности Большого Аральского моря. Сводка наблюдений содержания H<sub>2</sub>S за 2002–2010 гг. представлена в работе [10].

Глубина залегания бескислородного слоя в западном бассейне Большого Арала менялась в широких пределах (от 15 до 35 м), а значения концентраций H<sub>2</sub>S варьировались от 5 до 80 мг/л. В 2012 г. образцы с глубины 30 м и более показали отчетливый запах H<sub>2</sub>S и полное отсутствие O<sub>2</sub>, в 2013 г. верхняя граница H<sub>2</sub>S находилась на 18 м [12]. Присутствие сероводорода обнаруживалось в придонных слоях в 2014 и 2017 гг., но исследования его концентраций не проводилось. В мае 2019 г. ощутимых признаков сероводорода в исследуемых образцах не было. Известно, что, например, весной и летом 2004 г. присутствие сероводорода в придонном слое также не было обнаружено, что связывалось с событиями глубокой конвекции зимой 2003–2004 г. [10].

**Исследования плотности вод Аральского моря.** В нашей работе [3] были представлены величины плотности и солености для двух гипергалинных и одного слабосоленого водоемов Аральского моря – залива Чернышева Большого Арала, оз. Тшебас и Малого Аральского моря, и приведена экстрапо-

ляция для сравнения изменений физико-химических свойств исследуемых водоемов, которые произошли со времени начала усыхания озера. Данные для построения экстраполяции для Малого Аральского моря, залива Чернышева и оз. Тшебас были взяты из работ [4, 10, 22, 28]. Для более полного представления эволюции аральской воды к графику из работы [3] мы добавили экстраполяцию данных плотности и солености для воды глубоководной части западного бассейна Большого Арала за 2014–2019 гг. (рис. 6). На рис. 6 представлен график, отражающий ход физико-химической эволюции вод отдельных водоемов Аральского моря, включая западный бассейн Большого Арала.

На графике видно, что вслед за изменениями ионного состава произошли существенные изменения физических характеристик вод отдельных водоемов Арала, а линии трендов прогнозируют их вероятное дальнейшее состояние в условиях существующих на данный момент. По достижениям исследуемыми водоемами максимальной солености – солености залива Чернышева (242 г/кг), отклонение между значениями плотности с оз. Тшебас составило бы 30 кг/м<sup>3</sup>, в случае с Малым Аралом – 70 кг/м<sup>3</sup> [3], а с глубоководной частью Большого Арала составило бы 9 кг/м<sup>3</sup>. Из чего можно заключить, что глубоководная часть и залив Чернышева, являясь частями Большого Арала, в процессе усыхания моря приобрели собственные физико-химические свойства, отлич-

ные не только от других отдельных водоемов Аральского моря, но и друг от друга.

Причинами таких различий являются различные гидрологические режимы этих водоемов, их глубины, площади и удаленность от материкового стока. Существующие в настоящее время отдельные части Аральского моря в процессе эволюции стали различаться не только гидрохимическими характеристиками, но и гидрофизическими параметрами друг от друга. Плотность воды, температура испарения и замерзания в каждом водоеме теперь свои.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате экспедиции 2019 г. получены гидрохимические характеристики вод западного бассейна Аральского моря. Определена соленость воды, измерение которой стандартным гидрофизическим оборудованием по электропроводности приводит к значительным погрешностям из-за отличия ионного состава воды от океанского. Исследования плотности воды Аральского моря с помощью прецизионного оборудования позволило определить ее распределение в толще воды от поверхности до дна и обнаружить наличие плотностной стратификации.

Обнаружено, что уровень моря испытывает сезонные колебания до 1 м, что сопровождается изменением солености озера, что должно приводить к выраженному сезонному ходу ионно-солевого состава.

Установлено, что в ходе эволюции вод Аральского моря в процессе его усыхания произошли существенные изменения в содержании компонентов основного ионного состава, а также солености и плотности. Так, при падении уровня воды на 56% относительное содержание хлоридов в воде западного бассейна большого Арала повысилось в 1.5 раза, ионов натрия в 1.05 раза, калия в 3.2 раза, а магния в 1.5 раза. Содержание сульфатов, наоборот, уменьшилось в 2 раза, а гидрокарбонатов – в 5 раз и кальция в 7 раз. Эволюция ионного состава вод глубоководной части Большого Арала продолжается до настоящего времени. Она влечет за собой изменения физических свойств воды, таких как плотность и соленость, а также влияет на нормы испарения и температуру замерзания воды.

**Благодарности.** Авторы благодарят всех участников аральских экспедиций за отбор и доставку проб воды и отдельно академика д.б.н. М.В. Флинта за доставку проб в 2016 г.

**Источники финансирования.** Исследования были выполнены в рамках темы Госзадания № 0149-2019-0003 (анализ данных), при частичной поддержке Минобрнауки РФ (Соглашение № 14.W03.31.0006 (отбор проб) и гранта РФФИ и

DFG в рамках научного проекта № 20-55-12007 (лабораторные измерения).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексин О.А., Ляхин Ю. И.* Химия океана: Учеб. пособие для вузов по спец. "Океанология". Л.: Гидрометеиздат, 1984. 343 с.
2. *Амиргалиев Н.А.* Арало-Сырдарьинский бассейн: (гидрохимия, проблемы водной токсикологии). Алматы: ТОО Издательский Дом Бастау, 2007. 224 с.
3. *Андрулионис Н.Ю., Завьялов П.О., Ижицкий А.С.* Современная эволюция солевого состава остаточных бассейнов Аральского моря // *Океанология*. 2021. в печати
4. *Андрулионис Н.Ю., Завьялов П.О.* Лабораторные исследования основного компонентного состава гипергалинных озер // *Морской гидрофизический журн.* 2019. Т. 35. № 1. С. 16–36.
5. *Берг Л.С.* Аральское море: Опыт физико-географической монографии. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1908. Т. V. № 9. 580 с.
6. *Блинов Л.К.* Гидрохимия Аральского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 233 с.
7. *Валяшко М.Г.* Закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд. Моск. университета, 1962. 398 с.
8. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР // Проект "Моря СССР". Т. 7: Аральское море.* Под ред. В. Н. Бортника, С. П. Чистяевой. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 196 с.
9. ГОСТ 17.1.5.05-85 Охрана природы (ССОП). Гидросфера. Общие требования к отбору проб поверхностных и морских вод, льда и атмосферных осадков. Введ. 1986-07-01. М.: ИПК Изд. станд., 2003. 12 с.
10. *Завьялов П.О., Арашкевич Е.Г., Бастида И. и др.* Большое Аральское море в начале XXI века: физика, биология, химия. М.: Наука, 2012. 229 с.
11. *Золотокрылин А.Н.* Индикатор аридности климата // *Аридные Экосистемы*. 2002. Т. 8. № 16. С. 47–69.
12. *Маккавеев П.Н., Завьялов П.О., Гордеев В.В. и др.* Гидрохимические характеристики Аральского моря в 2012–2013 гг. // *Водные ресурсы*. 2016. Т. 45. № 2. С. 188–198.
13. *Маккавеев П.Н., Стунжас П.А.* Об измерениях солености гипергалинных рассолов на примере современного Аральского моря // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 6. С. 892.
14. *Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А.* Гидрология. М.: Высшая школа, 2007. 463 с.
15. *Общая щелочность морской воды. Методика измерений титриметрическим методом.* М.: ФГУ ГОИН, 2010. 20 с.
16. *Руководство по химическому анализу морских вод.* СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 265 с.
17. *Руководство по эксплуатации DMA 4100 M, DMA 4500 M, DMA 5000 M. // Версия программного обеспечения: V1.70. Номер документа: C761B01F.fm. Дата: 15 января 2010 г. Опубликовано Anton Paar.*

- Грац: Anton Paar GmbH, Австрия Copyright, 2010. 135.
18. *Сонненфелд П.* Рассолы и эвапориты. М.: Мир, 1988. 475 с.
  19. *Стародубцев В. М., Богданец В. А.* О формировании почвенного покрова на осушенном дне Аральского моря // Проблемы освоения пустынь. 2007. № 3. С. 34–40.
  20. *Aladin N., Chida T., Cretaux J.-F. et al.* Current status of lake Aral – challenges and future opportunities // PROCEEDINGS of the 16th World Lake Conference “Lake Ecosystem Health and Its Resilience: Diversity and Risks of Extinction”. Bali, Indonesia, 2017. P. 448–457.
  21. *Andrulionis N., Zavialov I., Kovaleva E. et al.* Site-Specific equation of state for coastal sea areas and inland water bodies // Materials of XXVI international coastal conference “Managing risks to coastal regions and communities in a changing world”. St. Petersburg, 2016.
  22. *Friedrich J., Oberhansli H.* Hydrochemical properties of the Aral Sea water in summer 2002 // Journal of Marine Systems. 2004. V. 47. P. 77–88.
  23. *Ge Y., Abuduwaili J., Ma L.* Lakes in Arid Land and Saline Dust Storms // E3S Web of Conferences. 2019. V. 99. 01007.
  24. <https://earthshots.usgs.gov/earthshots/node/91#ad-image-0-0>
  25. <http://proba-v.vgt.vito.be/en/proba-v-gallery>
  26. *Indoitu R., Kozhoridze G., Batyrbaeva M. et al.* Dust emission and environmental changes in the dried bottom of the Aral Sea // Aeolian Research. 2015. V. 17. P. 101–115.
  27. *Izhitskaya E.S., Egorov A.V., Zavialov P.O. et al.* Dissolved methane in the residual basins of the Aral Sea // Environ. Res. Lett. 2019. V. 14(6).
  28. *Izhitskiy A.S., Zavialov P.O., Sapozhnikov P.V. et al.* Present state of the Aral Sea: diverging physical and biological characteristics of the residual basins // Scientific Reports. 2016. V. 6: 23906.
  29. *Jones B.F., Deocampo D.M.* Geochemistry of saline lakes // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 5 P. 393–424.
  30. *Micklin P.* Efforts to Revive the Aral Sea // The Aral Sea. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2014. P. 361–380.
  31. *Millero F.J.* Chemical Oceanography. 4th Edition. CRC Press, 2013. 591 p.
  32. The Aral Sea Environment / Kostianoy A., Kosarev N. (eds.). Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 2010. 332 p.
  33. *White K.* Nature and Economy in the Aral Sea Basin // The Aral Sea. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2014. P. 301–335.
  34. *Zavialov P.O., Ni A.A., Kudyshkin T.V. et al.* Ongoing changes of ionic composition and dissolved gases in the Aral Sea // Aquatic geochemistry. 2009. V. 15. P. 263–275.
  35. *Zavialov P.O.* Physical Oceanography of the Dying Aral Sea. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2005. 146 p.

## Modern Evolution of the Salt Composition of the Western Basin Waters of the Aral Sea

N. Yu. Andrulionis<sup>a, #</sup>, P. O. Zavialov<sup>a, ##</sup>, A. S. Izhitskiy<sup>a, ###</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: natalya@ocean.ru*

<sup>##</sup>*e-mail: peter@ocean.ru*

<sup>###</sup>*e-mail: izh@ocean.ru*

During the expedition in 2019, hydrochemical studies were carried out in the western basin of the Large Aral Sea, on the territory of Uzbekistan. Water samples were taken in the deep-water part of the western basin from various horizons. The maximum depth of the lake at the time of sampling was 30 m. This work is a part of the studies of the evolution of the residual water bodies of the Aral Sea. It describes the evolution of the chemical composition of the Aral Sea water observed in the lake since the beginning of its desiccation and continuing to the present time in all the residual water bodies of the Aral Sea. It has been established that the deep-water part of the western basin of the Large Aral currently has a salinity of about 140 g/kg<sup>-1</sup> and occupies an intermediate position between the brackish Small Aral Sea and the hyperhaline Chernyshev Bay of the Large Aral. The salinity of the lake increases every year and has seasonal changes along with fluctuations of the lake level. It was found that with an increase in salinity for every 1 g/kg<sup>-1</sup>, the density increases by 1.2 kg/m<sup>3</sup>, both in the surface and bottom layers.

**Keywords:** evolution of water composition, basic ionic composition, component composition, water metamorphization, hyperhaline lake, Aral Sea, salt lakes, Large Aral, hydrochemical properties

УДК 551.465

## ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ ФИТОПЛАНКТОННЫХ СООБЩЕСТВ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

© 2021 г. И. Н. Суханова<sup>1</sup>, М. В. Флинт<sup>1</sup>, \*, А. В. Федоров<sup>2</sup>, Е. Г. Сахарова<sup>3</sup>,  
П. Н. Маккавеев<sup>1</sup>, А. А. Полухин<sup>1</sup>, А. А. Недоспасов<sup>1</sup>, А. С. Щука<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Россия

<sup>3</sup>Институт биологии внутренних вод им. И.Д. Папанина РАН, Борок, Ярославская обл., Россия

\*e-mail: m\_flint@ocean.ru

Поступила в редакцию 12.01.2021 г.

После доработки 18.05.2021 г.

Принята к публикации 19.08.2021 г.

Исследования структуры фитопланктонных сообществ Восточно-Сибирского моря выполнены в 69-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в рамках программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики”. Материал получен с 5 по 9 сентября 2017 г. на двух квазимеридиональных разрезах от районов внутреннего шельфа, прилежащих к устьям Индигирки и Колымы, к внешнему шельфу. Приведен список доминирующих групп и видов водорослей, даны оценки численности, биомассы и описаны особенности вертикального распределения фитопланктона в биотопах с различными условиями пелагической среды. Установлена значительная количественная бедность фитопланктона Восточно-Сибирского моря по сравнению с морем Лаптевых в летне-осенний сезон, наиболее выраженная в восточной области бассейна. Численность водорослей на Индигирском разрезе менялась в пределах  $11.9\text{--}66.3 \times 10^3$  кл/л, биомасса –  $16.4\text{--}339.1$  мг/м<sup>3</sup>, соответствующие цифры для Колымского разреза составили  $7.7\text{--}90.3 \times 10^3$  кл/л и  $9.4\text{--}42.1$  мг/м<sup>3</sup>. Максимальные значения на обоих разрезах были отмечены в области внешней границы речного плюма при возрастании поверхностной солёности до 21–25 PSU. Полученный материал позволяет констатировать существенные различия в структуре фитопланктонных сообществ западной и восточной областей Восточно-Сибирского моря, что является подтверждением его существенной зональной гетерогенности.

**Ключевые слова:** Восточно-Сибирское море, западный и восточный шельф, речной сток, условия среды, фитопланктон, доминирующие виды, численность, биомасса

DOI: 10.31857/S0030157421060150

Несмотря на возрастающую активность исследований в эпиконтинентальных сибирских морях начиная с 2000-х гг., эта публикация традиционно начинается с констатации крайне низкой исследованности экосистемы Восточно-Сибирского моря по сравнению с другими районами арктического шельфа. Такое положение дел определяется, прежде всего, труднодоступностью бассейна и его высокой ледовитостью [1, 8, 26]. Наиболее масштабный сход сезонного льда здесь наблюдается в августе–самом начале сентября, когда открытую воду можно наблюдать на ~40% западной части акватории и на ~20% восточной [9]. И хотя в последнее время в бассейне наблюдается тенденция, связанная с общим снижением ледовитости в Арктике [24], она в малой степени проявляется во внутренней и срединной области огромного по площади (889 тыс. км<sup>2</sup>) и мелководного Восточно-Сибирского шельфа. Его средняя глубина менее 50 м, а глубины менее 30 м занимают полови-

ну района. Здесь скорее можно говорить об очень существенной межгодовой изменчивости площади акватории, освобождающейся летом от сезонного льда. Это наглядно иллюстрируют прекрасные арктические ледовые карты последнего десятилетия (<http://www.aari.ru/clgmi/index.html>; <http://siows.solab.rshu.ru>; <https://nsidc.org>). В частности, в августе 2018 г. в Восточно-Сибирском море была свободна ото льда лишь очень узкая прибрежная полоса шельфа, а в 2020 г. край постоянного ледяного поля в западной части бассейна наблюдался севернее континентального склона – севернее 77°–78° с.ш. Все это указывает на существенные короткопериодные флуктуации сигнала, несущего климатическую составляющую, в этом районе эпиконтинентальной Сибирской Арктики.

Восточно-Сибирское море является областью и границей проникновения на запад вод тихоокеанского происхождения, что хорошо видно по ха-

рактору зонального распределения океанологических характеристик [23, 28, 31]. Это явление хорошо прослеживается на шельфе и приводит к разделению его на две области – западную и восточную, существенно различающиеся по океанографическим условиям, важным для развития пелагической биоты, прежде всего солености, температуре и характеру вертикальной стратификации водной толщи. По имеющимся оценкам [26] граница проходит примерно по 160° в.д., но полученные нами данные (см. ниже) говорят о том, что ее положение на срединном шельфе, при относительно малом опресняющем влиянии речного стока на этот район, может быть восточнее. Проникновение вод тихоокеанского происхождения на шельф Восточно-Сибирского моря – важное явление, и его пространственно-временная изменчивость весьма вероятно может нести климатический сигнал, влияющий на параметры региональной экосистемы.

Немаловажное значение для многолетнего выпадения Восточно-Сибирского моря из числа ключевых объектов арктических исследований имело и малое (относительно других морей) воздействие континентального стока [22, 29], который рассматривается как мощнейший климатический сигнал в Арктику. Ежегодный речной сток в бассейн составляет около 10% всего стока в Сибирскую Арктику, он в три раза меньше, чем в море Лаптевых, и в шесть раз меньше, чем в Карском море [10, 22].

Имевшиеся сведения о низкой общей биологической продуктивности Восточно-Сибирского моря [5, 11, 12] также не стимулировали региональные исследования. Лишь в последние годы получены характеристики современного состава и биомассы основных компонентов пелагической экосистемы бассейна, прежде всего зоо- и ихтиопланктона [3, 4, 21].

Оценки состава, численности, биомассы фитопланктона и его продукции как наиболее динамичных характеристик состояния базовых трофических уровней экосистем являются ключевыми для оценки уровня и понимания механизмов климатической изменчивости арктических морей и их продуктивности. В этом отношении Восточно-Сибирское море следует считать критически недоисследованным. Оценки уровня первичной продукции в бассейне приведены в двух публикациях [6, 20]. При этом в [20] даны лишь данные измерений характеристик продуктивности автотрофного нанофитопланктона (0.5–7 мкм) на основании наблюдений в трех точках в северной части бассейна в области арктического континентального склона. [6] – единственное до настоящего времени исследование, основанное на массовых измерениях первичной продукции на шельфе Восточно-Сибирского моря с привлече-

нием данных о концентрации хлорофилла и состоянии среды, включая подводную облученность. Эти работы выполнены параллельно с нашими наблюдениями, результаты которых представлены в настоящей статье.

В настоящее время данные о фитопланктоне Восточно-Сибирского моря содержатся только в трех доступных публикациях [2, 4, 27]. Материалы, представленные в [2, 4], имеют общее информативное значение, но при этом несут исключительно фрагментарный характер и не поддержаны необходимым для сегодняшних исследований описанием примененных методик, что лишает возможности использовать эти данные для сравнений. Даже наиболее полная на сегодня работа [27] содержит данные о фитоценозах лишь самой западной части Восточно-Сибирского моря и основана на материале, полученном на трех станциях на внутреннем шельфе южнее о. Новая Сибирь и пяти станциях севернее о. Котельный, т.е., по сути, на границе морей Восточно-Сибирского и Лаптевых. Пробы фитопланктона были собраны вертикальными ловами сетью Апштейна (ячея 20 мкм) и фиксированы 4% формальдегидом, что определяет недоучет важных размерных и таксономических компонентов фитоценозов и их ограниченную репрезентативность в части оценок численности и биомассы фитопланктона. Материалы по составу и количественным характеристикам фитопланктонных сообществ моря Лаптевых и восточной части Восточно-Сибирского моря рассмотрены авторами [27] в совокупности, что, в свою очередь, не позволяет говорить о специфике фитоценозов последнего района.

Настоящую работу можно считать первым исследованием фитопланктона шельфа Восточно-Сибирского моря, охватывающим западную и восточную части бассейна и основанном на современной методике, позволяющей максимально полно учесть все компоненты фитоценозов. Ее цель – оценить состав, количественные характеристики и особенности горизонтального и вертикального распределения фитопланктона, связать эти параметры с важнейшими условиями пелагической среды в разных по биотопическим условиям районах шельфа. Полученные данные сформируют базу для сравнительных оценок фитопланктонных сообществ с другими арктическими морями и дальнейших оценок возможной климатической изменчивости характеристик базового трофического компонента региональной экосистемы.

#### РАЙОН РАБОТ, МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал получен в 69-м рейсе НИС “Академик Мстислав Келдыш” в рамках программы “Экосистемы морей Сибирской Арктики”. С 5 по 9 сентября 2017 г. на шельфе Восточно-Сибир-

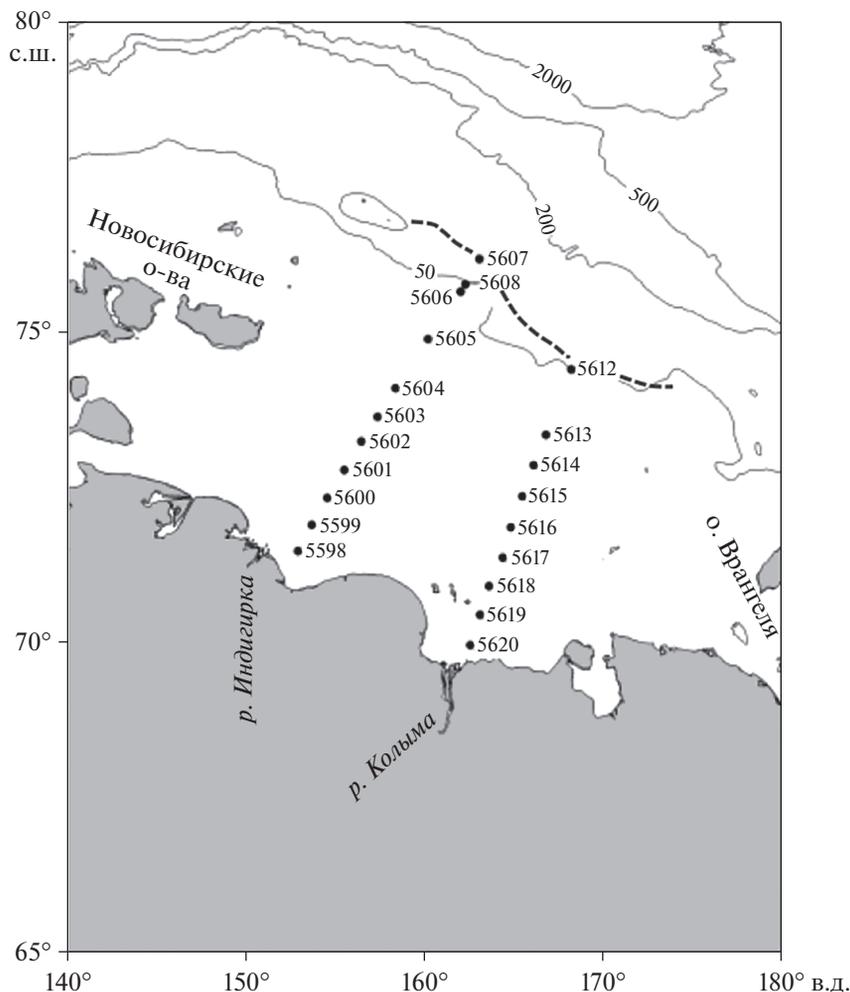


Рис. 1. Схема расположения разрезов и станций в Восточно-Сибирском море. Пунктиром показано положение границы сезонного льда в период исследований.

ского моря было сделано два квазимеридиональных разреза (рис. 1). Южные станции разрезов располагались в районах, находящихся под влиянием стока Индигирки и Колымы, северные — у кромки многолетнего льда. Расстояние между разрезами составило около 290 км. Индигирский разрез из 11 станций располагался между  $71^{\circ}28'$  и  $76^{\circ}09'$  с.ш. и имел протяженность 610 км. Фитопланктон на разрезе отобран на 8 станциях, на двух станциях 5602 и 5606 11 сентября были сделаны повторные наблюдения. Протяженность Колымского разреза составляла 550 км. На этом разрезе между  $69^{\circ}56'$  и  $74^{\circ}23'$  с.ш. было выполнено 9 станций, фитопланктон отобран на 6 станциях.

Пробы воды для анализа фитопланктона объемом 2 л отбирали из 5-литровых батометров Нискина комплекса “Розетта”. Горизонты отбора были определены на основе данных предварительного зондирования температуры, солёности и флуоресценции. Из верхнего перемешанного слоя получали 1–2 пробы, из слоя скачка плотности и максимума флуоресценции — 1–2 пробы и 1–2 про-

бы из слоя ниже пикноклина. На Индигирском разрезе было отобрано 38 проб, на Колымском разрезе — 22 пробы. Пробы для анализа фитопланктона и параллельных гидрохимических определений отбирали из одних и тех же батометров.

Концентрирование фитопланктона проводили с использованием лавсановых ядерных фильтров с размером пор 1 мкм на установках для мягкой обратной фильтрации. [13]. Объем полученного концентрата составлял 40–90 мл. Все пробы были обработаны без фиксации в живом состоянии сразу же после отбора проб или в течение одного-двух дней. Пробы хранили в холодильнике при температуре 2–3°C. Обработку проб вели в камерах Ножотта (объем 0.085 мл) при увеличении  $\times 400$  и Наумана (объем 1 мл) при увеличении  $\times 200$  на микроскопах Jena Lumar (Германия), Leica 1000 (Швейцария) и МБИ-3 (Россия). Расчет сырой биомассы (объема) клеток делался на основе принципа геометрического подобия с использованием данных измерений линейных размеров. Содержание углерода в клетках рассчи-

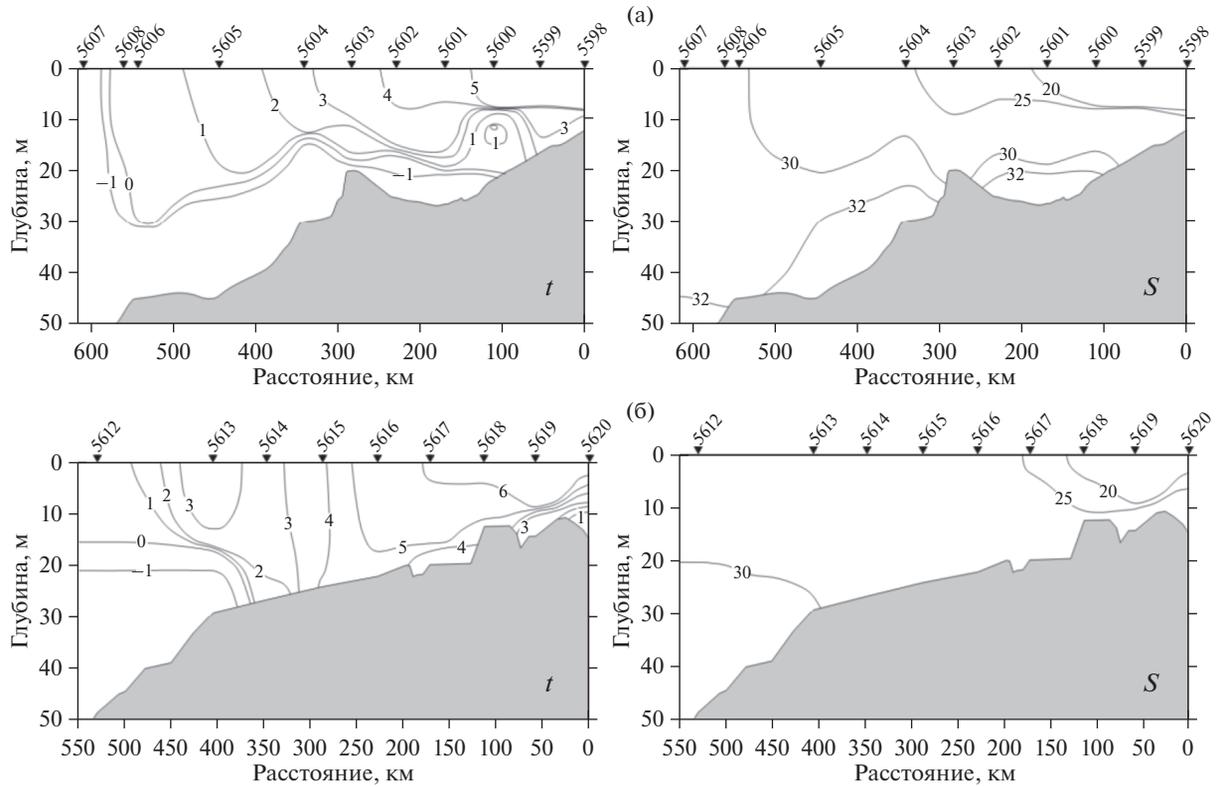


Рис. 2. Распределение температуры и солёности на Индигирском (а) и Колымском (б) разрезах.

тивали, используя соответствующие коэффициенты для разных таксономических и размерных групп [25, 30].

**РЕЗУЛЬТАТЫ**

В целом, виды водорослей, встреченные в фитопланктоне Восточно-Сибирского моря (табл. 1), характерны для всех арктических морей. Как и в других морях арктического региона, наибольшим видовым разнообразием характеризовались диатомеи и динофлагелляты. Следует подчеркнуть, что часть клеток, в основном мелкоразмерных динофлагеллят и жгутиковых, а также клетки разных стадий развития динофлагеллят при полевой обработке материала определить более детально не удалось. Очевидно, что встреченное нами видовое разнообразие фитопланктона определялось сезоном максимально открытой ото льда поверхности моря в период проведения исследований.

Несмотря на то, что южные станции разрезов были сделаны вблизи эстуариев Индигирки и Колымы, нами не были встречены пресноводные виды, характерные для аналогичных шельфовых районов Карского моря и моря Лаптевых, непосредственно прилежащих к эстуариям крупных рек Оби, Енисея и Лены [14, 16, 17]. Наиболее вероятно, что ограничивающим фактором была со-

леность. Солёность на южных станциях Индигирского и Колымского разрезов составляла 16–18 PSU (рис. 2), а как показали наши предыдущие исследования в других эпиконтинентальных районах Арктики, подверженных воздействию речного стока, при солёности >15 PSU пресноводные виды практически исчезают из планктона [14, 16, 17].

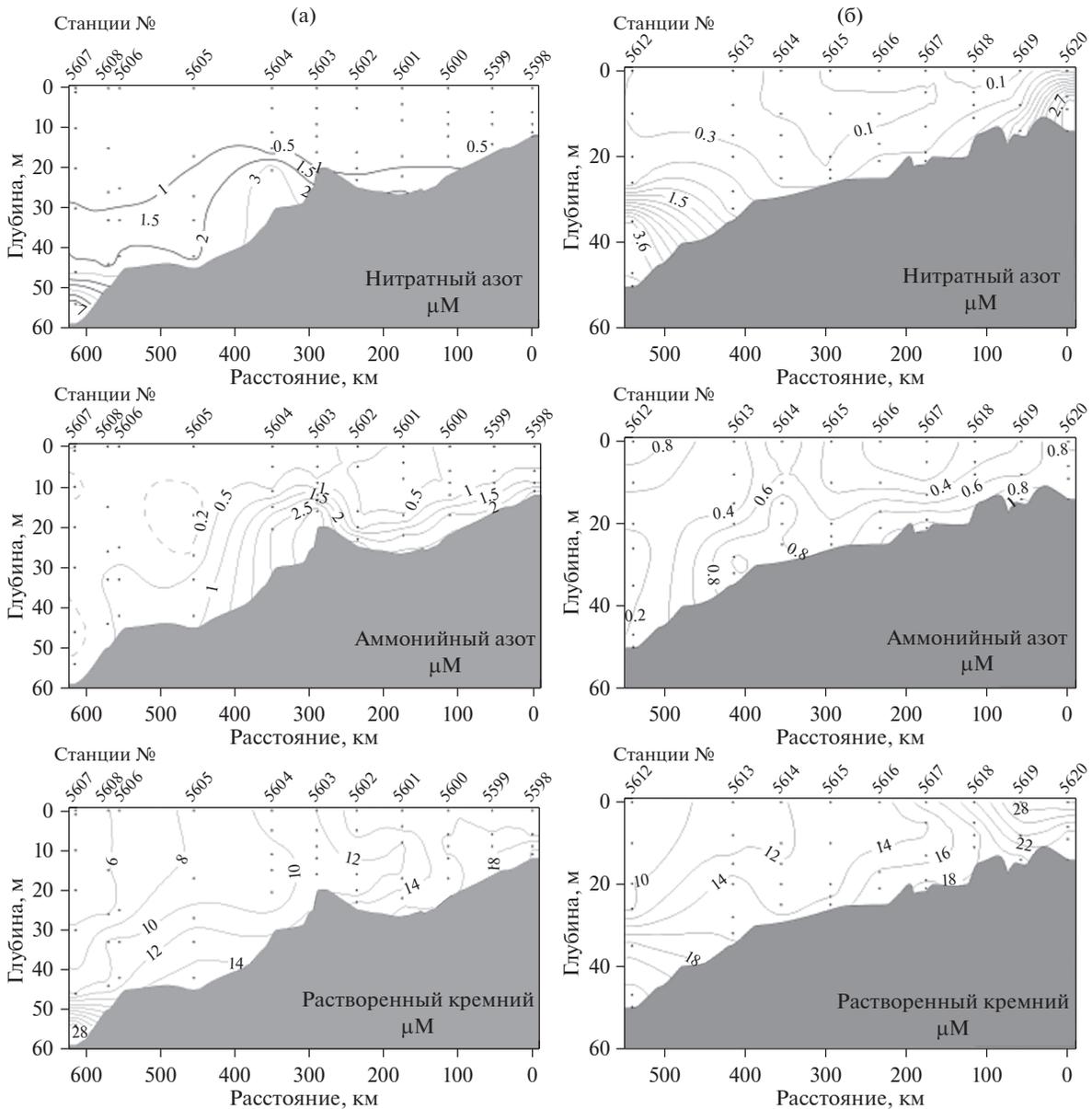
**Индигирский разрез**

Поверхностный опресненный слой с солёностью от 16 до 25 PSU, подстилаемый резким пикноклином, наблюдался на протяжении 330 км от дельты Индигирки вплоть до ст. 5604 (рис. 2а). На этом участке разреза толщина верхнего перемешенного слоя увеличивалась в мористом направлении от 5 до 10 м. Градиент солёности в слое скачка при продвижении на север постепенно уменьшался от очень высоких значений 5.6–7.1 PSU/м на самых южных станциях разреза до 1.4 PSU/м в его центральной части. Температура поверхностного слоя вблизи эстуария составляла 6.2°C и снижалась до 3.2 °C на ст. 5603 в центральной части разреза.

Во внешней части разреза между станциями 5606 и 5608 по мере продвижения на север солёность верхнего перемешенного слоя быстро увеличива-

**Таблица 1.** Список основных видов фитопланктона на станциях Индигирского и Колымского разрезов

BACILLARIOPHYCEAE	DINOPHYCEAE	DICTYOPHYCEAE
<i>Actinocyclus ehrenbergii</i>	<i>Alexandrium tamarense</i>	<i>Apedinella radians</i>
<i>Attheya septentrionalis</i>	<i>Alexandrium</i> sp.	<i>Dictyocha speculum</i>
<i>Chaetoceros comressus</i>	<i>Amphidinium cf. fusiforme</i>	<i>Pseudopedinella pyriforme</i>
<i>C. convolutus</i>	<i>A. longum</i>	
<i>C. debilis</i>	<i>A. sphaenoides</i>	CHRYSOPHYCEAE
<i>C. decipiens</i>	<i>Cochlodinium citron</i>	<i>Ollicola vangoorii</i> (W. Conrad)
<i>C. diadema</i>	<i>C. helix</i>	Vørs, 1992 ( <i>Calycomonas</i>
<i>C. furcellatus</i>	<i>C. pupa</i>	<i>wulffii</i> )
<i>C. gracilis</i>	<i>Cochlodinium</i> sp.	<i>Dinobryon balticum</i>
<i>C. infolgianus</i>	<i>Dinophysis acuminata</i>	<i>D. faculiferum</i>
<i>C. socialis</i>	<i>D. acuta</i>	<i>Meringosphaera mediterranea</i>
<i>C. subtilis</i>	<i>D. arctica</i>	<i>M. tenerrima</i>
<i>C. tenuissimus</i>	<i>D. rotundata</i>	
<i>C. teres</i>	<i>Goniaulax scrippsae</i>	PRASINOPHYCEAE
<i>Cyclotella</i> sp.	<i>Goniaulax</i> sp.	<i>Nephroselmis</i> sp.
<i>Cylindrotheca closterium</i>	<i>Gymnodinium blax</i>	<i>Pyramimonas grossii</i>
<i>Fragilariopsis oceanica</i>	<i>G. abbreviatum</i>	<i>Pyramimonas</i> sp.
<i>Fragilariopsis</i> sp.	<i>G. gracile</i>	
<i>Gyrosigma cf. tenuirostrum</i>	<i>G. heterostriatum</i>	EUGLENOPHYCEAE
<i>Navicula directa</i>	<i>G. simplex</i>	<i>Eutreptiella</i> sp.
<i>N. distans</i>	<i>G. stellatum</i>	
<i>N. transitans</i>	<i>G. vitiligo</i>	EBRIIDEA
<i>Navicula</i> sp.	<i>G. wulffii</i>	<i>Ebria tripartite</i>
<i>Nitzschia frigida</i>	<i>Gymnodinium</i> sp.	
<i>N. longissima</i>	<i>Gyrodinium spirale</i>	KINETOPLASTIDEA
<i>Porosira glacialis</i>	<i>G. pingue</i>	<i>Leucocryptos marina</i>
<i>Pseudo-nitzschia delicatissima</i>	<i>Gyrodinium</i> sp.	
<i>P. seriata</i>	<i>Heterocapsa triquetra</i>	
<i>Rhizosolenia hebetata f.</i>	<i>Katodinium glaucum</i>	
<i>semispina</i>	<i>K. rotundatum</i>	
<i>Roperia tessellata</i>	<i>Lessardia elongata</i>	
<i>Skeletonema costatum</i>	<i>Nematodinium armatum</i>	
<i>Synedropsis hyperborea</i>	<i>Nematopsides vigilans</i>	
<i>Thalassiosira nordenskiöldii</i>	<i>Polykrikos schwarzii</i>	
<i>T. bioculata</i>	<i>Prorocentrum balticum</i>	
<i>Thalassiosira</i> spp.	<i>P. cordatum</i>	
	<i>Protoceratium reticulatum</i>	
	<i>Protoperidinium bipes</i>	
	<i>P. brevipes</i>	
	<i>P. depressum</i>	
	<i>P. ovatum</i>	
	<i>P. pallidum</i>	
	<i>P. pellucidum</i>	
	<i>Torodinium robustum</i>	



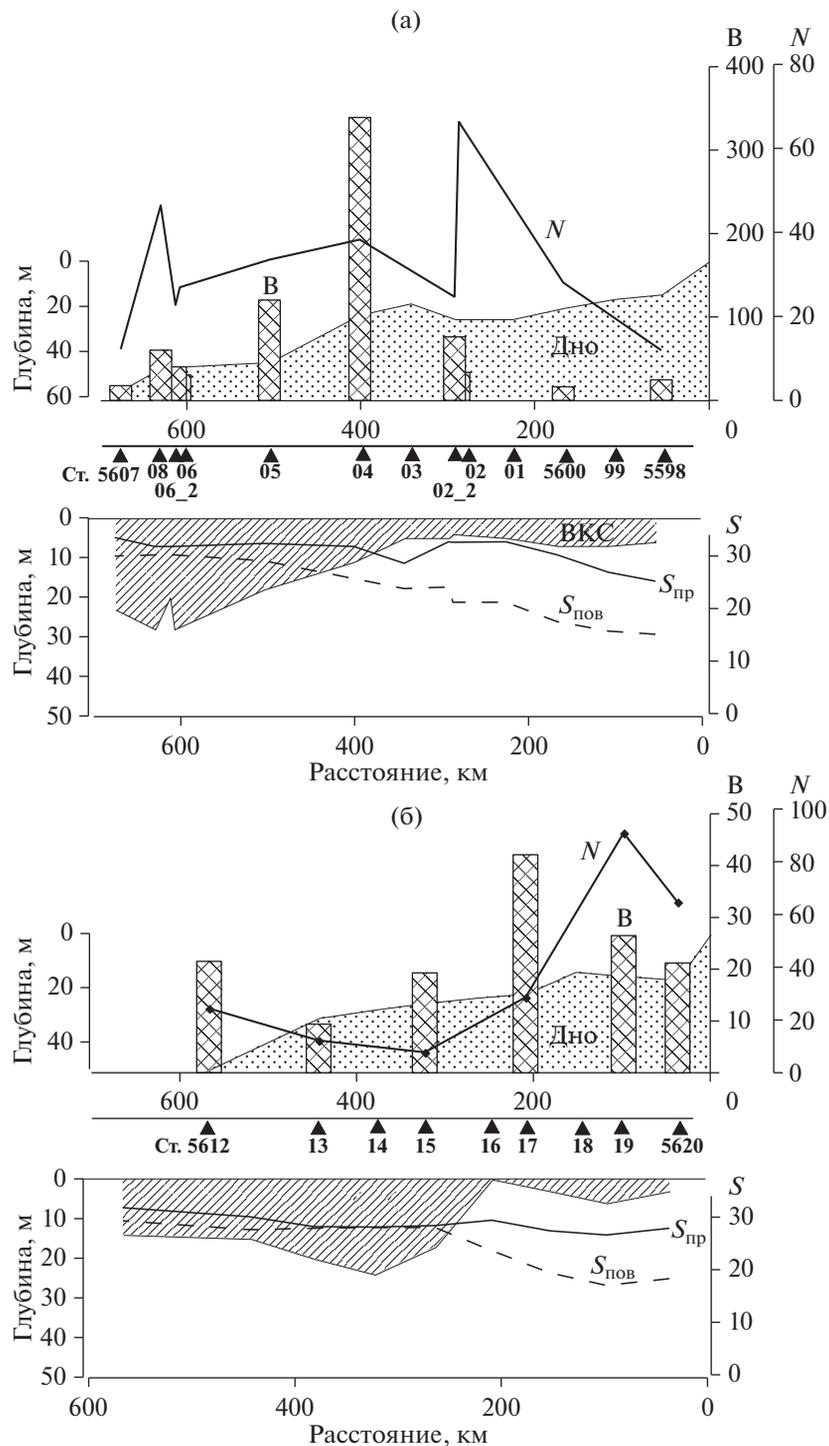
**Рис. 3.** Распределение нитратного азота, аммонийного азота и растворенного кремния на Индигирском (а) и Колымском (б) разрезах.

лась и превысила 30 PSU. Параллельно возрастала и толщина верхнего перемешанного слоя: его нижняя граница на ст. 5604 располагалась на глубине 12 м, а на станциях 5606–5608 опустилась на глубину 22–27 м (рис. 2а). Градиент солёности в пикноклине колебался от 0.6 до 1.2 PSU/м. Температура перемешанного слоя во внешней части разреза опускалась до 0.2°C (ст. 5608), на ст. 5607 непосредственно у края ледяного поля составляла –1.4°C.

На всех станциях Индигирского разреза концентрация нитратов в верхнем 15–20 м слое была ниже 0.5  $\mu\text{M}$ . Величин 3.0  $\mu\text{M}$  содержание  $\text{NO}_3$  до-

стигало только в придонном слое на станциях 5604 и 5607 (рис. 3а). Повышенное содержание аммонийного азота (1.02–1.28  $\mu\text{M}$ ) наблюдалось в районе, прилежащем к эстуарию, и на ст. 5604. Максимальные концентрации кремния в поверхностном слое – 15–18  $\mu\text{M}$  – были зарегистрированы на ближайших к эстуарию станциях (рис. 3а). Севернее содержание  $\text{SiO}_2$  постепенно снижалось и вблизи кромки льда составляло 5–6  $\mu\text{M}$ .

Численность фитопланктона на разрезе в толще воды колебалась от  $11.9 \times 10^3$  кл/л в среднем для столба воды ( $1.3 \times 10^8$  кл/м<sup>2</sup>) на ст. 5598 до  $66.3 \times 10^3$  кл/л ( $1.5 \times 10^9$  кл/м<sup>2</sup>) на ст. 5602 (рис. 4а,



**Рис. 4.** Численность ( $N \times 10^3$  кл/л), биомасса ( $B$ ,  $\text{мг/м}^3$ ) фитопланктона, поверхностная ( $S_{\text{пов}}$ ) и придонная ( $S_{\text{при}}$ ) соленость (PSU), глубина верхнего перемешанного слоя (ВКС) на станциях Индигирского (а) и Колымского (б) разрезов.

табл. 2). Ст. 5602 с максимальной численностью фитопланктона была сделана на внешней периферии области, существенно опресненной речным стоком, при солености верхнего перемешанного слоя 21.2 PSU (рис. 2а, 4а). 75% общей численности фитопланктона здесь приходилось на долю

мелкоклеточного (объем клетки около  $40 \text{ мкм}^3$ ) миксотрофного вида Chrysophyceae *Ollicola vangoorii* (табл. 2). В поверхностном слое на ст. 5602, наряду с высоким обилием *O. vangoorii*, зарегистрирована высокая численность спор *Chaetoceros socialis*. Фитопланктон был в основном сконцен-

**Таблица 2.** Индигирский разрез. Численность ( $N \times 10^3$  кл/л, %), биомасса (B, мг/м<sup>3</sup>, %) и биомасса в углероде (B<sub>c</sub>, мг/м<sup>3</sup>, %) основных видов/групп фитопланктона на горизонтах отбора проб. Численность ( $N \times 10^3$  кл/м<sup>2</sup>, %), биомасса (B, мг/м<sup>2</sup>, %), биомасса в углероде (B<sub>c</sub>, мг/м<sup>2</sup>, %) в столбе воды

Станция	Горизонт	N B	Bacillariophyceae			Dinophyceae	<i>Ollicola vangoorii (Calycomonas wulffii)</i>	Rest	Общая	
			<i>Chaetoceros</i> (все)	<i>Rhizosolenia hebetata</i>	rest					
5598	0	N	1312 15.8%	–	–	2820 34.1%	1500 18.1%	2634 31.9%	8266	
		B	0.13 0.4%	–	–	33.4 97.4%	0.05 0.1%	0.77 2.2%	34.3	
	6	N	236 1.1%	–	–	17027 81.4%	1707 8.1%	1977 9.4%	20947	
		B	1.35 3.7%	–	–	34.34 94.9%	0.06 0.2%	0.42 1.2%	36.17	
	9	N	–	–	756 9.9%	3781 49.6%	–	3083 40.5%	7620	
		B	–	–	0.2 9.9%	1.08 50.9%	–	0.83 39.1%	2.12	
	11	N	–	–	50 50%	50 50%	–	–	100	
		B	–	–	0.02 5.4%	0.11 84.6%	–	–	0.13	
	В слое	N	4998 3.8%	–	1940 1.5%	94584 72.0%	12181 9.3%	17570 13.4%	131273	
		B	6.5 2.4%	–	0.52 0.2%	257.5 95.0%	0.42 0.1%	6.28 2.3%	271.2	
		B <sub>c</sub>	0.43 1.3%	–	0.03 0.1%	32.2 96.7%	0.03 +	0.63 1.9%	33.3	
	5599	0	N	1378 5.6%	–	–	11850 47.8%	10914 44.0%	642 2.6%	24784
			B	5.9 11.7%	–	–	43.7 87.3%	0.38 0.8%	0.07 0.1%	50.02
	5600	0	N	336 1.0%	–	–	504 1.4%	20856 59.6%	13272 37.9%	34968
			B	0.3 1.7%	–	–	15.7 88.4%	0.8 4.5%	0.95 5.3%	17.8
6		N	688 1.7%	–	–	2552 6.2%	36646 89.3%	1133 2.8%	41019	
		B	2.4 9.3%	–	–	21.85 85.0%	1.5 5.0%	0.15 0.6%	25.7	
9		N	96 0.6%	–	48 0.3%	1671 11.4%	12254 83.5%	605 4.1%	14674	
		B	0.9 49.5%	–	0.05 2.7%	0.31 17.0%	0.49 26.9%	0.07 3.8%	1.82	
12		N	116 5.5%	–	–	231 10.9%	–	1778 83.7%	2125	
		B	0.16 1.3%	–	–	11.7 93.4%	–	0.67 5.4%	12.5	

Таблица 2. Продолжение

Станция	Горизонт	N B	Bacillariophyceae			Dygnophyceae	<i>Ollicola vangoorii</i> ( <i>Calycomonas wulffii</i> )	Rest	Общая
			<i>Chaetoceros</i> (все)	<i>Rhizosolenia hebetata</i>	rest				
	В слое	N	4566 1.4%	–	144 +	18355 5.4%	264237 78.4%	49396 14.8%	336698
		B	14.7 7.5%	–	0.15 +	163.9 83.4%	13.1 6.7%	4.7 2.4%	196.55
		B <sub>c</sub>	1.0 4.3%	–	0.01 +	20.5 88.7%	1.1 4.8%	0.5 2.2%	23.1
5601	0	N	6320 4.6%	45 +	–	8667 6.4%	99757 73.2%	21486 15.8%	136275
		B	1.8 5.2%	0.8 2.3%	–	26.13 76.4%	2.8 8.2%	2.7 7.9%	34.2
5602	0	N	52256 31.9%	850 0.5%	25 +	8102 4.9%	93720 57.1%	9088 5.5%	164016
		B	3.5 4.5%	46.4 60.2%	+ +	19.5 25.4%	6.6 8.6%	0.9 1.2%	77.0
	5	N	–	1652 1.4%	–	4766 3.9%	112800 92.3%	2950 2.4%	122168
		B	–	29.6 61.2%	–	13.4 27.7%	4.0 8.3%	1.42 2.9%	48.4
	16	N	1430 50.6%	228 8.1%	325 11.5%	845 29.8%	–	–	2828
		B	3.04 34.3%	5.23 59.0%	0.05 0.6%	0.54 6.1%	–	–	8.86
	20	N	–	73 1.5%	–	1570 31.6%	2372 47.8%	949 19.1%	4964
		B	–	1.42 26.5%	–	2.85 53.4%	0.06 1.1%	1.02 19.0%	5.35
	23	N	59229 90.2%	160 0.2%	6320 9.6%	–	–	–	65709
		B	16.57 22.6%	2.02 2.7%	55.0 74.7%	–	–	–	73.6
	В слое	N	230209 15.1%	17547 1.1%	12280 0.8%	70216 4.6%	1145002 75.2%	49642 3.2%	1524896
		B	56.5 7.3%	400.0 51.6%	83.0 10.7%	170.0 21.9%	48.7 6.3%	17.2 2.2%	775.4
B <sub>c</sub>		3.8 6.2%	25.0 40.9%	5.5 9.0%	21.2 34.6%	4.0 6.5%	1.7 2.8%	61.2	
5603	0	N	121875 58.3%	8250 3.9%	6000 2.9%	5250 2.5%	60000 28.7%	7500 3.6%	208875
		B	14.7 6.1%	206.25 85.2%	1.5 0.6%	13.9 5.7%	4.2 1.7%	1.8 0.7%	242.4

Таблица 2. Продолжение

Станция	Горизонт	N B	Bacillariophyceae			Dinophyceae	<i>Ollicola vangoorii (Calycomonas wulffii)</i>	Rest	Общая	
			<i>Chaetoceros</i> (все)	<i>Rhizosolenia hebetata</i>	rest					
5604	0	N	4640 11.5%	14500 36.3%	—	2926 7.3%	5220 13.0%	12760 31.9%	40046	
		B	0.34 +	394.4 96.4%	—	10.8 2.6%	0.36 +	3.2 0.8%	409.1	
	11	N	1050 2.6%	22660 55.4%	859 2.1%	3988 9.7%	6592 16.1%	5768 14.1%	40917	
		B	1.59 0.4%	354.9 96.5%	1.0 0.3%	8.94 2.4%	0.23 +	1.03 0.3%	367.7	
	15	N	21648 76.1%	1185 4.2%	3317 11.7%	2290 8.0%	—	—	28440	
		B	4.7 11.9%	29.2 4.1%	0.28 0.7%	5.26 13.3%	—	—	39.44	
	В слое	N	76690 13.1%	252070 43.2%	13078 2.2%	50583 8.7%	78150 13.4%	113440 19.4%	584011	
		B	23.2 0.5%	4889.4 96.1%	8.1 0.2%	137.0 2.7%	3.7 +	25.3 0.5%	5086.7	
		B <sub>c</sub>	1.6 0.5%	326.0 93.8%	0.5 +	17.1 4.9%	0.3 +	2.5 0.7%	348.0	
	5605	0	N	5120 30.8%	4076 24.5%	330 2.0%	1436 8.6%	3960 23.8%	1708 10.3%	16630
			B	1.0 0.9%	102.1 93.2%	0.25 0.2%	5.03 4.6%	0.28 0.2%	0.83 0.8%	109.5
		17	N	6765 39.5%	8820 51.5%	55 0.3%	1485 8.7%	—	—	17125
B			11.45 6.7%	150.4 88.7%	0.05 +	7.68 4.5%	—	—	169.6	
33		N	83205 98.9%	237 0.3%	631 0.7%	39 +	—	—	84112	
		B	17.4 57.2%	9.4 30.9%	3.6 11.8%	0.02 +	—	—	30.42	
В слое		N	820782 75.0%	182072 16.6%	8760 0.8%	37020 3.3%	33660 3.0%	14518 1.3%	1096812	
		B	336.6 8.5%	3424.6 86.2%	31.7 0.8%	169.6 4.3%	2.4 +	7.0 0.2%	3971.9	
		B <sub>c</sub>	22.4 8.1%	228.3 83.1%	2.1 0.8%	21.2 7.7%	0.2 +	0.7 0.2%	274.9	

Таблица 2. Продолжение

Станция	Горизонт	N B	Bacillariophyceae			Dinophyceae	<i>Ollicola vangoorii</i> ( <i>Calycomonas wulffii</i> )	Rest	Общая
			<i>Chaetoceros</i> (все)	<i>Rhizosolenia hebetata</i>	rest				
5606	0	N	27118	1107	65	1302	—	8130	37722
			71.9%	2.9%	0.2%	3.4%	21.6%		
	B	20.9	32.1	0.05	5.1	—	0.92	59.1	
		35.4%	54.3%	+	8.6%	1.6%			
	15	N	14470	376	965	750	697	6968	24226
			59.6%	1.6%	4.0%	3.1%	2.9%	28.8%	
	B	14.6	11.1	0.6	1.74	0.03	0.1	28.2	
		51.8%	39.5%	2.1%	6.2%	0.1%	0.3%		
	33	N	18468	108	270	881	638	54	20419
			90.4%	0.5%	1.3%	4.3%	3.1%	0.3%	
	B	4.4	2.2	0.5	4.5	0.02	0.03	11.65	
		37.8%	18.9%	4.3%	38.5%	0.2%	0.3%		
B слое	N	608352	15478	18840	52209	17243	176433	888555	
		68.5%	1.7%	2.1%	5.9%	1.9%	19.9%		
	B	437.3	443.7	14.8	107.5	0.7	8.8	1012.8	
		43.2%	43.8%	1.5%	10.6%	+	0.9%		
	B <sub>c</sub>	29.2	29.6	1.0	13.4	0.06	0.9	74.2	
		39.4%	39.9%	1.3%	18.1%	+	1.2%		
5608	0	N	20119	1023	1364	2728	—	2869	28103
			71.6%	3.6%	4.8%	9.7%	10.2%		
	B	29.1	22.1	1.0	27.7	—	0.71	80.6	
		36.1%	27.4%	1.2%	34.4%	0.9%			
	8	N	43770	390	2114	754	—	—	47028
			93.1%	0.8%	4.5%	1.6%	—	—	
	B	72.8	12.4	1.8	6.5	—	—	93.5	
		77.9%	3.2%	1.9%	7.0%	—	—		
	33	N	49658	—	248	1302	—	403	51611
			96.2%	—	0.5%	2.5%	—	0.8%	
	B	7.9	—	0.4	1.25	—	0.05	9.6	
		82.3%	—	4.2%	13.0%	—	0.5%		
B слое	N	1423406	10527	4343	38428	—	16514	1493218	
		95.3%	0.7%	0.3%	2.6%	—	1.1%		
	B	1416.4	293.0	38.7	233.6	—	3.5	1985.2	
		71.4%	14.7%	1.9%	11.8%	—	0.2%		
	B <sub>c</sub>	94.4	19.5	2.6	29.2	—	0.3	146.0	
		64.8%	13.4%	1.8%	20.0%	—	0.2%		

Таблица 2. Продолжение

Станция	Горизонт	N B	Bacillariophyceae			Dinophyceae	<i>Ollicola vangoorii (Calycomonas wulffii)</i>	Rest	Общая	
			<i>Chaetoceros</i> (все)	<i>Rhizosolenia hebetata</i>	rest					
5607	0	N	14314 39.3%	–	33 +	3478 9.5%	3081 8.4%	15570 42.7%	36476	
		B	11.6 35.6%	–	0.02 +	19.0 58.3%	0.07 0.2%	1.9 5.8%		
	10	N	3822 46.8%	260 3.2%	–	2472 30.2%	–	1618 19.8%	8172	
		B	6.5 27.9%	5.6 23.9%	–	10.8 46.1%	–	0.5 2.1%		
	20	N	1705 18.5%	–	341 3.7%	2728 29.7%	341 3.7%	4092 44.4%	9207	
		B	0.2 1.8%	–	0.1 0.9%	6.5 58.5%	0.02 0.2%	4.3 38.6%		
	30	N	448 19.8%	56 2.5%	–	744 32.8%	–	1018 44.9%	2266	
		B	1.05 21.9%	0.75 15.6%	–	2.6 54.2%	–	0.4 8.3%		
	В слое	N	129080 35.1%	2880 0.8%	3575 1.0%	73110 9.9%	–	140040 8.1%	367500	
		B	130.3 24.3%	63.5 11.9%	1.1 0.2%	281.0 52.5%	–	59.5 11.0%		
		B <sub>c</sub>	8.6 17.2%	4.2 8.4%	0.07 0.1%	31.2 62.2%	–	6.0 12.0%		
	5602-2	0	N	1204 1.5%	10014 12.7%	–	11160 14.0%	42140 52.9%	15077 18.9%	79595
			B	0.12 +	200.3 79.0%	–	44.0 17.3%	2.9 1.1%	6.4 2.5%	
		10	N	–	924 10.8%	2600 30.2%	1882 21.8%	1032 12.0%	2164 25.2%	8602
			B	–	18.5 87.3%	1.3 6.1%	1.2 5.7%	0.05 0.2%	0.15 0.7%	
20		N	350 19.2%	100 5.5%	25 1.4%	25 1.4%	–	1325 72.5%	1824	
		B	0.21 8.8%	2.0 83.4%	0.01 0.4%	0.015 0.6%	–	0.16 6.7%		
В слое		N	7770 1.6%	59810 12.1%	26125 5.3%	74745 15.2%	221020 44.8%	103650 21.0%	493120	
		B	1.65 0.1%	1226 80.5%	13.5 0.9%	232.1 15.2%	15.0 1.0%	34.3 2.2%		
		B <sub>c</sub>	0.1 +	81.7 70.3%	0.9 0.8%	29.0 24.9%	1.25 1.1%	3.4 2.9%		

Таблица 2. Окончание

Станция	Горизонт	N B	Bacillariophyceae			Dinophyceae	<i>Ollicola vangoorii (Calycomonas wulffii)</i>	Rest	Общая	
			<i>Chaetoceros</i> (все)	<i>Rhizosolenia hebetata</i>	rest					
5606-2	0	N	9860 53.9%	2926 16.0%	1414 7.7%	870 4.9%	1160 6.3%	2056 11.2%	18322	
		B	30.0 32.5%	58.5 3.3%	1.0 1.1%	1.5 1.6%	0.08 +	1.3 1.4%		92.4
	10	N	7816 44.9%	1196 6.9%	3901 2.4%	1880 10.8%	1625 9.3%	997 5.7%	17415	
		B	6.8 16.0%	23.9 56.1%	0.74 1.7%	10.7 25.1%	0.08 0.2%	0.34 0.8%		42.6
	33	N	33200 96.8%	240 0.7%	—	825 2.4%	—	35 0.1%	34300	
		B	7.4 54.8%	4.8 35.6%	—	1.2 8.9%	—	0.09 0.7%		13.5
	В слое	N	560064 74.8%	37124 4.9%	71437 9.5%	17257 2.3%	36612 4.9%	27133 3.6%	749627	
		B	347.3 26.1%	742.1 55.8%	25.7 1.9%	197.8 14.9%	1.3 0.1%	16.0 1.2%		1330.2
		B <sub>c</sub>	23.2 23.0%	49.5 49.2%	1.7 1.7%	24.7 24.5%	0.1 0.1%	1.5 1.5%		100.7

+ менее 0.1%.

трирован в верхнем перемешенном слое (рис. 5). В придонном слое той же станции помимо спор *C. socialis* (58% от общего числа клеток *Chaetoceros*), 21% составляли споры *C. debilis* и 21% приходился на долю спор *C. furcellatus*, *C. compressus* и *C. diadema*. *O. vangoorii*, иногда в сочетании с *Katodinium rotundatum* (объем клетки ~200 мкм<sup>3</sup>), определял численность фитопланктона на всех станциях южной части разреза (5598–5602).

К северу от ст. 5602 во внешней части шельфа вплоть до кромки льда численность фитопланктона уменьшалась. В этом районе по численности доминировали разные виды *Chaetoceros*: *C. diadema* (объем клетки от 1000 до 6000 мкм<sup>3</sup>), *C. debilis* (от 300 до 2500 мкм<sup>3</sup>), *C. compressus* (1000–2000 мкм<sup>3</sup>), *C. socialis* (100–200 мкм<sup>3</sup>) и др. (табл. 2). Все виды *Chaetoceros* были представлены вегетативными клетками, клетками на разных стадиях спорообразования и спорами. Клетки, готовые к спорообразованию, и споры составляли от 40 до 100% численности и концентрировались, как правило, в нижних слоях водной толщи (рис. 5, табл. 2).

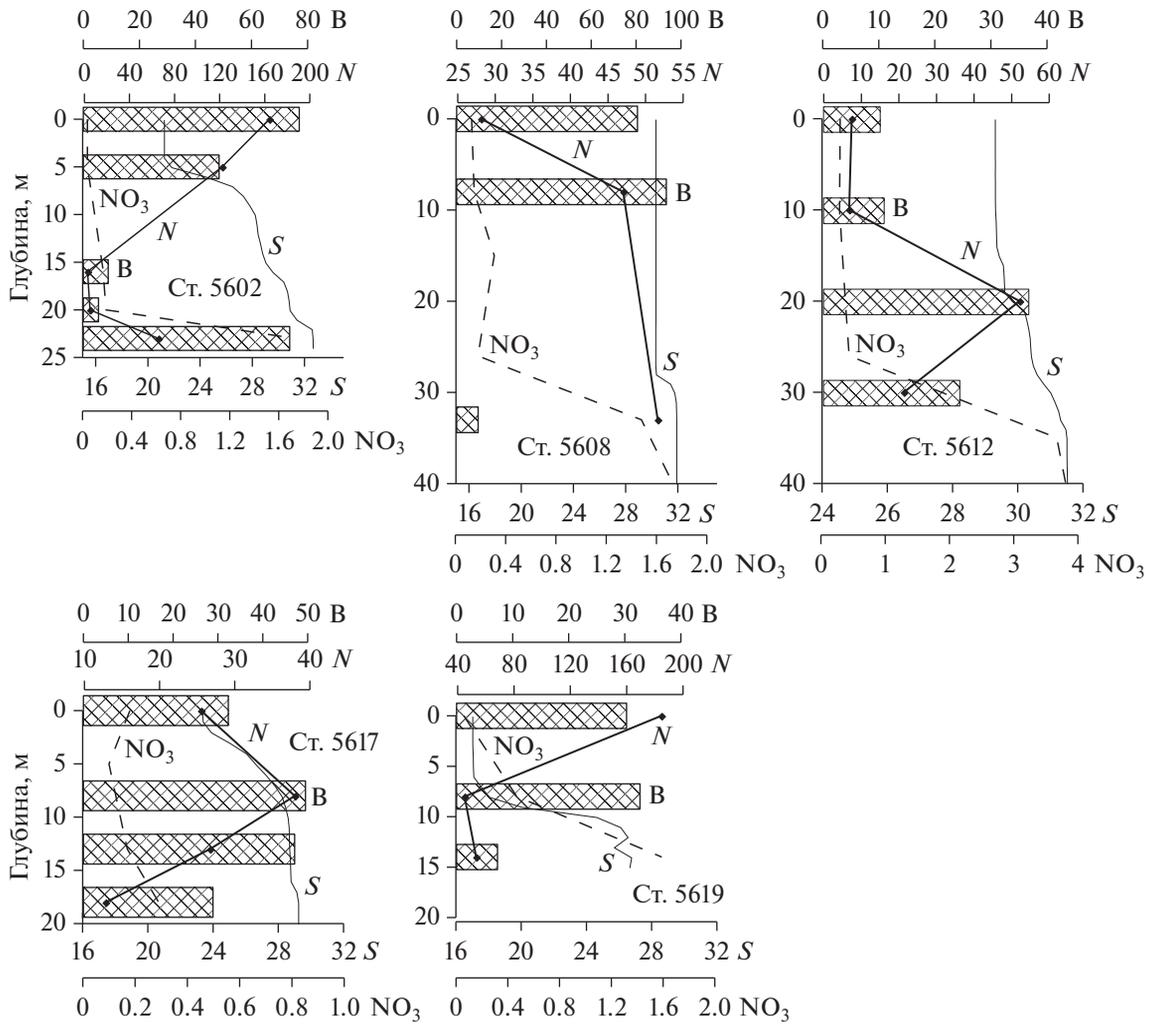
Исключением из общей картины была ст. 5604 в центральной части разреза, где соленость в верхнем слое возрастала до значений >25 PSU, что можно рассматривать как внешнюю границу области речного плюма. Здесь доминировала *Rhi-*

*zosolenia hebetata* f. *semispina* со средним объемом клеток ~19000 мкм<sup>3</sup> (табл. 2), ее вклад в общую численность фитопланктона достигал 44%.

Изменения биомассы фитопланктона на разрезе были более резко выражены, чем колебания численности и составляли от 16.4 до 339.1 мг/м<sup>3</sup>. Низкая биомасса (16–20 мг/м<sup>3</sup>, ~550 мг/м<sup>2</sup>) была связана с областью сильно выраженного воздействия речного стока и доминирования мелкоклеточного фитопланктона (южнее ст. 5602), а также отмечена на самой северной станции разреза 5607, сделанной непосредственно у границы многолетнего льда (рис. 4а, табл. 2).

Основной вклад в биомассу на южных станциях вблизи эстуария Индигирки вносили малочисленные крупноразмерные динофлагелляты: *Dinophysis acuminata*, *D. arctica* (средний объем клеток 24000 и 14000 мкм<sup>3</sup> соответственно), *Prorocentrum baltica* (2000–2500 мкм<sup>3</sup>).

Самая высокая биомасса фитопланктона, 339.1 мг/м<sup>3</sup> (5086 мг/м<sup>2</sup>), зарегистрирована в центральной области шельфа (ст. 5604) и определялась массовым развитием *Rhizosolenia hebetata* f. *semispina*. Вклад вида в общую биомассу составлял 96.1%. Этот же вид вносил наибольший вклад в биомассу на соседних станциях 5602, 5603, 5605 южнее и севернее (табл. 2). Основная часть его



**Рис. 5.** Вертикальное распределение солёности ( $S$ , PSU), нитратного азота ( $\text{NO}_3$ ,  $\mu\text{M}$ ) численности ( $N \times 10^3$  кл/л) и биомассы ( $B$ ,  $\text{мг}/\text{м}^3$ ) фитопланктона на станциях Индигорского (ст. 5602, 5608) и Колымского (ст. 5612, 5617, 5619) разрезов.

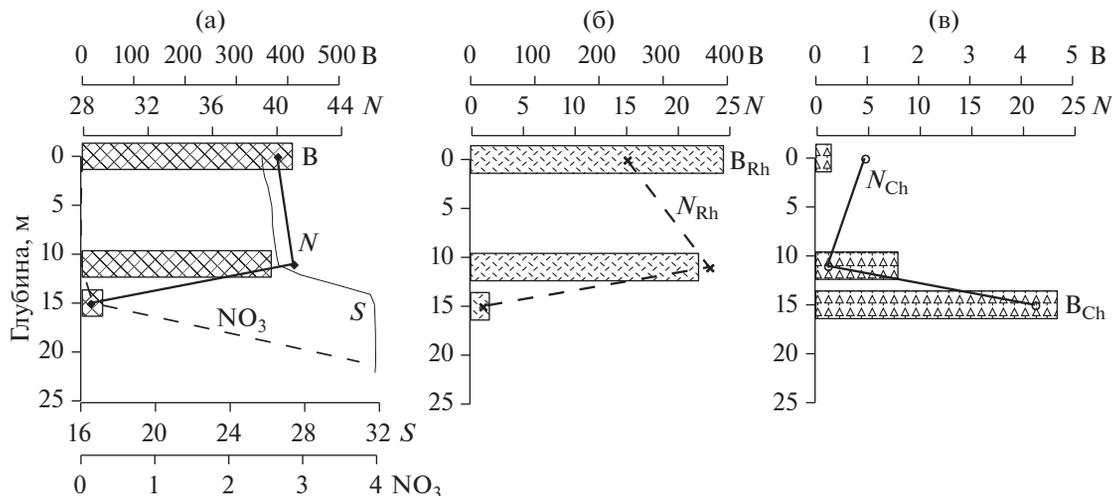
популяции была сконцентрирована в верхнем перемешанном слое и в верхней части пикноклина (рис. 6). На станциях 5604 и 5606 равнозначный вклад в биомассу наряду с *R. hebetata f. semispina* вносили несколько видов *Chaetoceros* (рис. 6). На ст. 5608 виды рода *Chaetoceros* доминировали в биомассе, также как и в численности. На ст. 5607 у кромки льда увеличилась численность крупных гетеротрофных динофлагеллят родов *Protoperidinium* и *Gyrodinium*, вклад которых в общую биомассу фитопланктона в столбе воды составлял 52.5% (табл. 2).

Между станциями 5607 и 5608 в воде, свободной ото льда, была отобрана проба из поверхностного слоя. Здесь, так же как на ст. 5608, в фитоценозе и по числу клеток, и по биомассе доминировали виды рода *Chaetoceros*, при этом 87% общей численности и 90.2% общей биомассы фитопланктона приходилось на долю *C. diadema*. По

состоянию клеток *C. diadema* было очевидно, что популяция находилась в начале перехода в покоящуюся стадию: более 40% клеток вида находились в состоянии спорообразования и в виде спор. В пробах в большом количестве встречены мертвые клетки *C. diadema*. Подобное соотношение вегетативных клеток и спор также наблюдалось в популяции *C. debilis*.

На двух станциях Индигорского разреза (5602 и 5606) отбор проб был проведен дважды с интервалом в 5 сут, что позволило оценить возможные изменения структурных параметров фитоценоза в этих точках.

На ст. 5602\_2 общая численность фитопланктона по сравнению с первыми наблюдениями уменьшилась в три раза в основном за счет пятикратного сокращения численности *Ollicola vancouverii*. При этом вид сохранял доминирование по численности и составлял 44.8% общего числа



**Рис. 6.** Вертикальное распределение солености ( $S$ , PSU), нитратного азота ( $\text{NO}_3$ ,  $\mu\text{M}$ ) общей численности ( $N \times 10^3$  кл/л) и биомассы ( $B$ ,  $\text{мг}/\text{м}^3$ ) фитопланктона (а), численности ( $N_{\text{Rh}} \times 10^3$  кл/л) и биомассы ( $B_{\text{Rh}}$ ,  $\text{мг}/\text{м}^3$ ) видов рода *Rhizosolenia* (б), численности ( $N_{\text{Ch}} \times 10^3$  кл/л) и биомассы ( $B_{\text{Ch}}$ ,  $\text{мг}/\text{м}^3$ ) видов рода *Chaetoceros* (в) на ст. 5604 Индигирского разреза.

клеток водорослей (табл. 2) На фоне снижения численности водорослей биомасса фитопланктона увеличилась в два раза, что определялось более чем трехкратным возрастанием обилия крупноразмерного вида *Rhizosolenia hebetata* f. *semispina*. Максимум численности вида был приурочен к верхнему перемешанному слою и верхней части пикноклина.

Повторные наблюдения на ст. 5606 (ст. 5606\_2) выявили незначительное (в 1.2 раза) уменьшение общей численности фитопланктона, в основном связанное с сокращением численности динофлагеллят и жгутиковых. Численность *Chaetoceros* практически не изменилась, и они составляли 74.7% общей численности фитопланктона. Доминирующие виды *Chaetoceros diadema*, *C. debilis* и *C. socialis* были представлены главным образом в виде спор. Основная часть популяций этих видов концентрировалась в нижнем слое водной толщи. На горизонте 33 м виды рода *Chaetoceros* составляли 96.8% общей численности и 55% общей биомассы фитопланктона.

Параллельно со снижением численности водорослей на ст. 5606\_2 по сравнению со ст. 5606 было зарегистрировано увеличение их биомассы в 1.3 раза. Это определялось ростом обилия крупноклеточного вида *Rhizosolenia hebetata* f. *emispina*. Вид занял доминирующее положение в биомассе фитопланктона (55.8% общей биомассы фитопланктона, табл. 2) и был сконцентрирован, как и в первоначальных наблюдениях, в верхнем перемешанном слое и в верхней части пикноклина.

Наблюдаемые изменения фитопланктонных сообществ на станциях 5602 и 5606 скорее следует

рассматривать как следствие пространственной неравномерности структурных характеристик фитоценоза и адвекции, чем как показатели возможных временных перестроек.

### Колымский разрез

В районе, прилежащем к эстуарию Колымы, при поверхностной солености 17–19 PSU и температуре 6.0–6.8°C наблюдалась четко выраженная стратификация водной толщи (рис. 26). Верхняя граница скачка плотности лежала на глубине 3–6 м. Градиент солености составлял от 1 до 1.6 PSU на метр. Область, занятая речным плюмом (за его внешнюю границу принята поверхностная соленость 25 PSU), на Колымском разрезе имела в два раза меньшую широтную протяженность, чем на Индигирском — 150 и 300 км, соответственно. Между станциями 5617 и 5618 поверхностная соленость возрастала на 4 PSU. Далее по разрезу гидрофизические условия становились специфичными, существенно отличными от других районов сибирского арктического шельфа [14–17]. На ст. 5617 верхний однородный слой отсутствовал, слой скачка начинался непосредственно у поверхности и занимал верхние 10 м. Градиент солености в слое скачка не превышал 0.5 PSU на метр. Севернее ст. 5617 на участке акватории широтной протяженностью почти 200 км (станции 5614–5616) вся толща воды от поверхности до дна представляла собой однородный слой с соленостью около 28 PSU (рис. 26). Практически однородным в этой области было и вертикальное распределение температуры, которая снижалась от 6°C на юге до 3°C на севере. Только на ст. 5613

на глубине 15 м появлялся слой скачка солености и температуры, в котором соленость повышалась на 2.4 PSU, температура понижалась с +3.2 до -0.5°C. На станции 5612, ближайшей к кромке льда, слой скачка солености был выражен очень слабо, температура в верхнем перемешанном слое снижалась до <1°C (рис. 26).

Зарегистрированная гидрофизическая структура на Колымском разрезе позволяет говорить о том, что он пересекал характерную для Восточно-Сибирского шельфа специфическую восточную область, находящуюся под существенным воздействием адвекции вод с востока.

Содержание нитратного азота в верхнем двадцатиметровом слое на Колымском разрезе было значительно ниже, чем на Индигирском разрезе, и варьировало, в основном, от 0.1 до 0.3 мМ. (рис. 3б). Концентрация кремния, напротив, была повсеместно выше и изменялась в пределах от 10 до 28 мМ (рис. 3б). Максимальные концентрации были отмечены в самой южной части разреза в зоне воздействия стока р. Колымы. Концентрации аммонийного азота в верхнем 20-метровом слое варьировали от 0.2 до 0.8 мМ.

Изменения численности фитопланктона на Колымском разрезе превышали порядок величин — от  $7.7 \times 10^3$  кл/л на ст. 5615 до  $90.9 \times 10^3$  кл/л на ст. 5619. Величины биомассы варьировали в меньших пределах — от 9.4 мг/м<sup>3</sup> на ст. 5613 до 42.1 мг/м<sup>3</sup> на ст. 5617 (рис. 4б).

Высокими численностью и биомассой водорослей характеризовался район шельфа, прилегающий к эстуарию Колымы, с соленостью от 17.0 до 19.3 PSU (станции 5618–5620, рис. 2б, 4б). Основу численности здесь составляли три мелко-клеточных вида: *Ollicola vangoorii*, *Skeletonema costatum* и *Cylindroteca closterium*. Наибольший вклад в биомассу вносили несколько видов динофлагеллят родов *Gymnodinium* и *Dynophysis*.

Резкие изменения видового состава и биомассы фитопланктона наблюдались сразу же за внешней границей области, в наибольшей степени опресненной стоком Колымы, где соленость возростала на 4 PSU и практически исчезала вертикальная стратификация водной толщи. На самой внешней границе опресненной области (ст. 5617) зарегистрирована наиболее высокая на разрезе биомасса водорослей — от 42.1 мг/м<sup>3</sup> в среднем для столба воды (рис. 4б, табл. 3). По численности и биомассе на ст. 5617 доминировала *Dyctiocha speculum* — вид-космополит, характерный и для прибрежных, и для открытых вод, редко образующий высокие по плотности скопления. Максимальная численность вида ( $5.9 \times 10^3$ – $9.1 \times 10^3$  кл/л) зарегистрирована на горизонтах 8 и 13 м при солености 26–28 PSU и температуре 5.5–6.0°C. (рис. 5, табл. 3). Далее к северу в области шельфа, где отсутствовала или была слабо выражена страти-

фикация водной толщи, численность и биомасса фитопланктона были существенно ниже. Биомассу определяли малочисленные крупные гетеротрофные виды динофлагеллят. Во всех пробах наблюдалось большое количество мелких гетеротрофных жгутиковых, часто концентрирующихся на отмирающих клетках водорослей. В нижнем слое были обнаружены солоноватоводные виды *Actinocyclus octonarius*, *Navicula distans*, *N. directa*, *Gyrosigma macrum*.

Область с относительно высокими количественными характеристиками фитопланктона была отмечена вблизи кромки льда (ст. 5612). (рис. 4б, табл. 3). Здесь основным компонентом фитопланктона были несколько видов рода *Chaetoceros* (*C. diadema*, *C. debilis*, *C. gracilis*, *C. socialis*). Также как на Индигирском разрезе в популяциях всех видов *Chaetoceros* (за исключением *C. gracilis*) наблюдалось большое число спор и мертвых клеток (до 48% от общего числа живых и мертвых клеток). Максимальная численность и биомасса водорослей рода *Chaetoceros* зарегистрированы в нижних слоях водной толщи. Появление в фитоцене значительного числа *C. gracilis* — один из показателей отмирания более крупноразмерных видов, на которых часто поселяются одиночные клетки *C. gracilis*.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ состава фитопланктона западной и восточной частей Восточно-Сибирского моря в первой декаде сентября показал, что он типичен для Сибирских Арктических морей в летне-осенний сезон [14–19, 27]. Наиболее разнообразными по таксономическому составу группами были динофлагелляты и диатомеи (табл. 1). В [27] отмечено очевидное преобладание диатомовых водорослей в фитоценозах западной части Восточно-Сибирского моря, что, вероятнее всего, связано с использованными методами отбора и фиксации материала.

По численности и биомассе практически повсеместно, кроме области внутреннего шельфа, доминировали диатомеи (табл. 2, 3). Характерным для двух квазимеридональных разрезов, пересекающих области внутреннего и внешнего шельфа в западной и восточной частях бассейна, было доминирование на мелководье вблизи эстуариев Индигирки и Колымы мелкоклеточного фитопланктона, основу которого составляли *Ollicola vangoorii* (класс Chrysophyceae), *Katodinium rotundata* (класс Dinophyceae) и мелкая диатомовая водоросль *Skeletonema costatum*. Эта структурная особенность фитоценоза наблюдалась на фоне солености от 16–18 до 23–24 PSU, резко выраженного слоя скачка плотности/солености на глубине 3–6 м, низкого содержания биогенных элементов и высокой концентрации взвеси. Пресно-

**Таблица 3.** Колымский разрез. Численность ( $N$ , кл/л, %), биомасса ( $B$ , мг/м<sup>3</sup>, %), биомасса в углероде ( $B_c$ , мг/м<sup>3</sup>, %) основных видов/групп фитопланктона на горизонтах отбора проб. Численность ( $N \times 10^3$  кл/м<sup>2</sup>, %), биомасса ( $B$ , мг/м<sup>2</sup>, %) и биомасса в углероде  $B_c$  (мг/м<sup>2</sup>, %) в столбе воды. *Ollicola vangoorii* (W. Conrad) Vørs, 1992 (*Calycomonas wulffii*)

Станции	Горизонт		Bacillariophyceae				Dy-no-phyceae	Silico-phyceae	Ollicola (Calycomonas)	Rest	Общая	
			<i>Chaetoceros</i>	<i>Skeleto-nema</i>	<i>Cylindro-teca</i>	rest						
5612	0	$N$	1072 14.4%	–	1650 22.2%	–	1594 21.4%	–	–	3107 41.9%	7423	
		$B$	2.0 19.9%	–	0.6 5.9%	–	7.3 72.5%	–	–	0.17 1.7%	10.1	
	10	$N$	2448 36.3%	–	2240 33.4%	48 0.7%	592 8.6%	–	560 8.2%	840 12.8%	6728	
		$B$	4.0 37.0%	–	0.9 8.3%	0.53 43.9%	5.14 47.6%	–	0.02 0.6%	0.17 1.6%	10.8	
	20	$N$	31898 61.2%	–	13974 26.8%	–	1700 3.3%	–	–	4550 8.7%	52122	
		$B$	27.2 74.3%	–	5.6 51.3%	–	3.0 8.2%	–	–	0.78 2.2%	36.6	
	30	$N$	17236 80.8%	–	1428 6.7%	–	2297 10.8%	–	–	357 1.7%	21318	
		$B$	17.9 73.6%	–	0.6 2.4%	–	5.7 23.4%	–	–	0.1 0.4%	24.3	
	В слое	$N$	435000 59.4%	–	177530 24.2%	480 0.1%	42375 5.8%	–	5600 0.8%	71220 9.7%	732505	
		$B$	411.5 63.8%	–	71.0 11.0%	5.3 0.8%	146.3 22.7%	–	0.2 +	10.85 1.7%	645.2	
		$B_c$	27.4 50.3%	–	4.5 8.2%	0.3 1.8%	20.8 37.2%	–	0.02 +	1.4 2.5%	54.4	
5613	0	$N$	3877 42.3%	–	–	788 8.6%	2768 30.2%	–	–	1734 18.9%	9167	
		$B$	7.3 48.2%	–	–	1.83 12.1%	5.5 36.4%	–	–	0.5 3.3%	15.13	
	15	$N$	5141 32.8%	–	477 3.0%	–	1457 9.3%	–	–	8611 54.9%	15686	
		$B$	4.7 68.1%	–	0.2 2.5%	–	1.6 23.5%	–	–	0.43 6.2%	6.9	
	25	$N$	2926 36.2%	–	1672 20.7%	108 1.4%	1290 15.9%	–	–	2090 25.8%	8086	
		$B$	0.2 3.0%	–	0.7 10.2%	5.13 74.9%	0.35 5.1%	–	–	0.47 6.8%	6.85	
	В слое	$N$	107970 35.4%	–	14322 4.7%	6450 2.1%	45422 14.9%	–	–	131092 42.9%	305256	
		$B$	114.5 48.9%	–	5.7 2.4%	39.4 16.8%	63.0 26.9%	–	–	11.5 4.9%	234.0	
		$B_c$	7.6 36.8%	–	0.4 1.9%	2.2 10.6%	9.3 45.0%	–	–	1.15 5.6%	20.65	
	5614	0	$N$	31 2.0%	–	750 49.8%	–	31 2.5%	–	–	694 46.2%	1506
			$B$	0.08 0.7%	–	0.3 1.8%	–	0.3 1.8%	–	–	15.9 95.7%	16.6
$B_c$		0.06 3.9%	–	0.02 1.4%	–	0.04 2.6%	–	–	1.4 98.1%	1.52		

Таблица 3. Продолжение

Станции	Горизонт		Bacillariophyceae				Dy-no- phyceae	Silico- phyceae	Ollicola (Calycomonas)	Rest	Общая	
			<i>Chaetoceros</i>	<i>Skeleto- nema</i>	<i>Cylindro- teca</i>	rest						
5615	0	N	–	–	335 4.4%	–	2404 31.8%	118 1.6%	670 8.9%	4020 53.3%	7547	
		B	–	–	0.13 0.6%	–	16.8 84.8%	0.5 2.5%	0.05 0.5%	2.3 11.6%	19.8	
	10	N	114 2.1%	1378 24.1%	285 5.0%	–	971 17.0%	256 4.5%	689 12.0%	2015 35.3%	5708	
		B	0.05 0.4%	0.15 1.1%	0.1 0.1%	–	11.8 88.8%	1.02 7.9%	0.01 0.07%	0.14 1.0%	13.3	
	15	N	–	–	12210 86.8%	644 4.6%	414 2.9%	140 1.1%	330 2.3%	330 2.3%	14068	
		B	–	–	4.9 14.6%	26.6 79.5%	1.0 3.0%	0.56 1.7%	0.01 0.1%	0.38 1.1%	33.45	
	В слое	N	855 1.0%	10335 8.9%	34337 29.6%	1610 1.4%	20338 17.6%	2860 2.4%	9343 8.0%	36037 31.1%	115715	
		B	0.38 0.2%	1.13 0.4%	13.65 4.7%	66.5 22.8%	184.1 63.2%	11.4 3.9%	0.35 0.2%	13.5 4.6%	291.0	
		B <sub>c</sub>	0.3 1.0%	0.07 0.3%	0.9 2.9%	4.2 13.5%	23.0 74.2%	1.1 3.5%	0.03 0.2%	1.4 4.5%	31.0	
	5616	0	N	990 15.6%	87 1.4%	–	29 0.6%	1911 30.1%	174 2.7%	–	3144 49.6%	6335
			B	0.3 3.6%	0.01 0.2%	–	1.0 11.9%	3.2 38.2%	0.7 8.3%	–	3.17 37.8%	8.38
			B <sub>c</sub>	0.02 2.8%	+	–	0.07 9.3%	0.4 53.3%	0.06 8.0%	–	0.2 26.6%	0.75
5617	0	N	341 1.5%	5115 20.0%	–	–	1624 6.4%	3410 13.3%	7161 28.1%	7843 30.7%	25494	
		B	0.13 0.5%	0.61 1.9%	–	–	15.16 46.9%	13.64 42.2%	0.5 1.5%	2.28 7.0%	32.32	
	8	N	–	7916 20.8%	754 2.0%	29 0.1%	2465 6.5%	9105 24.0%	754 2.0%	16964 44.6%	37987	
		B	–	1.0 2.0%	0.3 0.6%	0.15 0.3%	8.17 16.5%	36.4 73.5%	0.03 0.1%	3.44 6.9%	49.5	
	13	N	455 1.78%	1365 5.1%	8189 30.7%	35 0.2%	7104 26.6%	5914 22.1%	–	3640 13.6%	26702	
		B	0.02 0.1%	0.15 0.3%	3.3 7.0%	0.35 0.7%	17.9 38.0%	23.66 50.2%	–	1.74 3.7%	47.1	
	18	N	968 7.6%	1452 11.4%	7744 60.7%	1107 8.6%	525 4.1%	968 7.6%	–	–	12764	
		B	0.05 0.2%	0.06 0.3%	3.1 10.7%	21.45 74.2%	0.43 1.5%	3.8 13.1%	–	–	28.9	
	В слое	N	6059 1.3%	79069 15.5%	65206 12.7%	3130 0.6%	59351 11.6%	104812 20.5%	33545 6.5%	159838 31.3%	514311	
		B	0.74 0.1%	9.6 1.3%	26.2 3.4%	56.3 7.4%	204.3 26.9%	419.0 55.2%	2.2 0.3%	40.2 5.3%	758.5	
		B <sub>c</sub>	0.05 0.1%	1.9 2.4%	1.6 2.0%	3.5 4.4%	25.5 32.4%	41.8 53.3%	0.2 0.3%	4.0 5.1%	78.6	

Таблица 3. Окончание

Станции	Горизонт		Bacillariophyceae				Dy-no- phyceae	Silico- phyceae	Ollicola (Calycos- monas)	Rest	Общая	
			<i>Chaetoceros</i>	<i>Skeleto- nema</i>	<i>Cylindro- teca</i>	rest						
5618	0	N	–	10346 18.8%	–	–	3154 5.7%	726 1.4%	23648 43.1%	16997 31.0%	54871	
		B	–	1.24 3.5%	–	–	12.1 34.9%	2.9 8.3%	1.0 3.0%	17.45 50.3%	34.7	
		B <sub>c</sub>	–	0.08 2.8%	–	–	1.5 42.9%	0.24 6.8%	0.08 2.3%	1.6 45.7%	3.5	
5619	0	N	–	14553 7.9%	–	5666 3.1%	1882 1.0%	–	159390 86.3%	3111 1.7%	184602	
		B	–	1.6 5.3%	–	4.07 13.3%	6.5 21.4%	–	6.5 21.4%	11.65 38.4%	30.32	
	8	N	1132 2.5%	5712 12.7%	357 0.8%	31 +	4482 10.0%	155 0.3%	29274 65.5%	3667 8.2%	44810	
		B	2.8 8.5%	0.36 1.1%	0.14 0.4%	2.2 6.7%	21.5 65.7%	0.6 1.9%	1.2 3.7%	3.9 11.9%	32.7	
	14	N	1040 2.0%	46276 87.6%	4160 7.8%	80 0.15%	–	–	520 1.0%	1039 1.9%	53115	
		B	0.18 2.5%	3.17 43.5%	1.7 23.4%	1.82 24.9%	–	–	0.02 0.3%	0.38 5.3%	7.3	
	В слое	N	11044 0.9%	295236 23.2%	14979 1.2%	23121 1.8%	42334 3.3%	1085 +	844038 66.3%	41230 3.2%	1273067	
		B	20.14 5.4%	18.4 4.9%	6.0 1.6%	37.1 10.0%	176.3 47.5%	4.3 1.1%	34.5 9.3%	75.0 20.2%	371.8	
		B <sub>c</sub>	1.4 3.6%	1.2 3.1%	0.4 1.0%	2.3 5.9%	22.8 58.7%	0.4 1.0%	2.9 7.4%	7.5 19.3%	38.9	
	5620	0	N	–	45436 41.0%	–	2537 2.7%	3259 2.8%	614 0.5%	54488 49.1%	4298 3.9%	110632
			B	–	5.68 16.3%	–	5.74 16.4%	17.6 50.5%	2.45 7.0%	2.2 6.3%	1.2 3.5%	34.9
		9	N	849 4.5%	9622 51.2%	1698 9.0%	945 5.0%	849 4.5%	568 3.0%	1420 7.5%	2840 15.1%	18791
B			0.08 1.0%	0.94 12.4%	0.7 9.2%	1.0 13.2%	1.12 14.8%	2.27 30.1%	0.05 0.8%	1.4 18.5%	7.56	
В слое		N	3820 0.7%	247761 42.5%	7641 1.2%	15669 2.7%	18486 3.1%	5319 0.9%	251586 43.2%	32121 5.5%	582403	
		B	0.36 0.5%	29.8 15.6%	3.15 1.6%	30.3 15.9%	84.24 44.0%	21.2 11.0%	10.1 5.3%	11.7 6.0%	190.8	
		B <sub>c</sub>	0.02 0.1%	2.0 10.7%	0.2 1.0%	1.9 10.2%	10.5 43.9%	2.1 11.2%	0.8 4.2%	1.2 6.4%	18.7	

+ менее 0.1%.

водная флора на ближайших к эстуариям станциях обоих разрезов не была обнаружена, что, вероятнее всего, связано с тем, что соленость в исследованных районах внутреннего шельфа превышала значения 15 PSU, при которых могут существовать пресноводные виды водорослей [14, 16, 17, 19]. Отсутствие пресноводных видов на внутреннем шельфе юго-западной части Восточно-Сибир-

ского моря при солености >15 PSU явствует и из данных [27].

Численность и биомасса фитопланктона в первой декаде сентября на всей исследованной акватории были крайне низкими, существенно ниже, чем на шельфе Карского моря и моря Лаптевых в аналогичный сезон [14–17]. Об этом же свидетельствуют данные измерений интеграль-

ной первичной продукции и концентрации хлорофилла [6, 7].

Биомасса фитопланктона в западной части Восточно-Сибирского моря на Индигирском разрезе была существенно выше, чем восточной части на Колымском разрезе, при сравнимом уровне численности (рис. 4, табл. 2, 3). Соответствующие цифры составляют 16.4–339.1 против 9.4–42.1 мг/м<sup>3</sup> и 11.9–66.3 × 10<sup>6</sup> против 7.7–90.3 × 10<sup>6</sup> кл/м<sup>3</sup>. При этом вклад динофлагеллят в биомассу фитоплана на Индигирском разрезе был выше (табл. 2, 3). Высокие концентрации фитопланктона на Индигирском разрезе в основном тяготели к верхнему 5–10 м слою водной толщи, на Колымском разрезе такой тенденции не прослеживалось (рис. 5). Следует отметить очень высокую пространственную изменчивость количественных характеристик фитопланктона на обоих разрезах (рис. 4), что для восточной части Восточно-Сибирского моря подтверждается данными [27].

Через неделю после наших наблюдений в Восточно-Сибирском море (17–20 сентября 2017 г.) нами были проведены работы в западной части моря Лаптевых на разрезе от внутреннего района Хатанского залива до континентального склона. На станциях разреза, выполненных в области с поверхностной соленостью 15–23 PSU, основным компонентом фитопланктона была мелко-клеточная диатомея *Skeletonema costatum*, входившая в число доминантов в аналогичном биотопе на внутреннем шельфе Восточно-Сибирского моря. Обилие вида достигало 1 × 10<sup>6</sup> кл/л, а его вклад в общую численность водорослей составлял от 78 до 90% [19]. Вероятно, в осенний период в районах шельфа вблизи эстуарных зон арктических рек с увеличением солености до значений, препятствующих развитию пресноводного фитопланктона, в условиях крайне низкого содержания нитратов преимущество получают мелкоклеточные водоросли разных систематических групп. Возможно, эти виды способны к смешенному питанию, и их развитию способствует высокое содержание аллохтонного растворенного органического вещества, выносимого сибирскими реками.

Полученные нами ранее оценки [19] говорят о том, что в западной части моря Лаптевых в районе смещения морских вод и вод, выносимых Хатангой, при солености 17–19 PSU численность и биомасса фитопланктона были на порядок выше – 0.6–1 × 10<sup>6</sup> кл/л и 90–160 мг/м<sup>3</sup> соответственно, чем в аналогичных районах, прилежащих к устьям Индигирки и Колымы. Это вместе с другими материалами, полученными нами ранее в море Лаптевых [17], свидетельствует о том, что фитопланктон внутреннего шельфа Восточно-Сибирского моря в сезон, свободный ото льда, характеризуется крайней бедностью. Здесь уместно привести количественные характеристики фи-

топланктона, полученные в тот же сезон (сентябрь) в восточной части Восточно-Сибирского моря на основе тотальных сетных проб [27]. Максимальные значения составляли 0.2–0.4 × 10<sup>3</sup> кл/л и 0.2–0.3 мг С/м<sup>3</sup>, что на 1–2 порядка ниже полученных нами значений (рис. 4, табл. 2, 3). Эти различия, очевидно, следствие использованной в [27] методики, приводящей к недоучету значительной части фитопланктона, и приведенные цифры не могут обсуждаться в сравнении с нашими данными.

Полученные материалы показывают, что на внутреннем шельфе Восточно-Сибирского моря на внешней границе области, существенно опресненных речным стоком вод, при поверхностной солености 21–25 PSU формируются локальные благоприятные условия для развития фитопланктона. На Индигирском разрезе (ст. 5602) при солености 21.2 PSU наблюдалась максимальная для разреза численность мелкоклеточного фитопланктона 1.5 × 10<sup>9</sup> кл/м<sup>2</sup> (рис. 2а, 4а, табл. 2). На Колымском разрезе с фронтальной зоной на периферии речного плюма (ст. 5617) при солености 23.3 PSU было ассоциировано самое высокое значение биомассы фитопланктона – 42.1 мг/м<sup>3</sup> (рис. 2б, 4б, табл. 3). Оно определялось высокой концентрацией морского вида *Dictyocha speculum*, вклад которого в общую биомассу фитоплана составлял 55.2%. На этой станции также зарегистрированы максимальное для разреза содержание хлорофилла и высокая первичная продукция [6]. Максимальная биомасса на внешней границе речного плюма (24.3 PSU) отмечена и на Индигирском разрезе: 339 мг/м<sup>3</sup> (рис. 4а).

Средняя часть Колымского разреза пересекала область шельфа со специфическими особенностями гидрофизической структуры. В этой области практически отсутствовал скачок плотности, и водная толща была перемещена от поверхности до дна (рис. 2б). Концентрация нитратного азота во всей толще воды была крайне низкой (рис. 3б). Численность и биомасса фитопланктона в этой области снижались до минимальных для всего исследованного района величин: 7.7 × 10<sup>6</sup> кл/м<sup>3</sup> и 9.4 мг/м<sup>3</sup> соответственно (рис. 4б, табл. 3).

Биомасса фитопланктона на Индигирском разрезе была существенно выше, чем на Колымском (рис. 4, табл. 2, 3). Максимальные значения биомассы для этих разрезов составляли 339 и 42.1 мг/м<sup>3</sup> соответственно. Это было связано с различием в комплексах видов, определявших обилие фитопланктона. В средней части Индигирского разреза на станциях 5602–5606 основу биомассы, а на станции 5604 и основу численности формировала крупноклеточная диатомея *Rhizosolenia hebetata* f. *semispina* (рис. 6, табл. 2). В области срединного шельфа, которую пересекал Колымский разрез, наибольший вклад в чис-

ленность вносили диатомея *Cylindrotheca closterium*, динофлагелляты, главным образом рода *Gymnodinium*, cf. *dicrateria* (класс Primmnesiophyceae), и жгутиковые с небольшим размером клеток. Биомассу формировали немногочисленные крупные виды динофлагеллят, такие как *Dinophysis acuminata*, *D. rotundata*, несколько видов гетеротрофных *Protoperdinium*. В нижних слоях в небольшом количестве были встречены солоноватоводные неритические диатомеи *Navicula distans*, *N. directa* и *Gyrosigma macrum*.

На обоих разрезах увеличение численности и/или биомассы фитопланктона наблюдалось в районах вблизи кромки льда. Основным компонентом фитопланктона был комплекс видов рода *Chaetoceros*. Доминирование видов рода *Chaetoceros* в приледной области северо-западной части Восточно-Сибирского моря отмечено и в [27]. В нашем материале по биомассе доминировали *C. diadema* и *C. debilis*, по численности — *C. diadema* и *C. socialis*. Численность и биомасса *Chaetoceros* в приледной области на Индигирском разрезе была в несколько раз выше, чем на Колымском. Наблюдалось высокое содержание клеток на разных стадиях спорообразования и спор — от 30–40% численности (у *C. socialis* до 100%), а также до 40% мертвых клеток. Такое физиологическое состояние популяций всех видов *Chaetoceros* свидетельствовало о переходе их в покоящуюся стадию. При этом клетки *Chaetoceros* концентрировались в нижних слоях водной толщи.

В целом, полученный материал позволяет говорить о крайней бедности фитопланктона Восточно-Сибирского моря в исследованный безледный сезон по сравнению с другими эпиконтинентальными морями Сибирской Арктики, а также о существенных различиях в структуре фитопланктонных сообществ западной и восточной областей бассейна, что является дополнительным подтверждением его существенной зональной гетерогенности.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0128-2021-007, проекта РФФИ “Арктика” № 18-05-60069 и проекта РНФ № 19-17-00196. Экспедиционные исследования проведены при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (целевое финансирование на проведение морских экспедиционных исследований).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Арктики. Трешников А. Ф. (ред). М.: Гл. управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985. 204 с.
2. Георгиев А.А., Георгиева М.Л. Новые данные о фитопланктоне Восточно-Сибирского моря // Труды VI Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование:

- MARESEDU – 2017”. 2017. Тверь: ПолиПРЕСС. С. 443–446.
3. Глебов И.И., Надточий В.А., Савин А.Б. и др. Результаты комплексных исследований в Восточно-Сибирском море в августе 2015 г. // Известия ТИНРО. 2016. Т. 186. С. 81–92.
4. Горбатенко К. М., Кияшко С. И. Состав зоопланктона и трофический статус гидробионтов моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2019. Т. 59. № 6, С. 987–997.
5. Гуков А.Ю., Дударев О.В., Семилетов И.П. и др. Особенности распределения биомассы макробентоса и донных биоценозов в южной части Восточно-Сибирского моря // Океанология. 2005. Т. 45. № 6. С. 889–896.
6. Демидов А.Б., Гагарин В.И. Первичная продукция и условия ее формирования в Восточно-Сибирском море в осенний период // Докл. АН. 2019. Т. 487. № 6. С. 696–700.
7. Демидов А.Б., Гагарин В.И., Арашкевич Е.Г. и др. Пространственная изменчивость первичной продукции и хлорофилла в море Лаптевых в августе-сентябре // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 755–770.
8. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
9. Карклин В.П., Карелин И.Д. Сезонная и многолетняя изменчивость характеристик ледового режима морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 187–201.
10. Никоноров А.М., Иванов В.В., Брызгалов В.А. Реки Российской Арктики в современных условиях антропогенного воздействия. Ростов-на-Дону: Изд-во “НОК”. 2007. 280 с.
11. Павштик Е.А. Обзор состава и количественного распределения зоопланктона в Восточно-Сибирском море // Исследования фауны морей. Санкт-Петербург, 1994. Т. 48. С. 17–16.
12. Пинчук А.И. О зоопланктоне Чаунской губы. Экосистемы, флора и фауна Чаунской губы, Восточно-Сибирское море // Исследования фауны морей. Санкт-Петербург, 1994. Т. 47(55). С. 121–127.
13. Суханова И.Н. Концентрирование фитопланктона в пробе // Современные методы количественной оценки распределения морского планктона. М.: Наука, 1983. С. 97–105.
14. Суханова И. Н., Флинт М.В., Мошаров С.А. и др. Структура сообществ фитопланктона и первичная продукция в Обском эстуарии и на прилежащем Карском шельфе // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 785–800.
15. Суханова И.Н., Флинт М.Ф., Дружкова Е.И., и др. Фитопланктон северо-западной части Карского моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 4. С. 605–619.
16. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сергеева В.М. и др. Структура сообществ фитопланктона Енисейского эстуария и прилежащего Карского шельфа // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 935–949.
17. Суханова И.Н., Флинт М.В., Георгиева Е.Ю. и др. Структура сообществ фитопланктона в восточной

- части моря Лаптевых // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 1. С. 86–102.
18. Суханова И.Н., Флинт М.В., Сахарова Е.Г. и др. Фитопланктоны Обского эстуария и Карского шельфа в поздневесенний сезон // *Океанология*. 2018. Т. 58. № 6. С. 882–898.
19. Суханова И.Н., Флинт М.В., Фёдоров А.В. и др. Фитопланктон Хатангского залива, шельфа и континентального склона западной части моря Лаптевых // *Океанология*. 2019. Т. 59. № 5. С. 724–733.
20. Bhavya P.S., Lee J.H., Lee H.W. et al. First *in situ* estimations of small phytoplankton carbon and nitrogen uptake rates in the Kara, Laptev, and East Siberian seas // *Biogeosciences*. 2018. V. 15. P. 5503–5517.
21. Ershova E.A., Kosobokova K.N. Cross-shelf structure and distribution of mesozooplankton communities in the East-Siberian Sea and the adjacent Arctic Ocean // *Polar Biol.* 2019. V. 42. P. 1353–1367. <https://doi.org/10.1007/s00300-019-02523-2>
22. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov J.S. et al. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean // *American J. Sci.* 1996. V. 296. P. 664–691.
23. Jones, E. P., Anderson L.G., Swift J.H. Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. № 6. P. 765–768.
24. Maslanik JA, Fowler C, Stroeve J. et al. A younger, thinner Arctic ice cover: increased potential for rapid, extensive sea-ice loss // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. <https://doi.org/L032043>  
<https://doi.org/10.1029/2007G>
25. Menden-Deuer S., Lessard E.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms and other protist plankton // *Limnol. Oceanogr.* 2000. V. 45. № 3. P. 569–579.
26. Nghiem S.V., Chao Y., Neumann G. et al. Depletion of perennial sea ice in the East Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. <https://doi.org/10.1029/2006G L027198>
27. Polyakova Ye.I., Kryukova I.M., Martynov F.M. et al. Community structure and spatial distribution of phytoplankton in relation to hydrography in the Laptev Sea and the East Siberian Sea (autumn 2008) // *Polar Biol.* 2021. V. 44. P. 1229–1250.
28. Semiletov I., Dudarev O., Luchin V. et al. The East Siberian Sea as a transition zone between Pacific-derived waters and Arctic shelf waters. // *Geophys Res Lett.* 2005. <https://doi.org/10.1029/2005GL022490>
29. Stein R. Circum Arctic river discharge and its geological record // *Int. J. Earth Science.* 2000. V. 89. P. 447–449.
30. Strathmann R.R. Estimating the organic carbon content of phytoplankton from cell volume, cell area or plasma volume // *Limnol. Oceanogr.* 1967. V. 12. № 3. P. 411–418.
31. Weingartner T.J., Danielson S., Sasaki Y. et al. The Siberian Coastal Current: a wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current. // *J Geophys Res Ocean.* 1999. V. 104. P. 29697–29713. <https://doi.org/10.1029/1999J C900161>

## First Data on Structure of Phytoplankton Communities of the East-Siberian Sea

I. N. Sukhanova<sup>a</sup>, M. V. Flint<sup>a, #</sup>, A. V. Fedodov<sup>b</sup>, E. G. Sakharova<sup>c</sup>, P. N. Makkaveev<sup>a</sup>, A. A. Polukhin<sup>a</sup>, A. A. Nedospasov<sup>a</sup>, A. S. Schuka<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Southern Branch, Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Gelendjik, Russia*

<sup>c</sup>*Papanin Institute for Biology of Inland Waters, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl'skaya Oblast', Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: m\_flint@ocean.ru*

The research on structure of phytoplankton communities of the East-Siberian Sea were carried out during 69th cruise of R/V “Akademik Mstislav Keldish” in a frame of the Program “Ecosystems of Siberian Arctic Seas”. The materials were obtained from 5 to 9 September at two kvasimeridional transects from inner shelf areas adjacent to Indigirka and Kolyma mouths towards outer shelf. The list of dominant algae groups and species, estimates of numbers, biomass and peculiarities phytoplankton vertical distribution are given for pelagic biotops with different environmental conditions. Significant quantitative poorness of East-Siberian Sea phytoplankton in summer season in comparison with the Laptev Sea determined, which is especially pronounced in the eastern area of the basin. Algae numbers at Indigirka transect varied in a range  $11.9-66.3 \times 10^3$  cell/L, biomass – from 16.4 to 339.1 mg/m<sup>3</sup>. Corresponding figures for Kolyma transect were  $7.7-90.3 \times 10^3$  cell/L и 9.4–42.1 mg/m<sup>3</sup>. Maximum values in both transects were observed in the area of outer border of riverine plume at increase of surface salinity up to 21–25 PSU. The material obtained allow to reveal significant difference in structure of phytoplankton communities of western versus eastern areas of the East-Siberian Sea, which proves well pronounced zonal heterogeneity of the basin.

**Keywords:** East-Siberian Sea, western and eastern sheif, riverine discharge, environmental conditions, phytoplankton, dominating species, numbers, biomass

УДК 574.583(261.24)

## ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗООПЛАНКТОНА И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ВОД В ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЛЕТНИЙ СЕЗОН 2016 г.

© 2021 г. Ю. Ю. Полунина<sup>1, \*</sup>, В. А. Кречик<sup>1, 2</sup>, В. Т. Пака<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия<sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия

\*e-mail: jul\_polunina@mail.ru

Поступила в редакцию 13.09.2020 г.

После доработки 25.02.2021 г.

Принята к публикации 08.04.2021 г.

Выявлены особенности структуры и распределения позднелетнего зоопланктона открытой части Южной и Центральной Балтики (глубины 55–215 м) в 2016 г. с учетом гидрологических условий. В центральной части Балтийского моря (поверхностная соленость ~6.5 епс) таксономическое разнообразие зоопланктона выше, а общие количественные показатели зоопланктона ниже, чем в Южной Балтике (поверхностная соленость ~7.5 епс) – соответственно 18 и 14 видов;  $16 \pm 11$  и  $36 \pm 18$  тыс. экз/м<sup>3</sup> и  $208 \pm 166$  и  $474 \pm 182$  мг/м<sup>3</sup>. Эти показатели находились в пределах многолетних значений для этого сезона. Максимальная численность и биомасса зоопланктона отмечена в верхнем слое до термоклина. Вертикальное распределение отдельных видов обусловлено их экофизиологическими особенностями: тепловодные виды *Eubosmina maritima* и *Acartia tonsa* преобладали в прогретом поверхностном слое, в то время как холодноводные стеногалинные *Pseudocalanus elongatus* и *Oithona similis* – в слое ниже галоклина. При снижении солености вод встречены виды солоноватоводного комплекса: *Keratella quadrata* и *Limnocalanus grimaldii grimaldii* – и выявлен рост доли в зоопланктоне *Eurytemora affinis*.

**Ключевые слова:** зоопланктон, распределение, численность, температура, соленость, Балтийское море

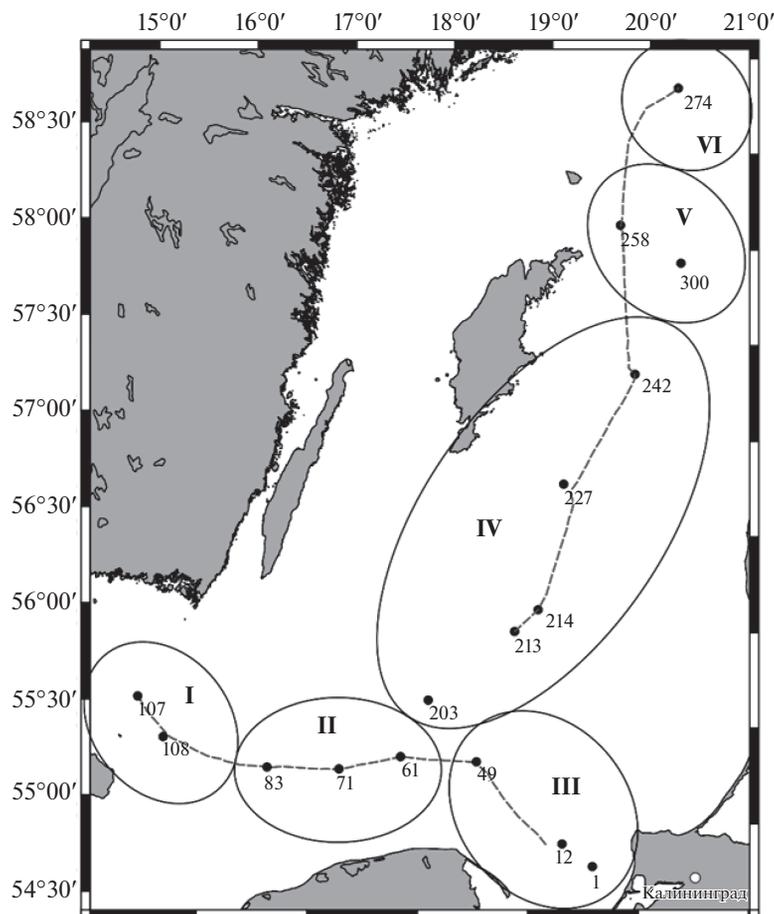
DOI: 10.31857/S0030157421060113

### ВВЕДЕНИЕ

Для экосистемы Балтийского моря типичны значительные вариации природных и антропогенных условий, что обусловлено его внутриконтинентальным расположением, большой водосборной площадью и слабым водообменом с Атлантическим океаном. В акватории регистрируются климатические изменения метеорологических, гидрологических и гидрохимических условий, выражающиеся в тенденции роста температуры воздуха и воды, изменении атмосферной циркуляции [17], а также гидрофизических параметров и содержания биогенных элементов [21]. В то же время одной из основных особенностей гидрологического режима моря является наличие перманентного пикноклина, препятствующего перемешиванию поверхностного слоя с глубинными водами и тем самым усиливающего роль нерегулярных затоков североморских вод в изменчивости абиотических факторов в глубинных и придонных слоях Балтики [22]. Адвекция значитель-

ных объемов воды из Северного моря изменяет термохалинные показатели и содержание кислорода в придонном слое, что приводит к структурным перестройкам биологических сообществ [16]. Эти природные процессы наблюдаются при мощном антропогенном прессе на экосистему Балтики – активном судоходстве, регулируемом рыболовстве, нефтедобыче, избытке биогенных элементов и химическом загрязнении [8, 20]. Специфика географического положения, изменчивость режимобразующих факторов и различная степень влияния каждого из них в разных районах моря в совокупности с антропогенным воздействием приводит к активным преобразованиям планктонных сообществ в Балтийском море.

В последние десятилетия отмечены существенные перестройки в зоопланктоне, которые выражаются в изменении доминантного комплекса и доли отдельных видов, появлении чужеродных видов и значительных межгодовых вариациях общей численности и биомассы [1, 5, 9, 10, 13, 15, 25, 27]. Эти трансформации могут сказать-



**Рис. 1.** Схема гидрологических разрезов (пунктирная линия) и расположения станций отбора зоопланктона в рейсе АНС-32 в позднелетний сезон 2016 г. Условные обозначения: Южная Балтика (I – Борнхольмский бассейн; II – Слупский желоб; III – Гданьский бассейн); Центральная Балтика (IV – Готландская впадина; V – впадина Фаре; VI – Северо-Балтийская впадина). Районы выделены по: [11].

ся на пищевой ценности этого кормового ресурса для промысловых рыб Балтики [18] и влиять на рыбный промысел. В разных гидрологических бассейнах Балтики могут происходить разнонаправленные изменения в зоопланктоне [27], поэтому исследования даже одного года оказываются полезными как для оценки текущего состояния, так и для анализа долговременных изменений зоопланктона разных районов моря.

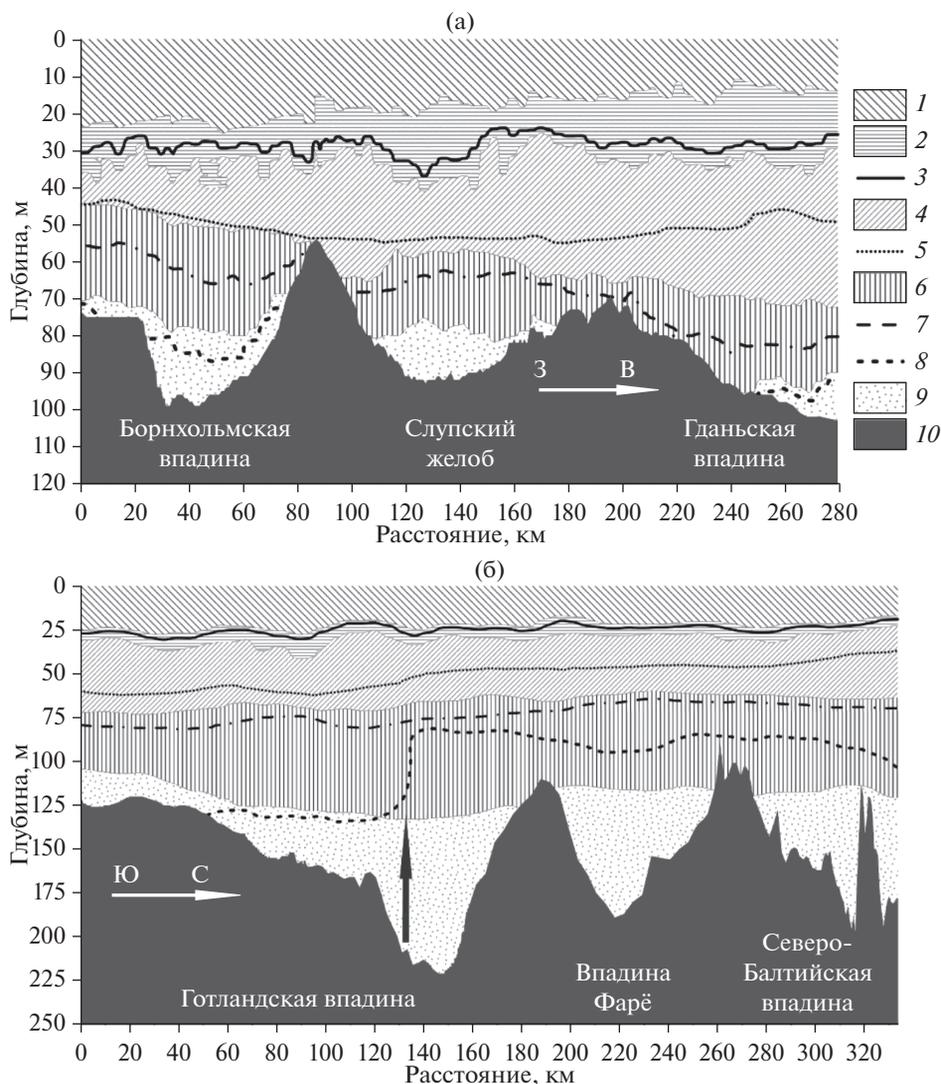
Цель работы – выявить особенности структуры и распределения зоопланктона в условиях изменчивости гидрологических показателей вод Южной и Центральной Балтики в позднелетний сезон 2016 г.

#### РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ, МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Исследование проводили в акватории Южной Балтики (ЮБ), включая Борнхольмский, Гданьский бассейны и Слупский желоб, а также Центральной Балтики (ЦБ), включая Готландскую,

Северо-Балтийскую впадины и впадину Фарё. Материал отобран в 32-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в период 02.08–16.09.2016 г. на глубинах 55–215 м.

Вертикальные профили распределения температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ), солёности (единицы практической солёности – епс) и кислорода (мг/л) получены зондами CTD 90M (Sea&Sun Technology, Германия) и Ocean Seven 316 Plus (Idronaut, Италия) на отдельных участках маршрута судна и на 16 станциях, где были отобраны пробы зоопланктона (рис. 1). Для оценки гидрологической ситуации в районе работ по обработанным натурным данным был выполнен расчет характеристик основных элементов стратификации по методике [2]. Границы градиентных и однородных слоев вычислялись по значениям локального экстремума второй производной гидрофизических параметров. Для определения положения ядра в слоях скачка применялся экстремум первой производной температуры или солёности для сезонного термоклина и галоклина соответственно. Такой



**Рис. 2.** Расположение параметров стратификации вод в Южной (а) и Центральной Балтике (б), 2016 г. Условные обозначения: 1 – ВКС; 2 – ТК; 3 – ядро СТК; 4 – (ХПС); 5 – ядро ХПС; 6 – ГК; 7 – ядро ГК; 8 – изооксигена 2 мг/л; 9 – глубинный слой; 10 – дно.

метод показал хорошие результаты при исследовании параметров галоклина в бассейнах Балтийского моря [24]. Критерием выделения ядра холодного промежуточного слоя служило минимальное значение температуры на профиле [12].

Горизонты отбора проб зоопланктона на каждой станции выбирали на основании результатов измерений STD-зондами с привязкой к положению сезонного термоклина и перманентного галоклина. Пробы отбирали в дневное время планктонной сетью WP-2 ( $\Phi = 56$  см, ячея 100 мкм) по слоям. Облавливали слои воды: от сезонного термоклина до поверхности (верхний квазиоднородный слой – ВКС); от начала галоклина до поверхности (тотальный лов). Пробы фиксировали формалином до конечной концентрации 4%. Камеральную и статистическую обработку проб проводили

по общепринятым методикам [7], биомассу рассчитывали по зависимости массы от длины тела организмов [3, 23].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Гидрологические условия.** В период наших исследований наблюдался “летний” тип термической стратификации, отличающийся от “зимнего” наличием теплого верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и сезонного термоклина (СТК), глубже которого располагался холодный промежуточный слой (ХПС). Ниже ХПС наблюдали галоклин (ГК), пространственно совпадающий с перманентным пикноклином, отделяющим поверхностную воду от глубинного слоя.

Термохалинная структура вод в южной части Балтийского моря представлена на рис. 2. Тол-

щина ВКС здесь незначительно изменялась от бассейна к бассейну. Максимальные ее значения, как и значения температуры внутри данного слоя, наблюдались в Борнхольмской впадине (табл. 1). Толщина СТК снижалась в западном направлении (от Гданьской к Борнхольмской впадине). Аналогичным образом менялась мощность ХПС, при этом в западном направлении он становился теплее (табл. 1), а его ядро смещалось к нижней границе слоя. Наименьшая толщина ГК отмечалась в Слупском желобе. Градиенты в ядре менялись от 0.76 до 0.34 епс/м в восточном направлении (рис. 2а). Толщина глубинных слоев в каждой впадине была соизмеримой. Содержание кислорода в поверхностном слое и ХПС было схоже в разных бассейнах. Концентрация кислорода в поверхностном слое составляла: в Борнхольмском бассейне и Слупском желобе около 6, в Гданьском бассейне 6.1–6.7, в Готландской впадине 6.2–6.9, во впадине Фарё и Северо-Балтийской 6.5–6.8 мл/л. Наименьшие значения кислорода отмечались в глубинном слое Борнхольмской и Гданьской впадин, где концентрация была менее 2 мл/л, в то время как в Слупском желобе глубинный слой был хорошо аэрирован (рис. 2а).

В центральной части моря элементы стратификации варьировали слабо (рис. 2б), однако величины основных гидрологических характеристик значительно изменялись от впадины к впадине (табл. 1). Наибольшая горизонтальная и вертикальная изменчивость значений температуры и солености наблюдалась в Готландской впадине, что связано как с ее большой протяженностью с юга на север, так и со значительными перепадами глубин внутри бассейна. Южный склон Готландской впадины был хорошо аэрирован до глубин около 130 м. Следует отметить резкий подъем изолинии концентрации кислорода (изооксигена) 2 мг/л на 50 м, который происходил над глубоководной частью впадины (отмечен стрелкой на рис. 2б). Этот подъем хорошо маркирует основную границу распространения обогащенных кислородом адвективных вод из юго-западных районов моря.

**Зоопланктон** был представлен 18 видами и таксономическими группами более высокого таксономического ранга, из которых Rotifera – 2, Cladocera – 6, Copepoda – 10, Tunicata – 1 вид (*Fritillaria borealis* Lohmann, 1896). В меропланктоне были многочисленны личинки Bivalvia, в незначительном количестве на некоторых станциях отмечены личинки Polychaeta, Gastropoda, Cirripedia, Decapoda и икра рыб.

Число видов зоопланктона на разных участках акватории изменялось от 10 до 20. Наиболее разнообразны были веслоногие ракообразные (5–10 видов на станции). Кладоцеры были представлены шестью видами: четыре вида, типичные

обитатели Балтики (*Eubosmina maritima* P.E. Müller, 1867, *Podon intermedius* Lilljeborg, 1853, *Pleopsis polyphemoides* (Leuckart, 1859), *Evadne nordmanni* Lovén, 1836), отмечены на всех станциях, два вида понто-каспийских кладоцер – *Cercopagis pengoi* (Ostroumov, 1891) и *Evadne anonyx* G.O. Sars, 1897, встречены только в ЦБ, севернее о. Готланд. Популяции кладоцер-вселенцев активно размножались партеногенетически, у церкопагиса было отмечено половое поколение (самцы и гамогенетические самки с яйцами).

Наиболее разнообразен был зоопланктон в Центральной Балтике – здесь отмечено максимальное число видов (17–20). Только здесь зарегистрирован самый крупный вид калянид Балтики – *Limnocalanus grimaldii grimaldii* (Guerne, 1886), однако численность его была крайне низкой – 1 экз/м<sup>3</sup>. Вид встречался не повсеместно, а севернее о. Готланд в районе впадин Фарё и Северо-Балтийской, где в поверхностном слое воды соленость составляла 5.96–6.15 епс, а температура воды была +16°C.

Циклоп *Oithona similis* Claus, 1866, который считается маркером передвижения каттегатских вод [4], был отмечен ниже галоклина во всех бассейнах Южной Балтики. Наиболее многочислен он был в Борнхольмском бассейне и Слупском желобе; в Гданьском бассейне его численность последовательно снижалась (рис. 3). Для Южной Балтики численность этого вида в среднем составила 203 экз/м<sup>3</sup>. В Центральной Балтике вид присутствовал на трех станциях, при этом наиболее многочисленный он был на ст. 242 (563.1 экз/м<sup>3</sup>), где глубина превышала 200 м (рис. 3), температура воды придонного слоя составляла 7.2°C, а соленость 13.6 епс. Севернее этот вид больше не встречался. Средняя численность циклопа в Центральной Балтике составила 81 экз/м<sup>3</sup>. Важно, что в районе ст. 242 по гидрофизическим данным выражен резкий подъем бескислородного слоя (рис. 2а). Это указывает на некую границу проникновения затоковых вод, что подтверждается и резким подъемом бескислородного слоя, и наличием здесь, и отсутствием севернее *O. similis*. Наличие значительного количества циклопа на ст. 242 может быть связано с динамическими особенностями слоя с затоковыми водами в Готландской впадине. Внутри глубоководной части впадины вода под пикноклином образует циклоническую циркуляцию [28]. Таким образом, гидродинамические условия в период нашего исследования могли способствовать образованию скопления данного вида в этом районе (рис. 3) с возможностью обитать в этих водах долгий период времени.

Основу зоопланктона по численности во всех слоях воды составляли мелкоразмерные организмы – кладоцера *E. maritima* (29–60%), науплиальные и копеподитные стадии калянид (22–38%).

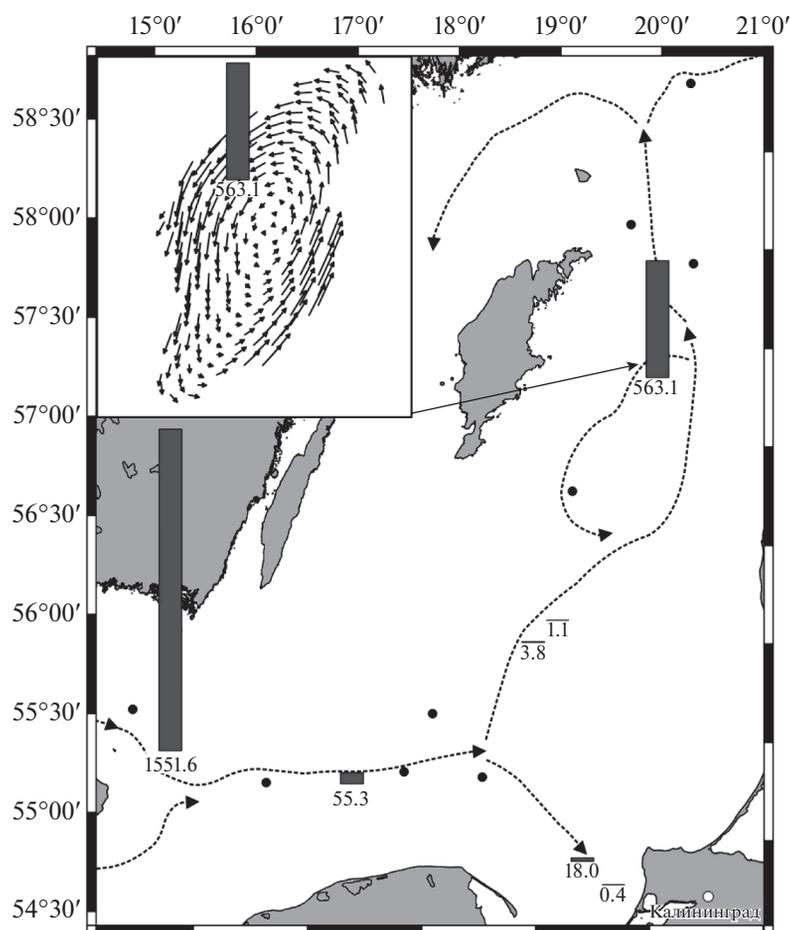
**Таблица 1.** Основные количественные характеристики элементов термохалинной структуры в бассейнах Южной и Центральной Балтики в позднелетний сезон 2016 г.

Элемент стратификации	Район	Толщина слоя, м	Температура, °С	Соленость, епс
ВКС	Борнхольмская впадина	20–23	18.1–19.3	7.61–7.83
	Слупский желоб	17–20	17.2–19.6	7.16–7.35
	Гданьская впадина	15–17	17.7–20.1	7.11–7.31
	Готландская впадина	20–27	16.8–17.4	6.21–7.22
	Впадина Фарё	17–23	16.1–16.6	5.99–6.34
	Северо-Балтийская впадина	17–20	15.8–16.3	5.95–6.16
СТК	Борнхольмская впадина	10–12	18.1–7.2	7.63–7.88
	Слупский желоб	12–15	17.5–6.8	7.19–7.56
	Гданьская впадина	12–15	17.1–6.8	7.21–7.52
	Готландская впадина	8–12	16.8–6.1	6.34–7.29
	Впадина Фарё	7–10	16.2–5.8	6.01–6.74
	Северо-Балтийская впадина	5–9	15.7–5.6	6.11–6.79
ХПС	Борнхольмская впадина	13–20	5.5–6.8	7.67–8.83
	Слупский желоб	15–24	4.8–5.7	7.54–8.59
	Гданьская впадина	27–36	4.8–5.4	7.51–8.63
	Готландская впадина	29–38	4.5–5.4	7.02–8.78
	Впадина Фарё	30–40	4.2–5.0	6.99–9.04
	Северо-Балтийская впадина	32–41	4.1–5.1	6.95–9.03
ГК	Борнхольмская впадина	19–20	5.8–6.9	8.77–17.98
	Слупский желоб	8–10	5.4–6.4	8.54–13.54
	Гданьская впадина	19–20	4.8–6.7	8.49–12.97
	Готландская впадина	34–71	4.9–6.5	8.67–12.46
	Впадина Фарё	50–56	4.8–6.4	8.83–12.23
	Северо-Балтийская впадина	48–57	4.9–6.1	8.89–11.59
Глубинный слой	Борнхольмская впадина	6–17	6.4–6.9	17.99–18.88
	Слупский желоб	5–16	5.9–6	13.55–14.99
	Гданьская впадина	3–12	6.7–7.1	12.98–13.37
	Готландская впадина	14–82	5.9–7.3	12.45–13.72
	Впадина Фарё	17–71	6.4–6.6	12.21–12.66
	Северо-Балтийская впадина	20–69	6.1–6.3	11.52–11.89

Доля *E. maritima* была максимальной (до 60%) в поверхностном слое до термоклина. Доля *Temora longicornis* (Müller O.F., 1785) в общей численности зоопланктона изменялась в разных слоях незначительно (7.2–13.0%). Среди видов акарций наиболее многочисленной была *Acartia longiremis* (Lilljeborg, 1853), однако доля всех видов *Acartia* spp. в общей численности зоопланктона составляла от 3.4% в поверхностном слое до 10.4% в столбе воды. Доля *Centropages hamatus* (Lilljeborg, 1853) в столбе воды составила 5%, а в поверхностном слое всего

3%. Доля *Pseudocalanus elongatus* (Brady, 1865) была крайне низка и не превышала в среднем 1.5% от общей численности в столбе воды. В Центральной Балтике, при солености поверхностных вод 6.1–6.7 епс, существенно возросла доля *Eurytemora affinis* (Porre, 1880) в общей численности зоопланктона – до 5.2%, в то время как в других районах Балтики, где соленость составляла 7.2–7.7 епс, доля этого вида была менее 0.2%.

Количественное развитие массовых видов copepod *T. longicornis*, *Ac. longiremis*, *C. hamatus* в раз-



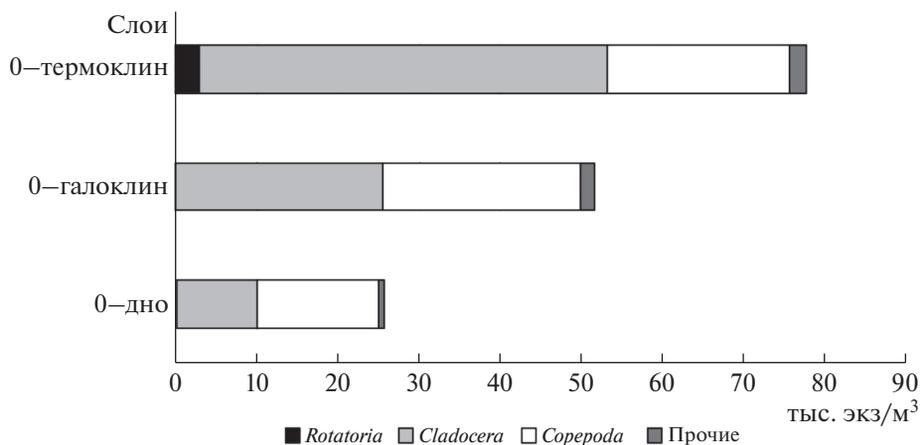
**Рис. 3.** Распределение циклопа *Oithona similis* (экз/м<sup>3</sup>) в Южной и Центральной Балтике летом 2016 г. (столбики) и схема распространения затоковых вод (пунктирные стрелки) по: [16]. На врезке стрелками показана смоделированная и подтвержденная измерениями циклоническая схема циркуляции глубинных вод в Готландской впадине в предшествующий межзатоковый период [28], которая вероятна для периода наших наблюдений.

ных слоях отличалось. Наиболее высокие численности этих видов отмечены в слое, где облаивался термоклин, в котором температура воды ниже, чем в теплом ВКС. Холодноводный вид *P. elongatus* был, в основном, отмечен ниже галоклина. Выше галоклина вид встречался редко, преимущественно его копепоидитные стадии, и доля этого вида составляла 0.3% от общей численности. В целом, вертикальное распределение отдельных видов зоопланктона обусловлено их экофизиологическими характеристиками. Тепловодные виды (клароцеры, *Acartia tonsa* Dana, 1849) преобладали в прогревом ВКС, в то время как холодноводные стеногалинные *P. elongatus*; *O. similis* — в слое ниже галоклина. Максимальные количественные показатели зоопланктона были отмечены в слое ВКС. В этом слое отмечена максимальная доля клароцер и заметна доля коловраток, чем в целом в столбе воды (рис. 4).

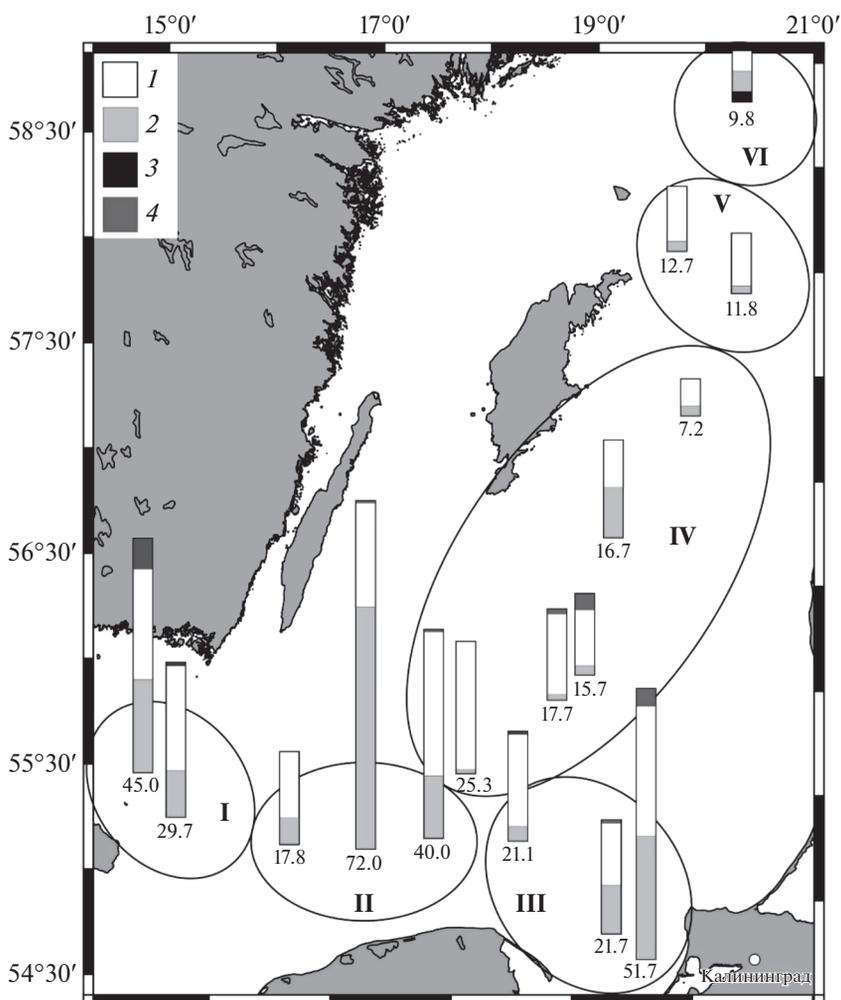
Основу численности зоопланктона составляли планктонные ракообразные. В Центральной Балтике на всех станциях более 50% всей численно-

сти зоопланктона принадлежало группе веслоногих ракообразных. В ЮБ на отдельных станциях более 50% составляли ветвистоусые ракообразные. Доля коловраток была незначительна, только в районе Северо-Балтийской впадины она возросла и составила почти 20% от общей численности зоопланктона (рис. 5).

Высокие количественные показатели зоопланктона были характерны для ЮБ и превышали таковые в ЦБ (табл. 2, рис. 5). Хорошо заметна тенденция снижения общей численности и биомассы зоопланктона в направлении с юга на север. Встречаемость и распределение отдельных видов зоопланктона в разных районах Балтики обусловлены, главным образом, соленостными и температурными условиями. В более опресненной ЦБ, где поверхностная соленость составляла 6.2–6.7 епс, видовое разнообразие зоопланктона, включая меропланктон, достигало 17–20 видов, а общая численность зоопланктона в столбе воды составляла в среднем  $16 \pm 11$  тыс. экз/м<sup>3</sup>. Минимальные количественные показатели планктона были от-



**Рис. 4.** Структура зоопланктона (по численности) в разных слоях воды Балтики в позднелетний сезон 2016 г. Условные обозначения: 0-термоклин (диапазон глубин 17–27 м, в среднем 23 м); 0-галоклин (диапазон глубин 45–68, в среднем 58 м), 0-дно (диапазон глубин 50–205 м).



**Рис. 5.** Численность зоопланктона в столбе воды (тыс. экз/м<sup>3</sup>), Балтийское море, позднелетний сезон 2016 г. Условные обозначения: 1 – Copepoda, 2 – Cladocera, 3 – Rotifera, 4 – прочие. I–IV – районы Балтики.

**Таблица 2.** Средние количественные показатели зоопланктона в столбе воды, температура воды и соленость в разных районах Балтики в позднелетний сезон 2016 г.

Показатели/районы моря		Число видов голопланктона	$N$ , тыс. экз/м <sup>3</sup>	$B$ , мг/м <sup>3</sup>	$T$ воды, °C, поверхность/дно	$S$ , епс, поверхность/дно
Южная Балтика	I	13	37.3 ± 7.7	468 ± 53	18.5/6.7	7.7/18.4
	II	13	43.3 ± 19.2	536 ± 181	18.2/6.0	7.2/14.1
	III	14	31.5 ± 13.5	418 ± 154	19.2/6.8	7.2/13.4
Центральная Балтика	IV	12	21.0 ± 9.3	318 ± 157	17.1/6.6	6.7/13.1
	V	16	12.0 ± 0.5	167 ± 15	16.3/6.5	6.2/12.4
	VI	16	9.6	68	15.9/6.2	6.1/11.7

мечены севернее о. Готланд (районы V, VI) (табл. 2), но здесь же отмечено максимальное разнообразие зоопланктона, где появились коловратки, понто-каспийские кладоцеры и лимнокалянус.

Общая численность и биомасса зоопланктона в столбе воды изменялась в широких пределах: от 7 до 72 тыс. экз/м<sup>3</sup> и от 96 до 808 мг/м<sup>3</sup> соответственно. В Южной Балтике численность и биомасса зоопланктона в среднем была выше почти в два раза, чем в Центральной Балтике.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Видовой состав зоопланктона в позднелетний сезон 2016 г. был типичен для данного района Балтики и сравним с результатами предыдущих исследований [1, 10, 14, 27]. Доля меропланктона в общей численности и биомассе была несущественна, что согласуется с данными 2015 г. [27]. Разнообразие зоопланктона в ЦБ обусловлено значительной изменчивостью температуры и солености как на площади ее акватории, так и в толще воды. Это связано с ее большой субмеридиональной протяженностью, батиметрическими особенностями и спецификой водообмена как внутри впадин, так и с соседними районами моря. В районах, где было отмечено максимальное разнообразие зоопланктона (район впадин Фаре и Северо-Балтийской), отмечены самые низкие показатели температуры и солености как поверхностных, так и придонных вод (табл. 2).

Количественные показатели зоопланктона летом 2016 г. в столбе воды не превышали 80 тыс. экз/м<sup>3</sup> и 808 мг/м<sup>3</sup>, составляя в среднем в разных районах 12–43 тыс. экз/м<sup>3</sup> и 208–536 мг/м<sup>3</sup>. Полученные нами количественные показатели лежат в диапазоне значений, отмеченных в открытой части Юго-Восточной Балтики (ЮВБ) в летний период 2001–2015 гг. [10, 14] и в открытой части Южной и Центральной Балтики в 2015 г. [27].

Во многих районах Южной и Центральной Балтики наблюдаемое с 2000-го г. снижение численности зоопланктона продолжилось в 2015 г. [27].

В Борнхольмском и Готландском бассейнах численность массовых видов коловраток и кладоцер, как и всего зоопланктона, оставалась очень низкой в 2015 г. Максимальная численность коловраток была ниже 44 тыс. экз/м<sup>3</sup>, в то время как в 2000–2009 гг. регулярно превышала 100 тыс. экз/м<sup>3</sup>. Общее среднегодовое обилие зоопланктона 130 тыс. экз/м<sup>3</sup> было самым низким с 2000 г. Также копеподы показали тенденцию к исторически низкому количественным показателям: среди них особенно низкие были у видов *P. elongatus*, *T. longicornis* и *C. hamatus*, в то время как для *Acartia* spp. никакой тенденции не выявлено [27]. В целом, наши летние количественные показатели зоопланктона были ниже среднегодовых показателей 2015 г.

Особенности встречаемости и распределения отдельных видов обусловлены их экофизиологическими особенностями, прежде всего отношения к солености и температуре воды. Стеногазные холодноводные виды *O. similis*, *P. elongatus*, *F. borealis* встречались только в слое воды ниже начала галоклина и не на всех станциях. Среди этих видов наиболее часто встречаемым и многочисленным был *P. elongatus*: численность взрослых особей и старших копеподитов в Борнхольмском бассейне и Слупском желобе была 12–331 экз/м<sup>3</sup>, а в Гданьском бассейне и Центральной Балтике, с учетом глубоководных впадин, размах численности варьировал от 45 до 1102 экз/м<sup>3</sup>. Численность этого вида в ЮВБ в летний период 1998–2007 гг. составляла 4368 экз/м<sup>3</sup> [1], что многократно превышает современные показатели и косвенно указывает на возможное ухудшение соленостных или температурных условий для данного вида в этом районе. В придонном слое Гданьской впадина с 1990 по 2007 гг. температуры воды возросла почти на два градуса (от 5.3 до почти 7°C), в то же время соленость придонных вод также выросла почти на два епс и составляла 12.5 епс [1]. В нашем исследовании температура придонной воды в

Гданьском бассейне также составила около 7°C. После большого затора 2014 г. температура в глубоководной части Гданьской впадины превышала среднесезонный уровень. В частности, в период с августа 2014 г. по август 2016 г. наблюдаемые значения здесь варьировали в пределах 6.7–7.7°C [6]. Вероятно, повышение температуры воды придонного слоя стало неблагоприятным фактором для холодноводного *P. elongatus*.

Циклоп *O. similis*, предпочитающий холодные воды (1.6–15°C) с соленостью 7–34 епс, был малочисленным в летнем зоопланктоне 2016 г., самые высокие показатели отмечены в Борнхольмском бассейне – в среднем 775.8 экз/м<sup>3</sup>. Численность циклопа в Борнхольмском бассейне по летним батометрическим данным 1998 г. составляла 61–1226 тыс. экз/м<sup>3</sup> [13], что превышает наши значения. По данным сетных сборов 1999 г., численность циклопа в этом районе в среднем варьировала от 400 (апрель) до 2100 экз/м<sup>3</sup> (август) [19], что также выше показателей 2016 г. Статус популяции этого стенобионтного вида в изучаемом районе Балтики в настоящее время не ясен и требует более детальных исследований. По нашим данным, вид встречался не повсеместно, был малочислен, и популяция была представлена половозрелыми самками и старшими копеподитными стадиями, но не отмечены самцы и науплии. Выявлено наличие положительной связи между показателями численности циклопа и соленостью глубинного слоя вод:  $R = 0.60$ ;  $p = 0.015$ ,  $n = 16$ . Особенности пространственного распределения этого вида и выявленная положительная прямая зависимость между численностью этого вида и соленостью придонной воды дает основание предположить значительную вероятность пополнения популяции этого вида из Северного моря.

*E. affinis* обитает по данным разных авторов в широком диапазоне солености – от почти пресных вод (выше 0.2 епс) до распресненных морских (до 12–15 епс). В северной части Балтийского моря анализ многолетних данных (1973–1984 гг.) выявил, что *E. affinis* избегала солености выше 6.5 епс [26]. Вероятно, более низкая соленость вод ЦБ, в сравнении с ЮБ, более благоприятна для этого вида.

В целом, состав, распределение, динамика численности и биомассы отдельных групп или видов балтийского зоопланктона зависит как от сезонного цикла и естественного хода развития популяций, так и колебания теплового режима и солености вод. Поэтому сведения о состоянии зоопланктона и термохалинных условиях в конкретный период исследований даже одного года важны в контексте непрерывного мониторинга компонентов стрессовой экосистемы Балтийского моря.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Встречаемость и распределение отдельных видов зоопланктона в разных районах Балтики обусловлены соленостными и температурными условиями. В более опресненной Центральной Балтике (где поверхностная соленость составляла в среднем 6.5 епс) видовое разнообразие зоопланктона выше (20 видов и таксонов голопланктона), в то же время общая количественные показатели зоопланктона невысоки (в среднем 16.1 тыс. экз/м<sup>3</sup> и 208 мг/м<sup>3</sup>). В Борнхольмском и Гданьском бассейнах, при солености поверхностных вод 7.1–7.8 епс, разнообразие животного планктона было ниже (13–14 видов и таксонов голопланктона), а количественные показатели выше (в среднем 31.5–43.3 тыс. экз/м<sup>3</sup> и 418–536 мг/м<sup>3</sup>). Вертикальное распределение летнего зоопланктона достаточно типично для морей умеренной зоны в целом и Балтики в частности – максимальная численность животного планктона отмечена в ВКС. Распределение отдельных видов по вертикали обусловлено их экофизиологическими особенностями: тепловодные виды преобладали в прогревом ВКС, в то время как холодноводные стеногалинные (*P. elongatus*; *O. similis*) – в слое ниже галоклина.

**Источник финансирования.** Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН, тема № 0128-2021-0012.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С.В., Жигалова Н.Н., Зезера А.С. Многолетняя динамика зоопланктона в юго-восточном районе Балтийского моря // Биология моря. 2009. Т. 35. № 4. С. 241–248.
2. Белкин И.М. Морфолого-статистический анализ стратификации океана. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 130 с.
3. Виноградов М.Е., Шушкина Э.А. Функционирование планктонных сообществ эпипелагиали океана. М: Наука, 1987. 240 с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том III. Балтийское море. Выпуск 2: гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности / Под. ред. Терзиева Ф.С., Рожкова В.А., Римша Е.Я., Шпайер И.С. СПб: Гидрометиздат, 1994. С. 7–8
5. Жигалова Н.Н., Пушкарева Л.И. Состояние и межгодовая динамика развития зоопланктона в водах Южной Балтики в 1997–2001 годах / Промышленно-биологические исследования АтлантНИРО в 2000–2001 годах. Т.2. Балтийское море. Калининград: АтлантНИРО, 2002. С. 12–21.
6. Кречик В.А., Капустина М.В., Бубнова Е.С. и др. Абиотические условия придонных вод Гданьской впадины Балтийского моря в 2016 году // Ученые записки РГГМУ. 2017. № 48. С. 186–194.

7. Методические рекомендации по сбору и обработке материалов при гидробиологических исследованиях на пресных водоемах. Зоопланктон и его продукция / Под ред. Салазкина А.А., Ивановой М.Б., Огородниковой В.А. Л.: ГосНИОРХ, 1984. 33 с.
8. Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. II.: Море / Под ред. Сивкова В.В. и др. Калининград: Терра Балтика, 2012. 576 с.
9. Полунина Ю.Ю. Стратегии размножения чужеродных планктонных ракообразных в Юго-восточной Балтике // Российский Журн. Биологических Инвазий № 4. 2017. С. 96–105.
10. Полунина Ю.Ю., Родионова Н.В. Характеристика зоопланктонного сообщества Балтийского моря / Система Балтийского моря. М.: Научный мир, 2017. С. 258–291.
11. Руденко М.В., Ражева Т.И. О новой батиметрической карте дна Балтийского моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 3. С. 475–478.
12. Степанова Н.Б., Чубаренко И.П., Шука С.А. Структура и эволюция холодного промежуточного слоя в юго-восточной части Балтийского моря по данным натурных измерений в 2004–2008 гг. // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 32–32.
13. Шука Т.А. Характеристика современного состояния зоопланктона Балтийского моря. Автореф. дисс. канд. биол. наук. Москва, 2002. 28 с.
14. Шука Т.А. Зоопланктон. Биологические сообщества / Нефть и окружающая среда Калининградской области. Т. II: Море / Под ред. Сивкова В.В. и др. Калининград: Терра Балтика, 2012. С. 389–407.
15. Шука Т.А., Шука С.А. Динамика количественных характеристик чужеродных видов зоопланктона в юго-восточной части Балтийского моря в июле 2003–2015 гг. в связи с термохалинными условиями // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2016. № 1. Т. 27. С. 86–108.
16. Bergen B., Naumann M., Herlemann D.P. et al. Impact of a Major Inflow Event on the Composition and Distribution of Bacterioplankton Communities in the Baltic Sea // *Frontiers in Marine Science*. 2018. 5. UNSP 383. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00383>
17. Dailidienė I., Davulienė L., Kelpšaitė L. et al. Analysis of the climate change in Lithuanian coastal areas of the Baltic Sea // *J. Coastal Res.* 2012. V. 28. №. 3. P. 557–569.
18. Flinkman J., Aro E., Vuorinen I. et al. Changes in northern Baltic zooplankton and herring nutrition from 1980s to 1990s: top-down and bottom-up processes at work // *Mar. Ecol.: Prog. Ser.* 1998. V. 165. P. 127–136.
19. Hansen F.C., Möllmann C., Schütz U., Hinrichsen H. Spatio-temporal distribution of *Oithona similis* in the Bornholm Basin (Central Baltic Sea) // *J. Plankton Res.* 2004. V. 26. № 6. P. 659–668.
20. HELCOM, 2018. Input of nutrients by the seven biggest rivers in the Baltic Sea region // *Baltic Sea Environment Proceedings*. 2018. № 161. 31p.
21. Lainelaa S., Herkülb K., Leitoc I. et al. Contemporary trends in hydrophysical and hydrochemical parameters in the NE Baltic Sea // *Estonian J. of Earth Sciences*. 2020. V. 69. Is. 2. P. 91–10.
22. Mohrholz V., Naumann M., Nausch G., et al. Fresh oxygen for the Baltic Sea – An exceptional saline inflow after a decade of stagnation // *J. of Marine Systems*. 2015. V. 148. P. 152–166.
23. Recommendations on methods for marine biological studies in the Baltic Sea. Mesozooplankton biomass assessment. The Baltic marine biologists. Publication. Working Group 14. Hernroth L. (ed.). 1985. № 10. 26 p.
24. Reissmann J. On the representation of regional characteristics by hydrographic measurements at central stations in four deep basins of the Baltic Sea // *Ocean Science Discussions*. 2005. V. 2. P. 363–398.
25. Schulz J., Peck M.A., Barz K., Hirche H.-J. Spatial and temporal habitat partitioning by zooplankton in the Bornholm Basin (central Baltic Sea) // *Prog. Oceanogr.* 2012. № 107. P. 3–30.
26. Viitasalo M., Katajisto T., Vuorinen I. Seasonal dynamics of *Acartia bifilosa* and *Eurytemora affinis* (Copepoda: Calanoida) in relation to abiotic factors in the northern Baltic Sea // *Hydrobiologia*. 1994. 2921293: 415–422.
27. Wasmund N., Dutz J., Pollehne F. et al. Biological Assessment of the Baltic Sea 2015 / *Meereswiss. Ber., Warnemünde*, 2016. V. 102. 97 s.
28. Wiczorek G. Spatiotemporal Scales of the Deep Circulation in the Eastern Gotland Basin/Baltic Sea // *Marine Science Reports*. 2012. № 88. 146 p.

## Spatial Variability of Zooplankton and Hydrological Indicators of the Waters of the Southern and Central Baltic in Late Summer Season 2016

Yu. Yu. Polunina<sup>a, #</sup>, V. A. Krechik<sup>a, b</sup>, V. T. Paka<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: jul\_polunina@mail.ru*

The late-summer zooplankton features of the structure and distribution in the South Baltic and the Baltic Proper (deeps 55–215 m) in 2016 were revealed, taking into account hydrological conditions. The taxonomic diversity of zooplankton was higher in the Baltic Proper (surface salinity ~6.5 PSU), and the total quantitative

indicators of zooplankton were lower than in the Southern Baltic (surface salinity  $\sim 7.5$  PSU) – 18 and 14 species;  $16 \pm 11$  and  $36 \pm 18$  thousand ind/m<sup>-3</sup>,  $208 \pm 166$  and  $474 \pm 182$  mg/m<sup>-3</sup>, respectively. In general, these values of zooplankton were within the range of values typical for this season. The maximum abundance and biomass of zooplankton was recorded in the upper mixed layer up to the thermocline. The vertical distribution of individual species was determined by their ecophysiological features: warm-water species (*Eubosmina maritima*, *Acartia tonsa*) predominated in the heated surface layer, while cold-water stenohaline species (*Pseudocalanus elongatus*; *Oithona similis*) predominated in the layer below the halocline. Together with the Baltic waters salinity decreasing the brackish-water complex species were found: *Keratella quadrata*, *Limnocalanus grimaldii grimaldii* and also an increase in the share of *Eurytemora affinis* in the number of zooplankton was revealed.

**Keywords:** zooplankton, distribution, abundance, temperature, salinity, the Baltic Sea

УДК 502.05 и 591.522

## ТРАНСФОРМАЦИЯ ДОННЫХ СООБЩЕСТВ ПЕЧОРСКОЙ ГУБЫ И ВОЗМОЖНОЕ ВЫМИРАНИЕ ПОПУЛЯЦИИ *PORTLANDIA AESTUARIORUM* В ТИПОВОМ МЕСТООБИТАНИИ

© 2021 г. П. Ю. Дгебуадзе<sup>1</sup> \*, А. Б. Басин<sup>2</sup>, М. В. Чикина<sup>2</sup>, А. А. Удалов<sup>2</sup>,  
А. А. Балакин<sup>3</sup>, И. Л. Разгон<sup>3</sup>, Ю. В. Ермилова<sup>3</sup>, В. А. Чава<sup>3</sup>,  
А. А. Гебрук<sup>3,4</sup>, Н. В. Шабалин<sup>3</sup>, В. О. Мокиевский<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>3</sup>Центр морских исследований МГУ, Москва, Россия

<sup>4</sup>Эдинбургский университет, Школа геологических наук, Эдинбург, Великобритания

\*e-mail: p.dgebuadze@gmail.com

Поступила в редакцию 07.12.2020 г.

После доработки 09.02.2021 г.

Принята к публикации 08.04.2021 г.

Проведена бентосная съемка в координатах типового местонахождения двустворчатого моллюска *Portlandia aestuariorum* в Печорской губе Баренцева моря. Выполнены траловая и дночерпательная съемки на 7 станциях по трансекте вдоль оси губы. В собранном материале не обнаружено ни одного экземпляра *P. aestuariorum*. Вся исследованная акватория губы занята олигомиксным сообществом с доминированием *Limecola balthica*.

**Ключевые слова:** Печорская губа, двустворчатые моллюски, *Portlandia aestuariorum*, *Limecola balthica*, бентосные сообщества

DOI: 10.31857/S0030157421060058

### ВВЕДЕНИЕ

Траление и отбор дночерпательных проб в Печорской губе Баренцева моря были запланированы ради сбора *Portlandia aestuariorum* в типовом биотопе для генетического анализа. Этот вид был описан в работе Н.А. Мосевича [8] в ранге подвида *Yoldia arctica* subsp. *aestuariorum* natio *pechorae*. Материал был собран А.М. Поповым и Л.О. Ретовским на судне “Мурман” в 1924 г. тралением в координатах 68°33'3" N, 54°59' E на глубине 10 м. Было собрано 14 экземпляров этого вида, придонные температура и соленость составляли +12.2°C и 10.81‰ [8]. Позднее З.А. Филатова [9] выделила эту форму в самостоятельный вид *Portlandia aestuariorum* Mossewitsch, 1928. В дальнейшем статус этого вида оставался неопределенным: его рассматривали либо как подвид, либо как самостоятельный вид. А.Д. Наумов [7], со ссылкой на свои предыдущие исследования, однозначно признает *P. aestuariorum* хорошо очерченным видом с выраженными морфологическими и экологическими отличиями от *P. arctica*. Видовой статус этого вида зафиксирован в каталоге моллюсков Ю.И. Кантора и А.В. Сыроева [16]. Это соответствует и нашим представлениям, подкрепленным молеку-

лярно-генетическими данными [4], о существовании в Арктике двух самостоятельных видов рода *Portlandia* с отчетливо разными экологическими предпочтениями. Таксономический анализ этого изменчивого рода предполагает в том числе исследование материала из типового места обитания. Таким для *Portlandia aestuariorum* (Mossewitsch, 1928) следует считать Печорскую губу Баренцева моря: в работе Н.А. Мосевича [8] приводится описание моллюсков из двух районов (из Печорской губы – natio *pechorae*, и из бухты Тикси моря Лаптевых – natio *lenae*). Поскольку первым в тексте описан материал из Печорской губы, его и следует считать типовым.

В дальнейшем исследования бентоса Печорской губы проводились нерегулярно [11, 12]. В.Б. Погребов с соавторами [8] по материалам съемок 1991–2002 гг. указывал *P. aestuariorum* в качестве характерного вида наиболее осолоненных участков эстуария Печоры. Подробное описание бентоса Печорской губы выполнено Н.В. Денисенко с соавторами [13] на материале 22 станций, собранных в конце июня 1995 г., на пике весеннего половодья и, соответственно, в период максимального распреснения акватории. По этим дан-

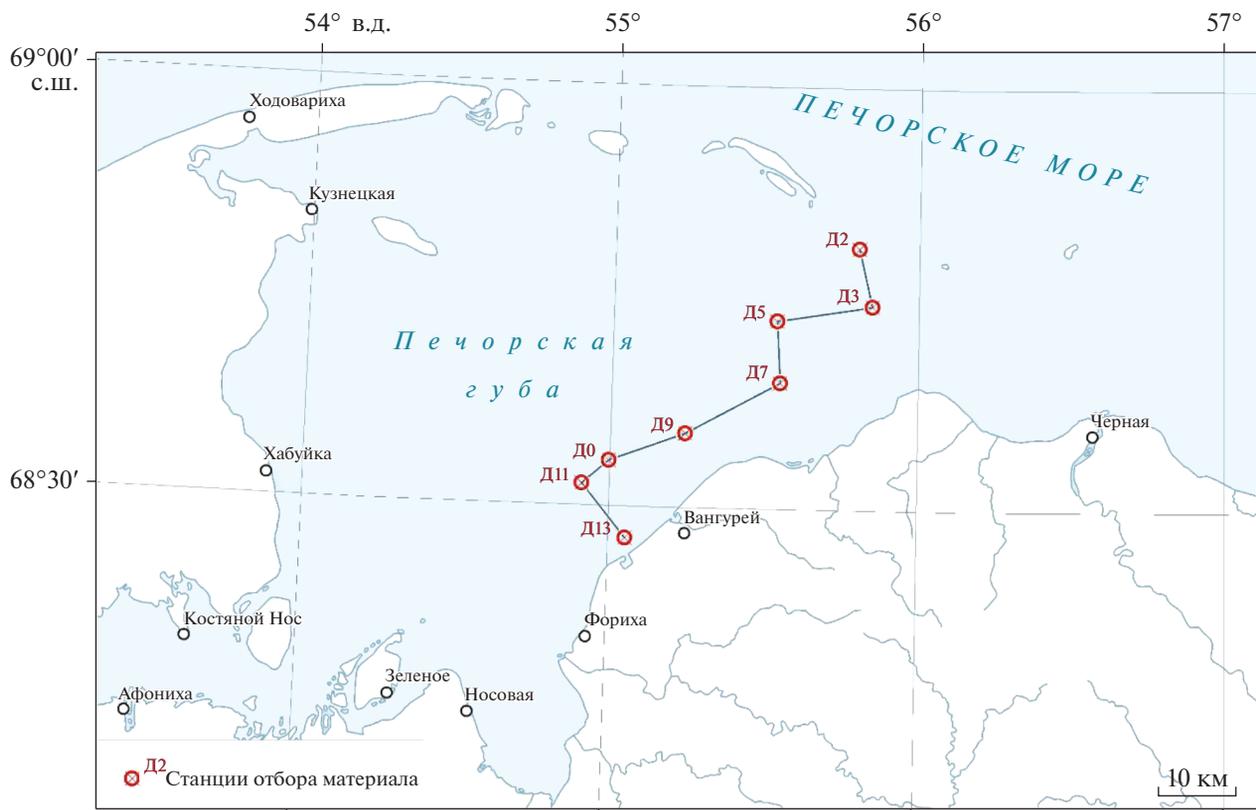


Рис. 1. Схема отбора проб в Печорской губе. Соединяющая станции линия соответствует разрезу на рис. 2.

ным, порландии (*Portlandia arctica* в понимании авторов) входили в состав сообщества *Limecola balthica*, занимавшего всю северо-восточную часть губы.

Отсутствие порландии в траловой и дночерпательной пробах в координатах типового местонахождения заставило нас расширить район работ и выполнить несколько дополнительных станций отбора проб.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Печорская губа представляет собой крупный залив в юго-восточной части Баренцева моря (Печорского моря) протяженностью около 100 км (шириной 40–120 км). С севера данный залив ограничен п-вом Русский Заворот и Гуляевскими кошками, образующими дугу, которая завершается в северо-восточной части губы. Печорская губа является мелководным заливом с глубинами до 6–10 м, в который впадает крупная р. Печора.

Материал для данного исследования был собран с борта ИС «Картеш» 19 июля 2020 г. на семи станциях, повторяющих координаты сборов 1924 г. (станция Д0) и съемки 1995 г. (по данным из таблицы в работе Денисенко с соавторами [13] (рис. 1). На каждой станции была взята одна количествен-

ная проба дночерпателем Ван-Вина с площадью захвата 0.2 м<sup>2</sup>, на станции Д0 проведено траление малым тралом Сигсби (раскрытие 1 м, продолжительность траления 15 мин на скорости 0.7 узла). На этой же станции был проведен лов икhtiопланктонной сетью в придонном слое. На каждой станции проведено зондирование СТД-зондом для определения профиля температуры и солёности. Координаты станций и глубина приведены в табл. 1. Еще одна дополнительная станция (Д3) была обработана только на наличие моллюсков рода *Portlandia* (не найдены).

На палубе весь материал был промыт через сито с ячей 0.5 мм и зафиксирован 96% этиловым спиртом. В лаборатории пробы были разобраны, все виды определены и взвешены с точностью до третьего знака в граммах. Все экземпляры доминирующего вида – *Limecola balthica* – были поштучно взвешены с точностью до третьего знака в граммах и промерены (с точностью до второго знака в мм) по стандартной для двустворчатых моллюсков схеме: длина, высота, ширина раковины. Объем выборки составил 130 особей. Для разделения выборки по размерным классам использовался алгоритм Mixture analysis, реализованный в программе Past v. 3.25 [15]. Анализ сходства станций и выделение сообществ были

проведены с помощью методов многомерного шкалирования и кластерного анализа с использованием пакета программ PRIMER 6.0. В качестве меры обилия использовали относительную интенсивность метаболизма  $M = k_i N_i^{0.25} V_i^{0.75}$ , где  $N_i$  – численность,  $V_i$  – биомасса организмов, а  $k_i$  – специфический коэффициент для конкретной таксономической группы.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

Сборами был охвачен диапазон глубин от 6.5 до 17.5 м. Придонная соленость менялась от 4.0 до 26.5 psu, увеличиваясь в направлении выхода из губы р. Печоры к морю. Диапазон придонных температур составил от 11 до 13°C, минимальные значения температур наблюдались в мористой части губы. На всем протяжении разреза зарегистрирована двухслойная структура водной толщи с выраженным слоем скачка основных гидрофизических параметров, расположенном на глубинах от 2 до 6 м. Также наблюдается выраженный эстуарный фронт, который в период исследований находился между станциями Д9 и Д7 (рис. 2). Грунт на мористых станциях (Д2, Д3) – слабо заиленный песок, на остальных – ил и глина.

Всего в дочерпательных и траловых пробах обнаружено 24 вида донных беспозвоночных животных, еще один вид (*Gammaracanthus loricatus*) был пойман ихтиопланктонной сетью. Один вид – *Huys araneus* – в количестве трех мелких особей был обнаружен только в траловых сборах. Также в траловых сборах обнаружен единственный экземпляр *Galathowenia oculata*. Средняя биомасса по дочерпательным пробам составила 30.7 г/м<sup>2</sup>, среднее число видов – 8.7 на пробу (от 7 до 11) (табл. 2).

Все станции были весьма сходны между собой по видовому составу, за исключением самой мористой станции Д2. Здесь обнаружено шесть видов макрозообентоса, отсутствующих на других станциях: *Marenzelleria wireni*, *Nephtys longosetosa*, *Ophelia limacina*, *Prionospio cirrifera*, *Scoloplos armiger* и *Priscillina armata*. Кроме того, на этой станции не были найдены *Halicryptus spinulosus*, *Pontoporeia femorata*, *Diastylis sulcata*, присутствующие на всех остальных станциях. *Marenzelleria wireni* отмечена только при входе в губу (ст. Д2), на остальных станциях обычна *Marenzelleria arctica*. Единственный вид, встреченный на всех без исключения станциях – *Limecola balthica* (рис. 3).

По структурному сходству все станции близки между собой и представляют варианты монодоминантного сообщества, в котором доминирующий вид (*Limecola balthica*) обеспечивает 80–90% биомассы сообщества. Наименьшее структурное сходство с остальными станциями демонстрирует станция Д13, расположенная ближе всего к

**Таблица 1.** Основные характеристики станций отбора проб

Номер станции	Координаты	Глубина, м
Д2	68°48.65 N 55°48.08 E	17.5
Д3	68°44.54 N 55°50.85 E	7.5
Д5	68°43.42 N 55°32.17 E	7.6
Д7	68°39.03 N 55°32.93 E	6.9
Д9	68°35.28 N 55°14.54 E	10.2
Д0	68°33.22 N 54°59.75 E	9.3
Д11	68°31.56 N 54°54.59 E	8.2
Д13	68°27.74 N 55°03.28 E	6.4

устью р. Печоры, с самой низкой долей участия доминирующего вида (66.5% от общей биомассы), а также станция Д2 с самой низкой общей биомассой и заметными фаунистическими отличиями (рис. 4). Остальные станции представляют собой единую группу (simproof test,  $p < 0.05$ ). Выявленное сообщество может быть обозначено как сообщество *Limecola balthica* с участием характерных видов *Halicryptus spinulosus*, *Pontoporeia femorata*, *Diastylis sulcata* и *Marenzelleria arctica*. Тем не менее, внутри данного сообщества мы все равно наблюдаем постепенное изменение видового состава вдоль эстуарного градиента. В наиболее опресненной части (станции Д13–Д9) наблюдается постоянное присутствие видов *Saduria entomon* и *Monoporeia affinis*, при этом последний доминирует по численности на наиболее опресненной станции Д13 (635 экз/м<sup>2</sup>). Напротив, на более мористых станциях Д7 и Д5 эти виды исчезают, но появляются полихеты *Micronephthys minuta*, *Capitella* spp., Cirratulidae gen. sp. и Polypoidae gen. sp. Различия видового состава между двумя группами станций достоверны (рис. 4, simproof test,  $p < 0.05$ ) и очевидно определяются положением эстуарного фронта, который проходит как раз между станциями Д7 и Д9 (рис. 2).

Анализ размерной структуры популяции *Limecola balthica* в районе исследований показал присутствие нескольких размерных (возрастных) классов. Наиболее наглядно это выглядит при анализе индивидуальных весов особей (рис. 5). Вся выборка распадается на три класса с центральными значениями 0.12, 0.6 и 1.28 мм. Самый

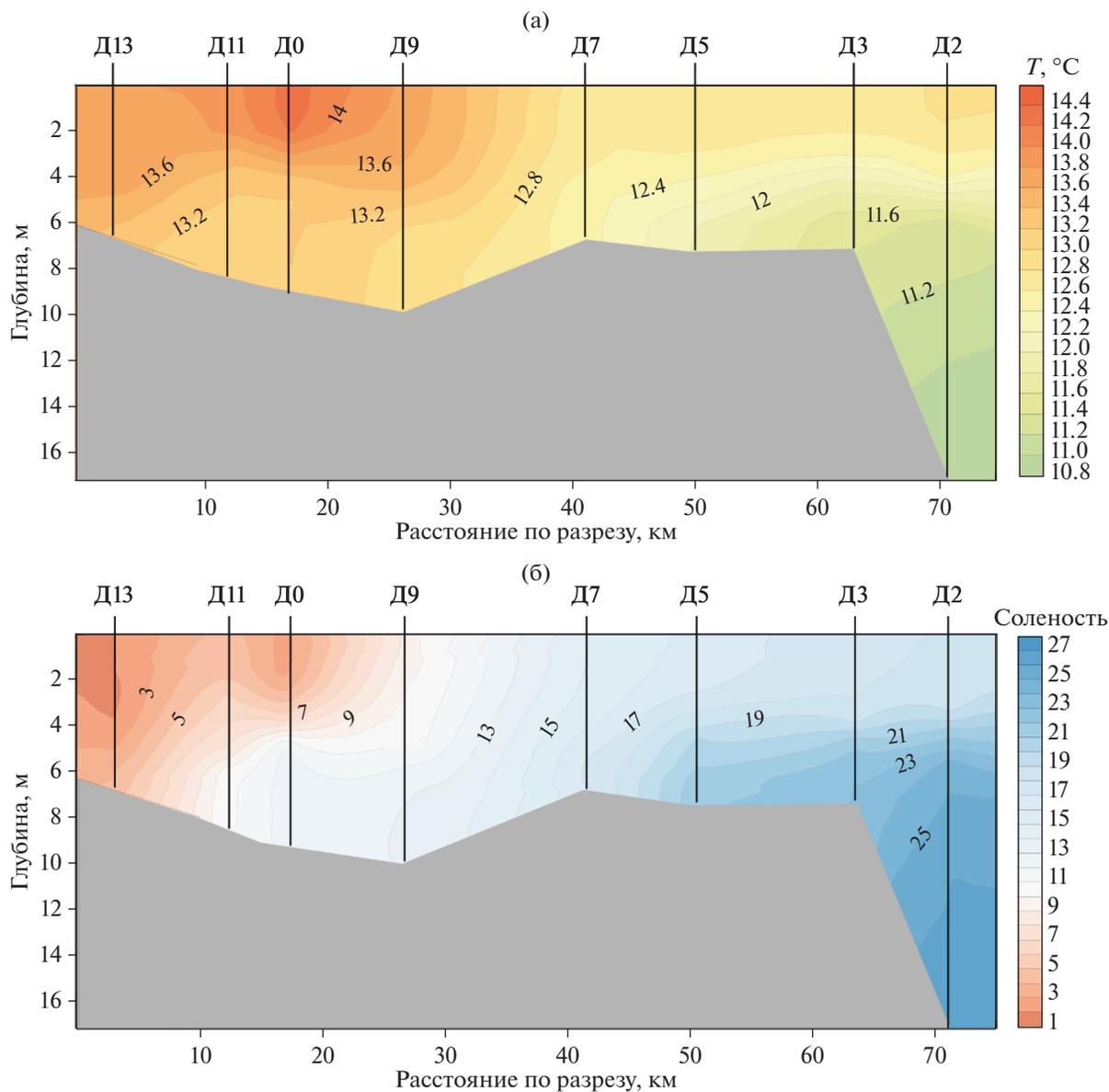


Рис. 2. Схематическое расположения станций отбора проб на субширотном разрезе и значения температуры (а) и солености (б) в момент съемки. Профиль и положение станции соответствуют линии на рис. 1.

мелкий класс — самый обильный. По длине раковины выделяются две отчетливые группы с центральными значениями 11.6 и 17.7 мм. В собранном материале не найдено ни одного экземпляра *Portlandia aestuariorum*, ни в целом виде, ни в виде отдельных створок.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Исчезновение в обширном районе достаточно массового вида — факт, заслуживающий внимания и анализа. *Portlandia aestuariorum* регистрировалась в Печорской губе как обильный по численности и распространенный вид с 1926 до 1990-х гг.

Н.А. Мосевич [5] пишет о 14 экземплярах, собранных, скорее всего, в результате одного траления. Наиболее подробные данные представлены Н.В. Денисенко с соавторами [13] для 1995 г. *Portlandia* входила в состав сообщества *Limecola balthica* с достаточно высокими показателями обилия вида: средней биомассой 14.2 г/м<sup>2</sup> и средней численностью 50 экз/м<sup>2</sup>, что соответствует 5 экземплярам на пробу. Показатель встречаемости был определен в 0.29. Это сообщество было описано на девяти станциях, расположенных вокруг точки первого описания вида. Средняя биомасса сообщества на этих станциях была почти на порядок больше ( $130.3 \pm 64.8$  г/м<sup>2</sup>), чем по дан-

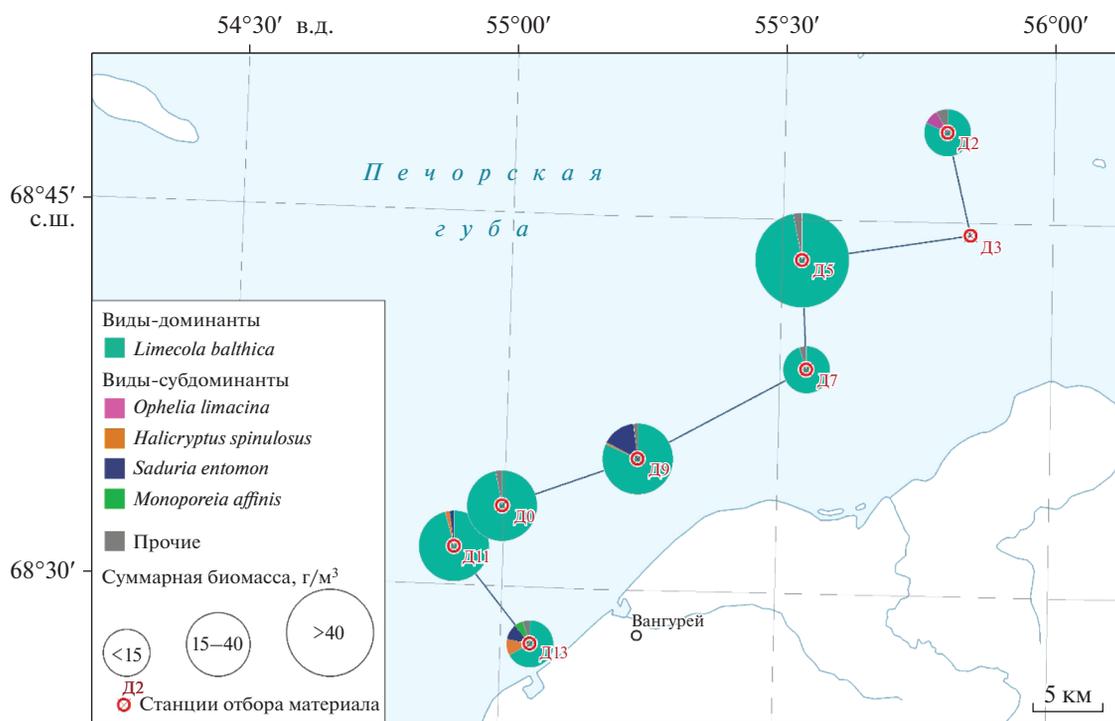
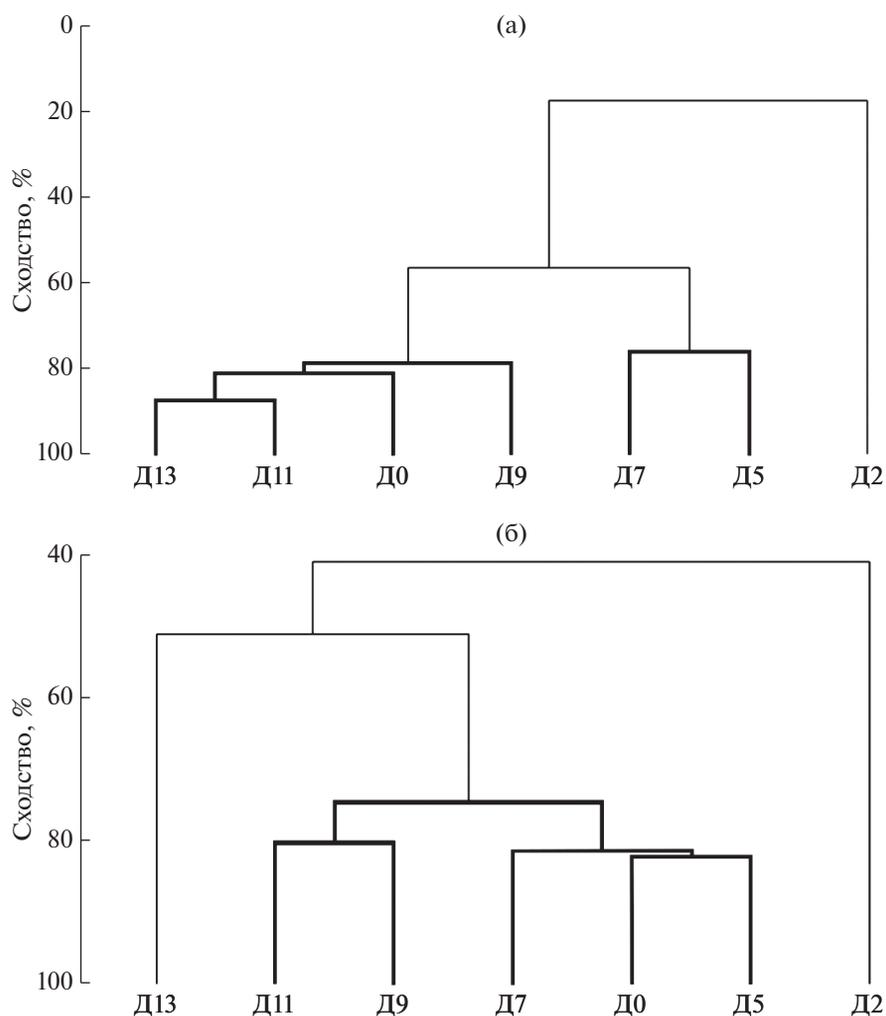


Рис. 3. Суммарная биомасса (размер круга) и относительное обилие (площади секторов) доминирующих видов на исследованных станциях.

Таблица 2. Видовой состав и количественные характеристики макробентоса по станциям (*N* – численность, зкз/м<sup>2</sup>, *B* – биомасса, г/м<sup>2</sup>; для станций Д5, Д7, Д9, Д11, Д10 приведены средние и предельные значения)

Вид	Д2		Д13		Д5–Д11	
	<i>N</i>	<i>B</i>	<i>N</i>	<i>B</i>	<i>N</i>	<i>B</i>
<i>Limecola balthica</i>	5	7.25	5	6.93	123 (60–260)	30.9 (7.0–72.3)
<i>Ampharete vega</i>	0	0	5	0.01	1 (0–5)	0.002 (0–0.1)
<i>Capitella capitata</i>	0	0	0	0	3 (0–15)	0.004 (0–0.015)
Cirratulidae gen. sp.	0	0	0	0	2 (0–5)	0.001 (0–0.0025)
<i>Eteone ex gr. flava</i>	5	0.01	5	0.005	2 (0–5)	0.0025 (0–0.005)
<i>Marenzelleria arctica</i>	0	0	225	0.47	29 (0–65)	0.153 (0–0.63)
<i>Marenzelleria wireni</i>	5	0.405	0	0	0	0
<i>Micronephthys minuta</i>	0	0	0	0	85 (0–395)	0.077 (0–0.295)
<i>Nephtys longosetosa</i>	5	0.25	0	0	0	0
<i>Ophelia limacina</i>	20	0.855	0	0	0	0
Polynoidae gen. sp.	0	0	0	0	3 (0–10)	0.002 (0–0.005)
<i>Prionospio cirrifera</i>	5	0.002	0	0	0	0
<i>Scoloplos armiger</i>	10	0.005	0	0	0	0
Spionidae gen. sp.	0	0	0	0	1 (0–5)	0.001 (0–0.0025)
<i>Halicryptus spinulosus</i>	0	0	5	1.19	14 (5–20)	0.359 (0.011–0.89)
Nemertea gen. sp.	0	0	0	0	4 (0–10)	0.202 (0–0.525)
<i>Saduria entomon</i>	0	0	20	1.145	2 (0–5)	1.3 (0–4.47)
<i>Monoporeia affinis</i>	0	0	635	0.66	51 (0–170)	0.028 (0–0.11)
<i>Pontoporeia femorata</i>	0	0	20	0.001	316 (75–665)	0.345 (0.06–1.24)
<i>Priscillina armata</i>	10	0.07	0	0	0	0
<i>Diastylis sulcata</i>	0	0	5	0.001	88 (25–130)	0.052 (0.05–1.24)
Amphipoda: Caprellidae	0	0	0	0	1 (0–5)	0.0001 (0–0.0005)
Суммарная биомасса		8.8475		10.411		33.4 (7.5–74.9)
Суммарное число особей	65		925		725 (270–1025)	
Число видов	8		9		8.8 (7–11)	

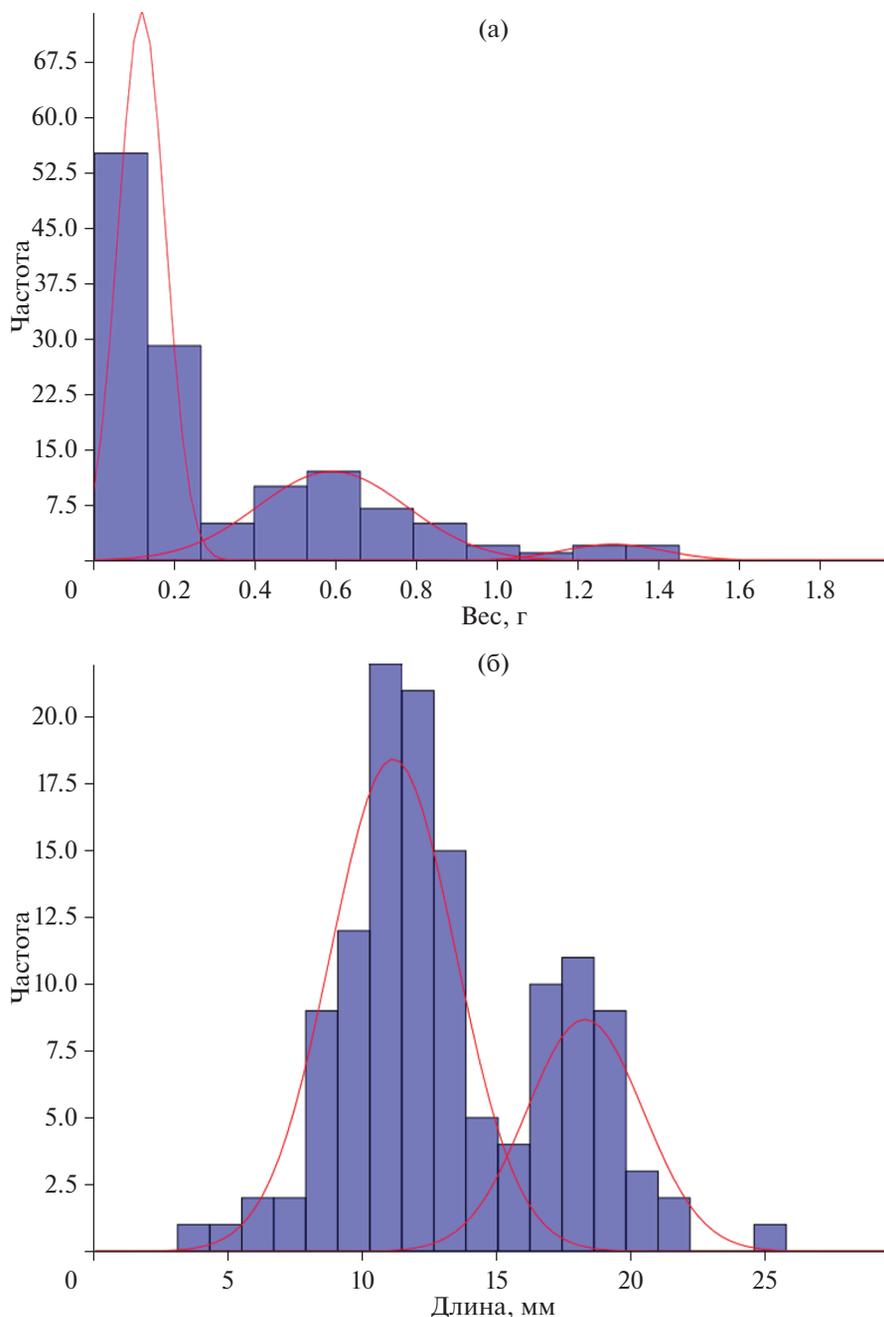


**Рис. 4.** Дендрограмма сходства станций по фаунистическому составу ((а) – индекс Жаккара) и по видовой структуре ((б) – индекс Брея-Кёртиса). Жирным цветом показаны группы станций, достоверно выделяемые по SIMPROOF-test ( $p < 0.05$ ).

ным нашей съемки ( $30.7 \text{ г/м}^2$ ). Это различие определяется, в основном, за счет двух видов моллюсков *Portlandia arctica* и *Cyrtodaria kurriana* со средними биомассами  $62.5$  и  $14.2 \text{ г/м}^2$ . Второй вид сохранился в Печорской губе, в 2016 г. он был обнаружен на мелководьях ее северо-западной части на глубине около  $1 \text{ м}$  [14]. Выпадение двух видов из состава сообщества не повлекло изменения в обилии других видов. Структура сообщества, обнаруженного на всех станциях, достаточно близка к описанной Н.В. Денисенко с соавторами [13] в 1995 г. Наблюдаемые изменения можно трактовать как расширение комплекса видов, характерного в прошлом для наиболее распресненной части губы, в сторону моря до входного бара. Это привело к выпадению малоподвижных форм, не адаптированных к обитанию в области критической солености по В.В. Хлебовичу [10]. Наблюдаемые нами значения придонной солености на

большинстве станций не выходят за пределы амплитуды толерантности *Portlandia aestuariorum* –  $10\text{--}14 \text{ psu}$ , при которых этот вид регистрировался в Печорской губе в прошлом. Возможное объяснение может заключаться в увеличении паводкового стока р. Печоры в 1990-х гг. [2]. Однако наблюдаемые изменения [1, 2] не столь велики, чтобы вызвать полное вытеснение видов и смещение границ сообществ. Другое объяснение следует искать в популяционной биологии отдельных видов, которая остается слабо изученной.

Популяция доминирующего вида – *Limicola balthica*, выглядит благополучной и устойчивой. Судя по размерной структуре, в популяции присутствует несколько возрастных классов. Если опираться на соотношение между длиной раковины и возрастом, полученное для Белого моря, близкого по условиям (прежде всего – температурным), то модальному классу  $11 \text{ мм}$  соответствует



**Рис. 5.** Размерно-возрастная структура популяции *Limecola balthica*. (а) – вес особи, г, (б) – длина раковины, мм. Линиями показано наилучшее соответствие нормальному распределению.

возраст 3–5 лет, а модальному классу 17 мм – 7–8 лет [3]. По данным для Мурманского побережья [6] моллюски таких размеров должны быть на несколько лет старше. Вне зависимости от абсолютного возраста популяция *Limecola* имеет полимодальную структуру с несколькими пиками, соответствующими нескольким последовательным актам успешного пополнения. Такая структура свидетельствует о равновесном состоянии популяции.

**Благодарности.** Мы выражаем глубокую благодарность научному составу и членам команды ИС “Картеш” за помощь при сборе материала, а также Центру Морских Исследований МГУ (ЦМИ МГУ) за организацию морских экспедиционных работ.

**Источник финансирования.** Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-05-60053) и Госзадания ИОРАН № 0128-2021-0007.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н.* Антропогенные и естественные изменения гидрологических ограничений для природопользования в дельтах рек Российской Арктики // *Водн. Хоз. Рос.* 2015. № 1. С. 14–31.
2. *Денисенко С.Г.* Многолетние изменения зообентоса в Печорском море // *Изв. РГО.* 2006. Т. 138. № 2. С. 137–148.
3. *Максимович Н.В., Герасимова А.В., Кунина Т.А.* Продукционные свойства поселений *Masota balthica* в губе Чупа (Белое море) 2. Продукция // *Вестн. Лен. Унив. Сер. 3.* 1993. Вып. 1. С. 3–11.
4. *Мокиевский В.О., Удалов А.А., Чава А.И., Симакова У.В., Кокарев В.Н., Неретина Т.В.* Сообщества *Portlandia* арктических морей: таксономические и структурные различия на географическом градиенте // *Докл. РАН. Науки о Земле.* 2020. Т. 493. № 2. С. 88–92.
5. *Мосевич Н.А.* Материалы к систематике, экологии и распространению современной и ископаемой *Yoldia arctica* (Gr.). *Мат. Ком. по изуч. Якутской АССР,* в. 19, 1928.
6. *Назарова С.А., Генельт-Яновский Е.А., Максимович Н.В.* Линейный рост *Masota balthica* в осушенной зоне Мурманского побережья Баренцева моря // *Вестн. СПбГУ. Сер. 3.* 2010. Вып. 4. С. 35–43.
7. *Наумов А.Д.* Белое море и его донные экосистемы // *Исследования фауны морей.* Т. 78(86). СПб.: ЗИН РАН, 2019. 413 с.
8. *Погребов В.Б., Куйко О.А., Стогов И.А., Чернова Н.В.* Состав, структура и многолетняя динамика экосистемы Печорской губы // *Выборочные материалы семинара “Мониторинг Печорского моря: настоящее и будущее”.* Нарьян-Мар, 16–19 сентября, 2002. С. 35–39.
9. *Филатова З.А.* Некоторые зоогеографические особенности двустворчатых моллюсков рода *Portlandia* // *Труды ИОАН.* 1951. Т. VI. С. 117–131.
10. *Хлебович В.В.* Критическая соленость биологических процессов. Л.: Наука. Ленингр. отд., 1974. 236 с.
11. *Чуксина Н.А.* Гидробиологическое изучение Северной Двины и Печоры м опресняемых ими районов моря // *Тр. Всес. Гидроб. общ.* 1981. Т. 24. С. 89–96.
12. *Чуксина Н.А.* К оценке устьевой области реки Печоры как рыбохозяйственного водоема // *Водные ресурсы.* 1987. 4. С. 141–142.
13. *Denisenko N.V., Denisenko S.G., Lehtonen K.K.* Distribution of macrozoobenthos in an Arctic estuary (Pechora Bay, SE Barents Sea) during the spring flood period // *Polar Biol.* 2019. Vol. 42(9). P. 1667–1684.
14. *Gebruk A.A., Borisova P.B., Glebova M.A., Basin A.B., Simakov M.I., Shabalin N.V., Mokievsky V.O.* Macrozoobenthos of the shallow waters of Pechora Bay (SE Barents Sea) // *Nature Conservation Research.* 2019. V. 4(4). P. 1–11.
15. *Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D.* PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // *Paleontologia Electronica.* 2001. V. 4(1). P. 1–9.
16. *Kantor Y.I., Syssoev A.V.* Catalogue of molluscs of Russia and adjacent countries. M.: KMK Scientific Press, 2005. 627 p.

### Transformation of Benthic Community in the Pechora Bay and the Probable Loss of *Portlandia aestuariorum* in the Type Habitat

P. Yu. Dgebuadze<sup>a, #</sup>, A. B. Basin<sup>b</sup>, M. V. Chikina<sup>b</sup>, A. A. Udalov<sup>b</sup>, A. A. Balakin<sup>c</sup>, I. L. Razgon<sup>c</sup>, Yu. V. Ermilova<sup>c</sup>, V. A. Chava<sup>c</sup>, A. A. Gebruk<sup>c, d</sup>, N. V. Shabalin<sup>c</sup>, V. O. Mokievsky<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Severtsov Institute of ecology and evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>c</sup>Lomonosov Moscow State University Marine Research Center, Moscow, Russia

<sup>d</sup>University of Edinburgh, School of GeoSciences, Edinburgh, UK

<sup>#</sup>e-mail: p.dgebuadze@gmail.com

Benthic survey was carried out in the typical location of bivalve species *Portlandia aestuariorum* in the Pechora Bay of the Barents Sea. Benthic trawl and grab sampling was conducted at seven stations along a transect in the bay. Not a single specimen of *P. aestuariorum* was found. The whole surveyed bay area was occupied by the oligomix community with strong dominance of bivalve mollusc *Limecola balthica*.

**Keywords:** Pechora Bay, bivalves, *Portlandia aestuariorum*, *Limecola balthica*, benthic communities

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И ЕЕ АЛМАЗОНОСНОСТЬ

© 2021 г. Н. О. Сорохтин<sup>1, \*</sup>, Н. Е. Козлов<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

\*e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

\*\*e-mail: kozlov.n.e@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.11.2020 г.

После доработки 03.02.2021 г.

Принята к публикации 19.04.2021 г.

Изучение геодинамической эволюции Балтийского щита показало, что расплавы алмазоносных кимберлитов и родственных им пород были сформированы за счет затягивания в зоны субдукции под архейские кратоны “тяжелых” железистых осадков раннего протерозоя. Позже, во время неопротерозойского и палеозойского этапов рифтогенеза законсервированные в низах коры и подкоревой литосферы расплавы смогли внедриться в приповерхностные зоны земной коры и сформировать магматические комплексы щелочно-ультраосновного и кимберлитового магматизма. Авторы показали, что алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва, а также родственные им карбонатитовые и щелочно-ультраосновные интрузии главным образом располагаются над зонами поддвига плит свекофеннского (карельского) возраста, функционировавшими около 2.0–1.8 млрд лет назад. При этом ближе всего к фронту зоны поддвига плит протерозойского возраста (от 100 до 200–300 км) располагаются щелочно-ультраосновные интрузии и (натриевые) карбонатиты. Затем (на расстоянии от 200 до 400 км) следует зона расположения кальцитовых карбонатитов и мелилититов, а иногда и не алмазоносных кимберлитов. Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые диатремы располагаются дальше других аналогичных образований – приблизительно на расстоянии от 300 до 600–650 км от ее фронта. Столь закономерное пространственное расположение магматических комплексов единого ряда однозначно указывает на изменение глубинности их зарождения. Чем дальше от поверхностной границы зоны палеосубдукции расположены магматические тела, тем более глубинными фациями они представлены.

**Ключевые слова:** алмазы, кимберлиты, лампроиты, трубки взрыва, диатремы, Арктика, алмазоносность, Свекофеннский, Балтийский щит

**DOI:** 10.31857/S0030157421060137

### ВВЕДЕНИЕ

Ранее в целом ряде работ нами было показано, что все вещество кимберлитовых, карбонатитовых и щелочно-ультраосновных магм произошло за счет переплавления пелагических осадков, затянутых по зонам субдукции на большие глубины под континенты [22, 23, 31]. Действительно, изотопные составы углерода в алмазах невозможно объяснить без привлечения корового вещества [5]. Аналогичная ситуация наблюдается и в высоко-температурных глубинных породах ассоциации карбонатитов и кимберлитов. Их изотопные составы углерода и кислорода показывают, что в образовании карбонатного вещества этих пород принимает участие коровая углекислота первично-осадочного происхождения [13]. Анализируя изотопные сдвиги серы и отношения изотопов свинца из включений сульфидов в алмазах, к близким выводам пришли Эдрдж с соавтора-

ми [27], подтвердив при этом древний возраст образования алмазов (около 2 млрд лет).

Однако обычные осадки современного типа из-за их малой плотности не могут затягиваться на большие глубины в больших объемах. Для этого плотность попавших в зоны поддвига плит осадков должна была превышать среднюю плотность континентальных плит [31]. Но такие богатые железом, а потому и плотные (тяжелые) пелагические осадки образовывались лишь в раннем докембрии, они-то только и могли затягиваться (“проваливаться”) по древним зонам субдукции на большие глубины под архейские континентальные щиты.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Внутренняя структура Балтийского щита в основном была сформирована в результате свекока-

рельского тектогенеза около 1.9–1.8 млрд лет назад, спаявшего воедино отдельные блоки и щиты архейского возраста. В настоящее время Балтийский щит включает в себя две различные по возрасту и характеру строения области земной коры: архейскую Карело-Кольскую (на востоке Балтийского щита) и раннепротерозойскую или Свекофеннскую на западе. Близкое к современному ограничение щита было сформировано в каледонское время, когда в северо-западной его части образовался мощный складчатый пояс каледонид, перекрывший архейские и протерозойские образования в результате закрытия Протоатлантического океана Япетус. Юго-восточная часть щита полого погружается под осадочно-вулканогенные отложения рифей-палеозойского возраста северной части Русской плиты. Северная и северо-восточная граница проходит вдоль Мурманского побережья и ограничена системой разломов Карпинского, где наблюдается резкое ступенчатое погружение кристаллического фундамента под тимины и платформу Баренцева моря.

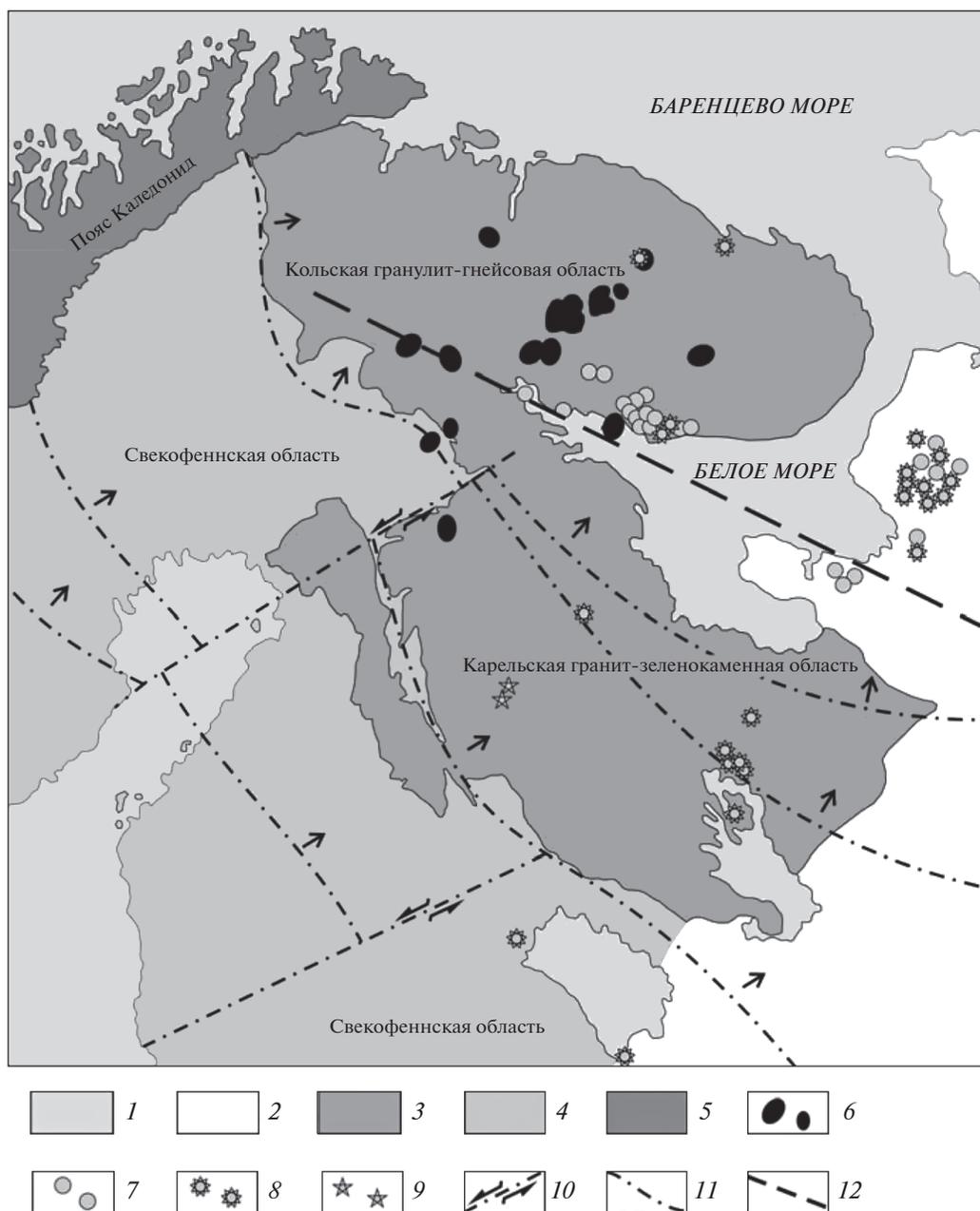
Континентальные блоки Кольского полуострова и Карелии с прилегающей к ним с востока территорией Архангельской области сформировались в позднем архее в интервале 3.5–2.7 млрд лет назад [10]. В конце архея около 2.7–2.6 млрд лет назад произошло их объединение вдоль складчатого пояса беломорид в результате глобального кеноранского диастрофизма, объединившего все разрозненные до того архейские щиты в единый суперконтинент Моногея. Первые 100 млн лет его существования восточная часть Балтийского щита развивалась в платформенном режиме. Однако внедрение расслоенных интрузий базит-гипербазитового состава в архейскую кору в интервале 2.49–2.39 млрд лет назад [1] маркировали первые импульсы растяжения архейской коры и заложения палеорифтов, которые позднее сформировали зеленокаменные пояса раннепротерозойского возраста.

В интервале 2.0–1.8 млрд лет назад геодинамическая обстановка на Балтийском щите сменилась режимом повсеместного сжатия, приведшим к консолидации континентальной коры и формированию ее основного тектонического плана. Закрытие раннепротерозойских океанических бассейнов сопровождалось широкомасштабным поглощением океанической коры в зонах поддвига плит к юго-западу от Кольской архейской литосферной плиты (рис. 1). В результате произошедшей после этого коллизии Карело-Кольский континент и Свекофеннская область сформировали единый континент.

Свекофеннская складчатая область занимает центральную часть Балтийского щита и с северо-востока граничит с Карельской гранит-зеленокаменной областью. Она образовалась в раннем

протерозое за счет развития системы островных дуг в обширном палеоокеане, существовавшем тогда между Карело-Кольским и Канадским архейскими кратонами. В конце раннего протерозоя около 2 млрд лет назад Свекофеннский океан начал закрываться, что привело к образованию многоярусной системы сутур. Эта система в современной литературе стала называться Свекофеннской складчатой областью. Эта область представляет собой сложную систему вулканогенно-осадочных комплексов, прорванных синорогенными габбро-тоналитовыми и габбро-гранодиоритовыми магматическими телами. Геохимия этих пород свидетельствует о принадлежности данного структурно-вещественного комплекса к островодужным образованиям [28]. Все эти данные позволяют рассматривать описанные вулканоплутонические ассоциации свекофеннид в качестве магматических комплексов древних островных дуг, столкновения которых привело к формированию континентальной коры региона. Среди островодужных серий встречаются фрагменты коры океанического типа, которые имеют характерные особенности офиолитовых комплексов. Интрузивная и вулканогенная часть офиолитовых разрезов состоит из ультрабазитов и базитов толеитового ряда, занимающих основной объем таких поясов. Осадочная часть представлена альбитизированными глинистыми осадками, пелитами, карбонатами, конгломератами, кремнистыми ассоциациями и графит-сульфидными кристаллическими сланцами. Встречаются и многочисленные прослой железистых кварцитов [26]. Среди вулканогенного разреза зеленокаменных поясов базальты часто имеют структуры подушечных лав. Геохимическая характеристика офиолитовых комплексов свекофеннид выявила некоторые их различия по ряду элементов. Так, более древние из них (2.4–2.2 млрд лет) заметно обогащены Fe и Mg.

Особенности пространственного расположения, внутреннего строения и возраст образования вулканогенно-осадочных комплексов позволяют предположить наличие в Карело-Кольском мегаблоке и в Свекофеннской области, по крайней мере, четырех-пяти зон палеосубдукции, падающих на северо-восток (рис. 1). Первая из них сечет Карело-Кольскую архейскую континентальную плиту в юго-восточном направлении к югу от Беломорского складчатого пояса. Образование беломорид относится к позднему архею (2.9–2.8 млрд лет назад). Однако в конце раннего протерозоя пояс претерпел интенсивную тектоническую переработку в связи с коллизией Кольского и Карельского континентальных блоков. Беломорский пояс представляет собой типичный гранулитогнейсовый коллизионный пояс покровной структуры [20]. Далее к северо-востоку он, вероятнее всего, погружается под Кольский гра-



**Рис. 1.** Геологическая схема восточной части Балтийского щита: 1 – гидросфера; 2 – осадочный чехол Русской платформы; 3 – континентально-коровые ассоциации архея; 4 – осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы раннепротерозойского (свекофеннского) возраста; 5 – аллохтонные покровы каледонского возраста; 6 – интрузии щелочно-ультраосновного состава; 7 – трубки взрыва пикритового и мелилититового составов; 8 – кимберлиты; 9 – лампроиты; 10 – разрывные нарушения трансформного типа; 11 – зоны субдукции и направления поддвига океанических плит (показаны стрелками) раннепротерозойского возраста (1.9–1.8 млрд лет назад); 12 – ось Кандалякшско-Двинской рифтовой системы палеозойского возраста.

нулит-гнейсовый кратон. Вторая зона субдукции выделяется нами по косвенным признакам, но она также сечет Карело-Кольский мегаблок к югу от первой зоны и погружается на северо-восток. Наконец, третья, самая выраженная зона подвига плит обрамляет Карело-Кольский архейский мегаблок с юго-запада и маркируется из-

менением возрастных характеристик пород от архейских на северо-востоке до раннепротерозойских на юго-западе. Кроме того, к северо-востоку от этой зоны возраст формирования окраинно-континентальных комплексов колеблется в пределах 2.4–2.2 млрд лет, тогда как к юго-западу островодужный комплекс омолаживается до 2.1–

1.9 млрд лет [26]. Четвертая зона предполагаемой палеозоны поддвига плит выделяется не так однозначно, однако может быть проведена по границе изменения вещественного наполнения протоконтинентальных и островодужных ассоциаций [26]. С другой стороны, четвертая и пятая зоны достаточно четко фиксируются по геофизическим данным, полученным в результате выполнения сейсмического проекта “Бабель” в Ботническом заливе [26]. При этом геофизические данные также указывают на погружение палеоокеанических плит под Карело-Кольский архейский мегаблок.

Следует отметить, что мощность архейских континентальных литосферных плит к концу раннего протерозоя уже достигала величин порядка 200–250 км [11]. Следовательно, при характерных углах наклона ( $20^\circ$ – $25^\circ$ ) поддвигаемой океанической литосферы горизонтальное расстояние между фронтом подвига этой плиты и зоной генерации кимберлитовых расплавов на глубине около 250 км под архейским кратоном могло составлять от 300 до 600–650 км.

Интересной особенностью большинства активных окраин архейских континентов в раннем протерозое является их практически полная амагматичность [22, 23]. Эта примечательная особенность затрудняет использование актуалистического подхода к выделению зон поддвига плит и объясняется тем, что период времени 2.0–1.8 млрд лет назад характеризовался наиболее интенсивным в истории Земли накоплением на океаническом дне железорудных осадков джеспилитового типа. Попадая в зоны поддвига плит, они играли роль “смазки”, резко снижая температуру трения плит ниже температуры генерации андезитовых магм. При этом они существенно утяжеляли океаническую плиту, позволяя ей поддвигаться под архейский континент с большей скоростью.

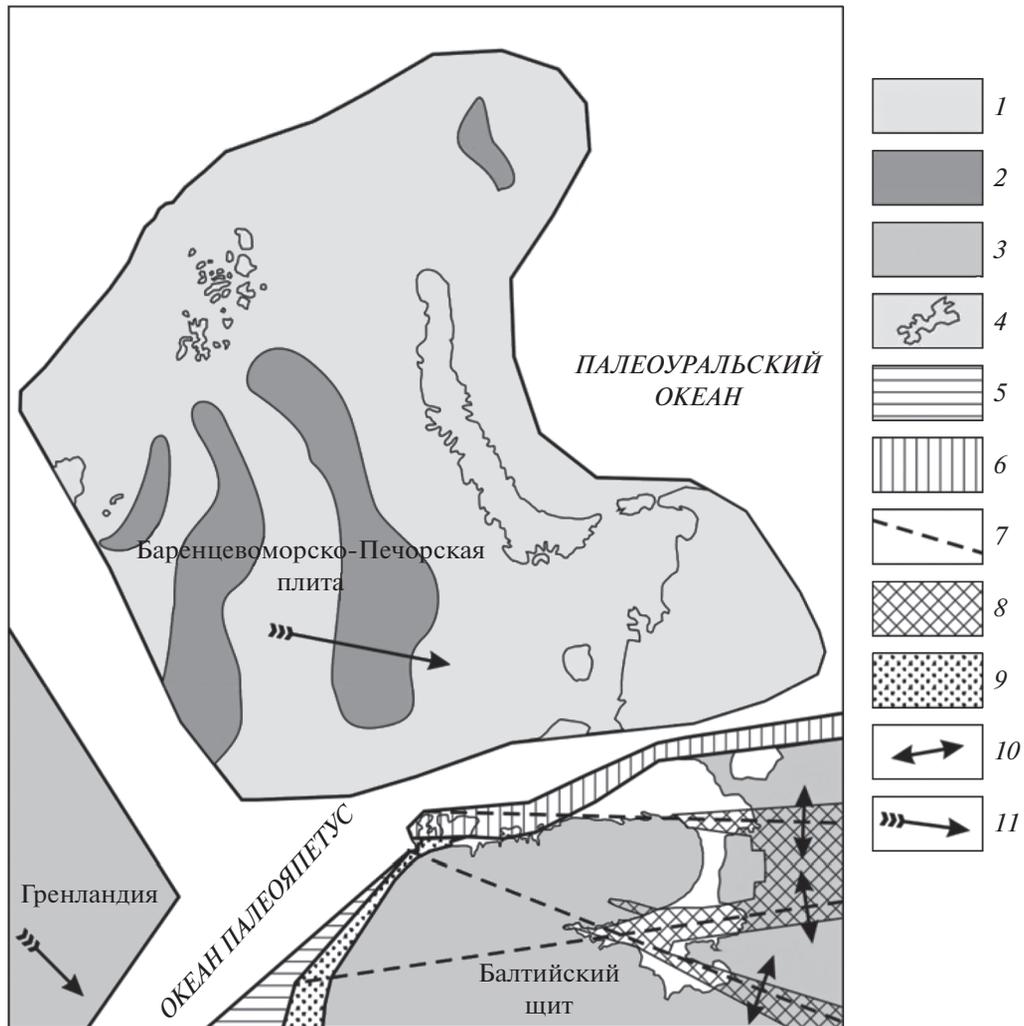
Окончательное закрытие Свекофеннского океана произошло около 1.9–1.8 млрд лет назад. С тех пор и до наших дней Карело-Кольский мегаблок архейской коры и примкнувшие к нему раннепротерозойские структуры Свекофенниды характеризуются только платформенными режимами развития континентальной коры.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

В процессе эволюции Восточно-Европейской платформы (ВЕП) ее северная и северо-западная (в современных румбах) оконечности, начиная с палеопротерозоя, периодически испытывали процессы раскола и коллизионного столкновения с Северо-Американской литосферной плитой [25]. На это, в частности, указывает сопоставимость структурно-вещественных комплексов

свекофенниды Балтийского щита и кетилиды южной Гренландии и Канады, сформированных около 1.9–1.8 млрд лет назад во время закрытия Свекофеннского палеоокеана при формировании суперконтинента Мегатея. Позже, в Перитиманской области и в Кандалакшско-Двинском бассейне около 1350–1050 млн лет назад произошло прогибание фундамента и накопление континентальных терригенных осадков с примесью вулканитов [25]. В это же время на северо-востоке Русской плиты формировались шельфовые и склоновые осадочные комплексы пассивной окраины континента, известные сегодня как Тимано-Варангерский пояс байкалитид. Данные об этих процессах согласуются с фактическим материалом о распаде суперконтинента Мегатея (около 1.7 млрд лет назад), продолжавшемся вплоть до позднего рифея (около 1000 млн лет назад), когда был сформирован следующий в истории Земли суперконтинент Мезогея (Родиния) [22, 31]. В это время в северо-западной периферической зоне Восточно-Европейской платформы формировалась Дальсландская складчатая область, являющаяся продолжением Гренвильского пояса в Канаде и Гренландии и маркирующая зону закрытия океана Палеояпетус (не путать с океаном Япетус, который сформировался позже).

С 1350 по 535 млн лет назад северо-восточная часть Восточно-Европейской платформы развивалась в режиме пенепленизации, что неизбежно должно было привести к накоплению огромных масс осадков на шельфе, склоне и в ее подножии. В эту эпоху континент последовательно мигрировал из приэкваториальной зоны Земли (около 1.0 млрд лет назад), где он находился в момент формирования Мезогеи в приполярные области (800–650 млн лет назад), а затем обратно (около 550 млн лет) [31, 33, 34]. В венде (600–535 млн лет назад) процессы его пенепленизации привели к формированию комплекса континентальных терригенных осадков со следами тиллитов на северо-западе и прибрежно-морских образований на севере в районе п-ова Варангер [29] (рис. 2). При этом северная и северо-восточная окраины Русской плиты представляли собой пассивную окраину континента, на границе которого продолжалось накопление шельфовых и континентально-склоновых образований. События Дальсландского орогенеза на западе Балтийского щита привели к формированию целого ряда закономерно расположенных в пространстве грабенообразных систем в ее северо-восточных районах (Кандалакшско-Двинский грабен Белого моря). При этом тектонические условия их формирования носили явный отраженный характер, о чем свидетельствует их практически полная амагматичность в рифее. Лишь на северной оконечности Кольского п-ова и на п-овах Средний и Рыбачий отмече-



**Рис. 2.** Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской платформы и прилегающего арктического бассейна в среднем рифее–венде (1350–540 млн лет назад): 1 – предполагаемые очертания Баренцево-морско-Печорской литосферной плиты, 2 – предполагаемые участки коры океанического типа, 3 – очертания древней (архейской) литосферы Балтийского щита и Гренландии, 4 – очертания современной береговой линии, 5 – складчатые образования среднего–верхнего рифея дальсандской области (1200–900 млн лет назад), 6 – средне-верхнерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты (1350–620 млн лет назад), 7 – основные линейменты на Балтийском щите, 8 – рифтогенные образования верхнего рифея, 9 – континентальные терригенные осадки венда (650–570 млн лет назад), 10 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 11 – генерализованное направление перемещения литосферных плит.

ны редкие магматические тела и дайки долеритов, относимые к данному периоду.

В настоящее время рифейские образования пассивной окраины севера и северо-востока (в современных румбах) Русской плиты обнажены в пределах п-ова Варангер в северной Норвегии, п-овах Средний, Рыбачий и о. Кильдин на северной оконечности Кольского п-ова, а также на п-ове Канин нос и Тиманском выступе в Архангельской области. В геологической литературе эти образования выделяются как Тимано-Варангерская система байкалит [14, 19] и представляют

собой моноклинальное напластование средне-, верхнерифейских и вендских слабометаморфизованных осадочных комплексов, тектонически взброшенных, а местами надвинутых на архейские и нижнепротерозойские образования Балтийского щита и Русской плиты [18]. По сейсмическим данным поверхность моноклинали полого погружается в сторону Южно-Баренцевоморской впадины под углами 2°–5°, а затем 5°–10° [9, 19].

В позднем венде–раннем кембрии, около 570–510 млн лет назад, произошло сочленение северной и северо-восточной оконечностей древней

Русской плиты с Северокарско-Баренцево-Печорской плитой гренвилльского возраста, которая впоследствии была разделена на Баренцево-морскую, Северо-Карскую и Печорскую [25, 30, 31]. При этом к северо-западу от нее еще существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогея (Родиния). Процесс приращения Восточно-Европейской платформы в этой ее части протекал без проявления складчатости и магматизма, а сочленение двух континентов происходило по зоне касательного проскальзывания, подобно смещающимся вдоль трансформного разлома блокам литосферы (рис. 2).

Процесс столкновения двух плит привел к взбрасыванию, а местами и надвиганию шельфовых и континентально-склоновых осадочных комплексов среднего и верхнего рифея и венда на окраину ВЕП и формированию в районе полуостровов Средний и Рыбачий крупных правосторонних сдвиговых и взбросо-надвиговых структур. По данным [19] отмечается, что процессы формирования Тимано-Варангерской шовной зоны сопряжены с резким уменьшением мощности разреза в северо-западном (Кольско-Канинском) сегменте и многократным его увеличением в юго-восточном (Тиманском) направлении. К этому следует добавить, что в разрезе отсутствуют образования нижнего рифея и лишь в юго-восточной части Тимано-Варангерской шовной зоны присутствуют осадки данного возраста [25].

Фундамент Северокарско-Баренцево-Печорской плиты обнажается в пределах Северо-Восточной Земли Шпицбергена, северной части Новой Земли и на п-ове Таймыр. Он вскрыт бурением на островах Земли Франца-Иосифа и в пределах Печорской плиты. Разрез представлен полискладчатými и метаморфизованными в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма гнейсами и кристаллическими сланцами, биотитовыми и двуслюдяными, углистыми и графитсодержащими, хлорит-серицитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, доломитами, кальцифирами и конгломератами. Эти комплексы прорваны гранитами рифея и венда. Возраст фундамента составляет 1.55–1.3 млрд лет [2, 15, 25]. Данная литосферная плита имеет неоднородный характер строения фундамента, выраженного в сопряжении участков континентального (гранитного) и субокеанического типов. При этом не следует забывать, что ее западная часть была сформирована и приращена в эпоху каледонской фазы складчатости и отражает условия закрытия океана Япетус.

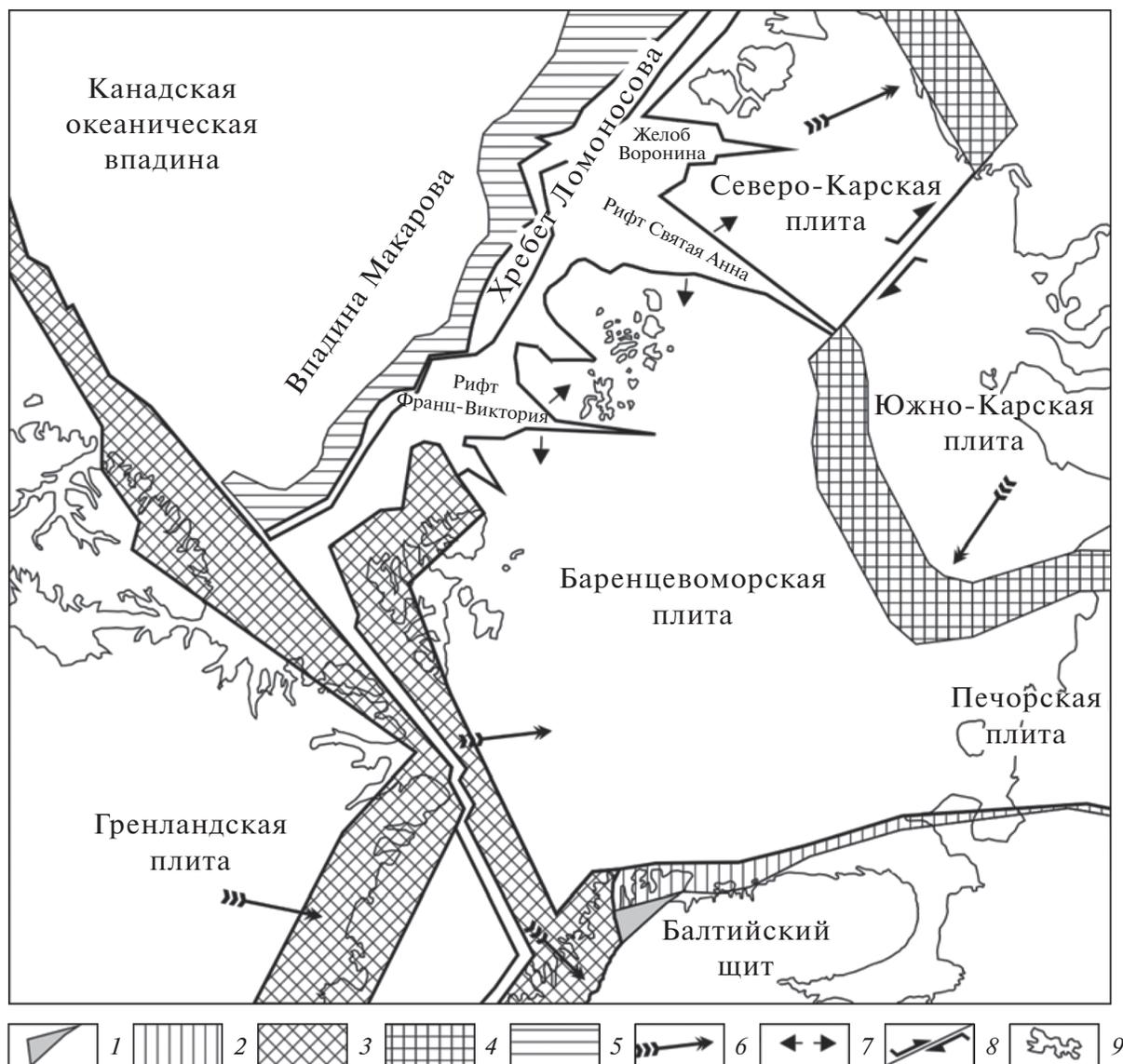
Чуть позже произошло закрытие Палеоуральского океана на востоке. Так же как и при закрытии океана Япетус, формирование Уральской складчатой системы сопровождалось многостадийным и неравномерным сближением и субдукцией древней Восточно-Европейской платфор-

мы под активную окраину Западно-Сибирской плиты. Это привело к образованию коллизионной структуры сложной конфигурации в период с позднего девона—раннего карбона (около 350 млн лет назад) на юге по ранний триас (около 265 млн лет назад) на севере [14]. На северной оконечности формирующейся складчатой системы пассивная окраина Северокарской плиты была надвинута на Сибирский кратон, сформировав Таймырскую складчатую систему и Енисей-Хатангский краевой прогиб. Полное закрытие Палеоуральского океана маркируется развитием постколлизионных гранитов с возрастом 264 млн лет [15]. В результате этого между Восточно-Европейской платформой и Западно-Сибирской плитой была сформирована орогенная структура, имеющая разнонаправленные, иногда дугообразные, вплоть до остроугольно ориентированных зон складчатости, местами осложненных трансформными разломами. Такого рода примером являются складчатые системы Полярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и п-ова Таймыр (рис. 3).

Закрытие северной части Палеоуральского океана привело к практически одновременной коллизии трех континентальных литосферных плит с разновозрастным фундаментом. Здесь следует учитывать, что по законам тектоники литосферных плит более древняя из них всегда субдуцирует (пододвигается) под более молодую того же типа. То есть при столкновении двух океанических или двух континентальных плит древняя всегда субдуцирует под молодую. Следовательно, имея возраст фундамента 1.55–1.3 млрд лет, Баренцево-морско-Печорская плита своей южной частью субдуцировала под более молодую Западно-Сибирскую и надвигалась (обдуцировала) на севере на древнюю Сибирскую платформу.

В результате завершения каледонского и герцинского этапов тектогенеза был сформирован единый суперконтинент Пангея, в северной части которого оказались коллизионно совмещенными литосферные плиты Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского древних кратонов. Между ними были зажаты молодые литосферные плиты с гренвилльским фундаментом, к которым можно отнести Западно-Сибирскую и Северокарско-Баренцево-морско-Печорскую молодые платформы. По-видимому, в это же время была в основном сформирована и крупная Американо-Сибирская океаническая впадина, основную часть которой занимает Канадская котловина.

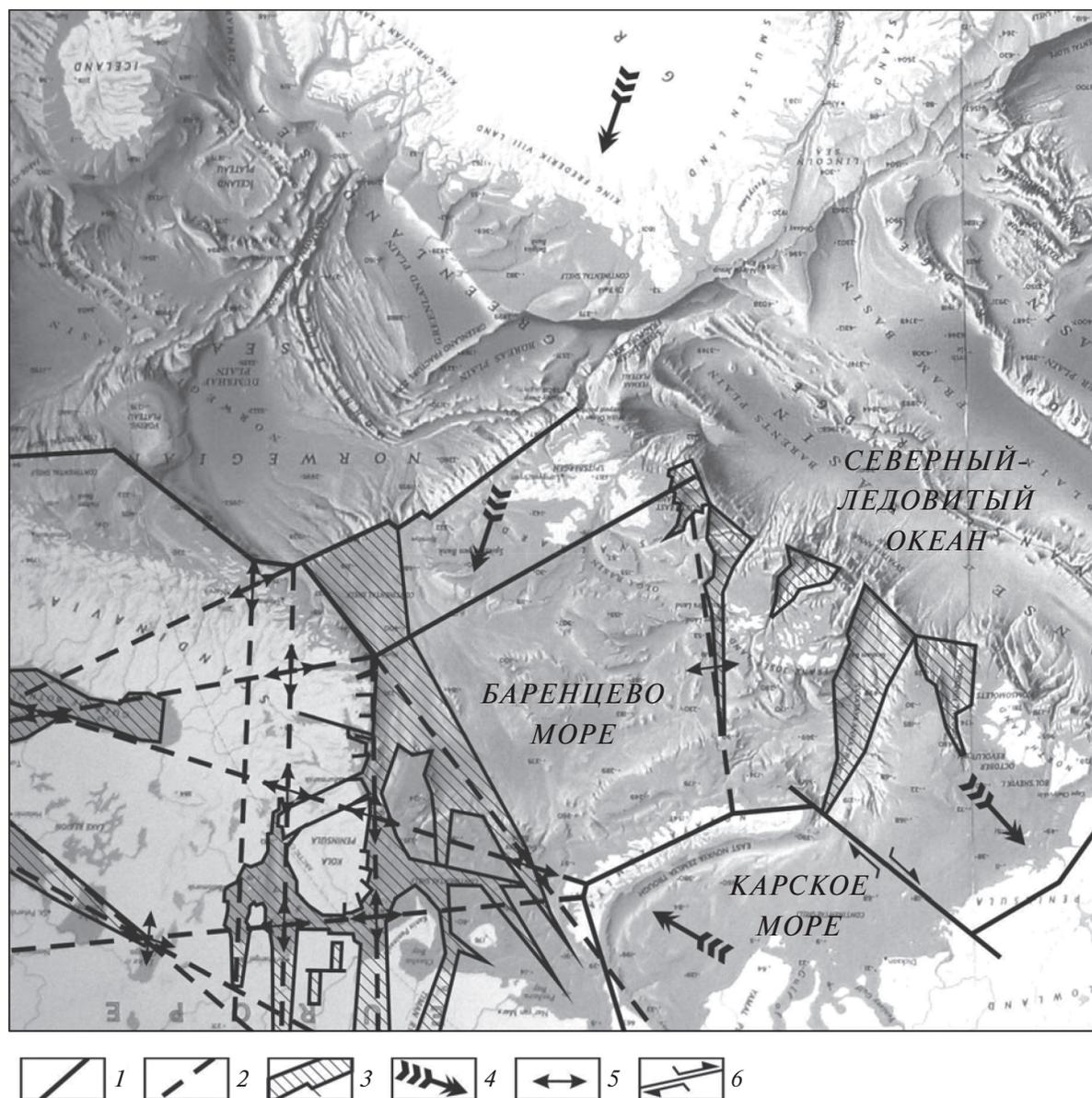
Процесс закрытия палеоокеана Япетус можно восстановить по современной конфигурации континентальных плит северной части Атлантического океана и по полосчатым (полосовым) магнитным аномалиям, а также по характеру строения каледонской аллохтонной пластины в северной части Балтийского щита, маркирующей



**Рис. 3.** Палеогеодинамическая реконструкция северной части Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты и прилегающего арктического бассейна в палеозое и раннем мезозое (650–241 млн лет назад): 1 – континентальные терригенные осадки венда (650–570 млн лет назад), 2 – средне-верхнерифейские и вендские осадочные комплексы шельфа и континентального склона пассивной окраины северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты, 3 – складчатые образования североатлантических каледонид в раннем ордовике–позднем девоне (505–362 млн лет), 4 – складчатые образования полярного Урала, Новой Земли и п-ова Таймыр в ранней перми–раннем триасе (290–241 млн лет назад), 5 – пассивная окраина континента, 6 – генерализованное направление перемещения литосферных плит, 7 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 8 – трансформный разлом, 9 – контур современной береговой линии.

древнюю зону сочленения. При этом клиновидная форма восточной части Гренландской литосферной плиты при столкновении с Восточно-Европейской плитой должна была привести к возникновению серии растягивающих напряжений в северной части Балтийского щита по линии Северная Норвегия–Кольский полуостров–Архангельская область, т.е. с северо-запада на юго-восток [21] (рис. 3, 4).

Аналогично этому, при закрытии карбон-триасового Палеоуральского океана и при столкновении Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы с Восточно-Европейской платформой, по-видимому, произошло заложение зоны растягивающих напряжений по линии Новая Земля–о. Нокуев–г. Кандалакша–Ботнический залив и Новая Земля–Горло Белого моря–Онежское и Ладожское озера (рис. 4). При этом, выступ Кар-



**Рис. 4.** Реконструкция разрывных нарушений в древней Восточно-Европейской, молодой Западно-Сибирской и древней Сибирской платформах в палеозое—раннем мезозое (650–241 млн лет назад). 1 – граница литосферных плит, вдоль которых происходило закрытие палеоокеанов и коллизия, 2 – основные линейменты, формирующиеся в континентальной литосферной плите, 3 – рифты, 4 – генерализованное направление перемещения литосферных плит, 5 – векторы полей напряжения в континентальной литосфере, 6 – трансформный разлом.

ской плиты, отмеченный коленообразным изгибом складчатых структур Новой Земли, подобно клину внедрил в Баренцевоморскую молодую платформу.

Произошедшие в обрамлении Балтийского щита события не могли не оказать активного влияния на его внутреннее физическое состояние. В результате этого, в восточной части щита была сформирована почти ортогональная система разрывных нарушений, имеющая северо-западное и северо-восточное до меридионального направле-

ния ветвей (рис. 4). Характер проявления этих деформаций предопределял возникновение еще одной системы разрывов, образующейся в результате разложения сил. Формирование субмеридио-нально-субширотной ортогональной системы в описываемый период времени носило второстепенный характер и реализовывалось без сколь-нибудь значительных перемещений вдоль разломов. Неизбежное возникновение растягивающих напряжений в восточной части Балтийского щита привело к формированию целого ряда рифто-

генных структур. В пределах Кольского полуострова и его обрамления выделяются Беломорская (Кандалакшско-Двинская) и Норвежско-Мезенская системы рифтов, огибающие его с севера и юга и маркирующие разрывы северо-западного простирания. В результате закрытия Палеоуральского океана и формирования закономерной системы разрывных нарушений в литосфере Восточно-Европейской платформы чуть позже была сформирована система рифтов юго-западного простирания, маркируемая акваторией Горла Белого моря и протягивающаяся до Ладожского озера и далее в Балтийское море. Благодаря этому, к востоку от Белого моря произошло объединение двух рифтовых систем северо-западного простирания и трансформация структурно-вещественного ансамбля Мезенской синеклизы.

Система Кандалакшско-Двинского (Беломорского) рифта протягивается от Кольского полуострова до Тимана, а ее протяженность составляет около 900 км, при ширине 50–270 км [6]. В северо-западной части Кандалакшский рифт постепенно выклинивается, а в районе Терского берега от него ответвляется в север–северо-западном направлении Ермаковский грабен [3]. Система Баренцевоморского рифта прослеживается от Лаксефьерда и Танафьерда северного побережья Норвегии, вдоль Мурманского берега Кольского полуострова и далее на юго-восток. Общая его протяженность составляет около 1500 км при ширине до 200 км. В районе северного побережья Норвегии данная рифтовая система выклинивается и имеет вид правостороннего сдвига.

Мезенская синеклиза, в пределах которой развита Архангельская алмазонская провинция, была сформирована в результате проявления байкальского, а затем каледоно-герцинского этапов геодинамической активности. Впервые она была заложена на окраине Русской плиты в результате ее сочленения с Баренцевоморско-Печорской литосферной плитой в рифее и представляла собой типичный краевой прогиб на архейском фундаменте. Чуть позже произошло формирование Кандалакшско-Двинского (Беломорского) рифейского авлакогена, как отражение Дальсландской фазы складчатости, происходившей на западе Балтийского щита. Еще позже на структуры Мезенской синеклизы были наложены процессы каледонской и герцинской фаз тектоногенеза, что, несомненно, усложнило внутреннюю структуру региона (рис. 5).

Фундамент Мезенской синеклизы имеет архейский или раннепротерозойский возраст. Он представлен интенсивно дислоцированными и в разной степени метаморфизованными (ультраметаморфизованными) осадочно-вулканогенными и вулканогенными комплексами, а также интрузиями основного и кислого состава, которые

объединяются в разновозрастные тектонические комплексы.

Нижняя часть платформенного чехла представлена преимущественно терригенным верхнепротерозойским комплексом, который объединяет морские, прибрежно-морские и континентальные породы и подразделяется на два структурных этажа: нижний (средний рифей) и верхний (верхний рифей). Выше залегает верхнепротерозойско-фанерозойский комплекс, который подразделяется на два структурных этажа: нижний (верхнепротерозойский) и верхний (фанерозойский). Нижний структурный этаж сложен верхневендскими отложениями и имеет площадное распространение на всей территории синеклизы. Верхний фанерозойский структурный этаж подразделяется на три подэтажа: нижний (силурийско-девонский), средний (каменноугольно-нижнепермский) и верхний (верхнепермско-кайнозойский) [12].

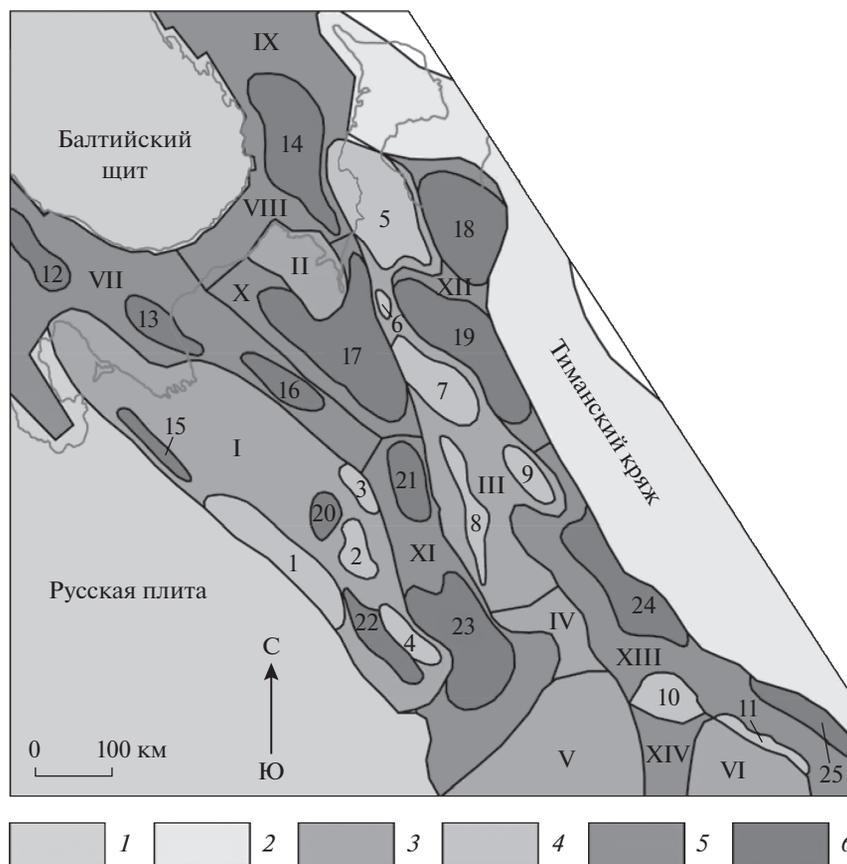
По данным [12, 16], нижняя часть разреза платформенного чехла формировалась синхронно с интенсивными тектоническими процессами и становлением Норвежско-Мезенской системы авлакогенов рифейского возраста (рис. 5).

Анализ системы распределения впадин, прогибов и поднятий в пределах Мезенской синеклизы показывает, что они располагаются в пространстве с удивительной закономерностью. Так, протяженная серия впадин, тяготеющих к Тиманскому кряжу, по-видимому, является структурами краевого прогиба, тогда как остальные отделены от них системой поднятий и отражают условия выклинивания фанерозойских рифтовых систем (рис. 5).

Внедрившиеся в фундамент Мезенской синеклизы трубки взрыва щелочно-ультраосновного и кимберлитового составов стали составной частью крупной магматической провинции этого региона.

Процессы каледоно-герцинской активизации на Балтийском щите привели к внедрению целого ряда магматических комплексов, которые формировались на плечах этих структур, в зонах развития рифтов, а также в узлах пересечения наиболее крупных линеаментов (рис. 6). Благодаря этому в пределах Балтийского щита и севера Русской плиты была сформирована щелочно-ультраосновная, мелилититовая и кимберлитовая магматическая провинция палеозойского возраста.

В частности, в центральной части Кольского полуострова развит комплекс нефелиновых сиенитов и щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа (рис. 1). Выделяется два возрастных интервала проявления данного магматизма. Ранние интрузивные тела, трубки взрыва и дайки внедрялись в интервале 480–400 млн лет назад и образуют вытянутую в северо-западном направлении зону вдоль побережья Кандалакшского залива и далее, которая включает и Ковдорский



**Рис. 5.** Тектоническое строение фундамента Мезенской синеклизы (по [16] с изменениями и дополнениями): 1–2 – структуры обрамления Мезенской синеклизы; 3–4 – выступы фундамента в пределах синеклизы; I–VI – первого порядка: I – Северодвинская моноклираль и Архангельский свод; II – Несско-Тылугский выступ; III – Мезенский мегавал; IV – Ертымская седловина; V – Сысольский свод; VI – Коми-Пермийский свод; 1–11 – второго порядка: 1 – Среднедвинский вал; 2 – Юльское поднятие; 3 – Карпогорский вал; 4 – Уфтыгское поднятие; 5 – Тылугское поднятие; 6 – Нижнепезское поднятие; 7 – Ценогорское поднятие; 8 – Вашкинский вал; 9 – Косланский вал; 10 – Сторожевское поднятие; 11 – Прубский вал; 5–6 – прогибы фундамента в пределах синеклизы: VII–XIV – первого порядка: VII – Кандалакшско-Керецкий прогиб; VIII – Прогиб Горла Белого моря; IX – Прогиб Воронки Белого моря; X – Беломорско-Лешуконский прогиб; XI – Пинежский прогиб; XII – Пешско-Сафоновский прогиб; XIII – Вычегодский прогиб; XIV – Кировско-Кажимский прогиб; 12–25 – второго порядка: 12 – Кандалакшская депрессия; 13 – Западно-Керецкая депрессия; 14 – Приканинская впадина; 15 – Онежская депрессия; 16 – Керецкая депрессия; 17 – Лешуконская впадина; 18 – Пешская котловина; 19 – Сафоновская депрессия; 20 – Покшенгская депрессия; 21 – Среднепинежская впадина; 22 – Тоемская депрессия; 23 – Верхнепинежская котловина; 24 – Вишерская депрессия; 25 – Северо-Кельтменская депрессия.

массив [3, 17]. Более поздние проявления магматизма имеют возраст 400–320 млн лет и приурочены к разрывным нарушениям северо-восточного и северного простирания [3, 8]. Выявленная закономерность подтверждает сделанные нами ранее выводы о полистадийности проявления структурообразующих процессов в регионе и связанного с ними магматизма [11, 22].

На северном побережье Кандалакшского залива Белого моря отмечен дайковый комплекс долеритов субмеридионального и северо-восточного простирания, соответствующий по составу океаническим базальтам. Там же, на обоих его побережьях отмечены дайки лампрофиров северо-

ро-восточного простирания, трубки взрыва пикритов, мелилитов и кимберлитов. В районе Онежского озера выявлено поле развития алмазоносных кимберлитовых трубок взрыва, а в Костомукшском районе – диатремы лампроитов (рис. 6). В Архангельской области, в зоне развития Норвежско-Мезенской системы рифтов выявлено крупное Зимнебережное поле мелилитов и кимберлитов. На Земле Франца-Иосифа и на Шпицбергене проявлен более молодой – кайнозойский магматизм, выразившийся развитием комплекса субпараллельных даек северо-западного простирания и покровных вулканитов основного состава, а также силлов долеритов и



**Рис. 6.** Схема проявления тектоники и распределения основных интрузивных массивов и трубок взрыва палеозойского возраста в с-в части Балтийского щита: 1 – поверхность Балтийского щита, 2 – контур морских и прочих водных акваторий, 3 – линейные зоны концентрации глубинных тектонических разломов палеозойского возраста, 4 – интрузии щелочно-ультраосновного состава, 5 – мелилитовые трубки взрыва, 6 – кимберлитовые трубки взрыва, 7 – лампроитовые трубки взрыва.

долерито-базальтов, которые внедрялись в верхнетриасовые отложения и, скорее всего, маркировали процессы раскрытия Северного Ледовитого океана в эоцене.

Восточная часть бассейна Белого моря, включая и Горло, совпадает с крупным узлом пересечения глубинных разломов, кинематика которых носит характер растяжения (рис. 4). Именно поэтому в прилегающих областях развит интенсивный магматизм, сопряженный с возрастом их формирования. Постоянное изостатическое воздымание северо-восточной части Балтийского щита на протяжении палеозой-кайнозойского времени и выведение на поверхность глубинных уровней коры неизбежно должны приводить к

формированию богатых россыпей в донных осадках акватории полузакрытого бассейна, которым является Белое море [4].

#### РАЙОНИРОВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНО- УЛЬТРАОСНОВНОГО И КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И АЛМАЗОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Пространственные закономерности локализации описываемых магматических комплексов характеризуются строгой зависимостью их размещения в регионе. Интрузии щелочно-ультраосновного и карбонатитового составов распо-

жены преимущественно в центральной части Кольского полуострова и Северной Карелии. Они практически не перекрываются зоной проявления пикритового и мелилититового магматизма, пространственно тяготеющего к Терскому берегу Кольского полуострова (рис. 1). К востоку от них, в Архангельской области располагается зона развития исключительно кимберлитового магматизма, также имеющего строгие ограничения в пространстве (рис. 5). Полученная зависимость пространственного распределения различных по составу и способу выведения на поверхность Земли магматических комплексов указывает на последовательное изменение глубины магмаобразования, которая увеличивалась вдоль Кандалакшско-Двинской систем рифтов с северо-запада на юго-восток. Скорее всего, поздняя рифтовая система под острым углом вскрыла захороненные в палеозоне субдукции протерозойского возраста магматические камеры (рис. 1).

Напомним, что, по данным [7], глубина зарождения щелочно-ультраосновных магм колеблется от 80 до 100 км, тогда как кимберлитовые магмы формируются на глубинах от 150–180 до 200–220 км. При этом мелилититовые магмы занимают промежуточное значение. Именно поэтому взаимное пространственное совмещение зон раннепротерозойской палеосубдукции и каледоно-герцинских рифтовых образований имеют первостепенное значение для прогноза областей локализации кимберлитового магматизма.

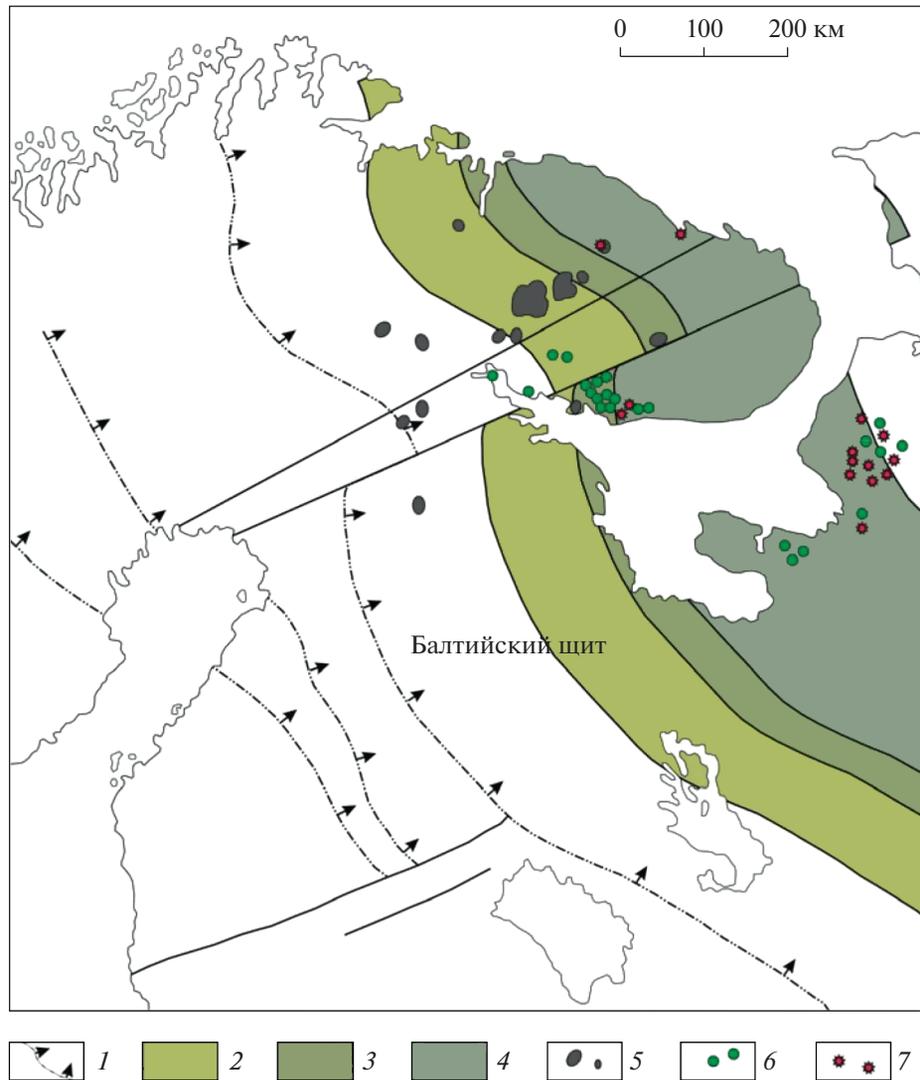
Поддвиг океанических плит во время закрытия Свекофеннского океана происходил приблизительно в северо-восточном направлении под Карело-Кольский архейский мегаблок. Мысленное продолжение плоскостей падения этих зон позволяет оценить глубину поверхности поглощенной океанической коры в зависимости от расстояния от фронта бывшей зоны поддвига плит. Для примера была выбрана зона палеосубдукции, обрамляющая с запада Карело-Кольский архейский регион (рис. 7). Однако для вычисления значений глубины проникновения корового вещества в этой зоне необходимо знать угол погружения океанических литосферных плит под континентальные в раннем протерозое. Эта задача весьма сложная и теоретически однозначно не решаемая. В первом приближении можно воспользоваться эмпирическим правилом, чем выше скорость поддвига литосферных плит — тем более пологой становится и сама зона субдукции. Так, под Марианскую островную дугу Тихоокеанская плита пододвигается со скоростью около 4 см/год, тогда как угол наклона зоны Вадати-Беньефа достигает  $\approx 70^\circ$  и выше. Под Курильской дугой скорость поддвига  $\approx 7-9$  см/год, а угол  $\approx 45^\circ$ . Под Анды Южной Америки плита Наска пододвигается со скоростью около  $\approx 15$  см/год, а угол наклона плиты снижается до  $30^\circ$ .

В раннем протерозое средняя скорость движения литосферных плит была приблизительно в 5–6 раз выше, чем современная, и достигала 25–30 см/год [24]. Поэтому следует ожидать, что в ту далекую эпоху и минимальные значения углов наклона зон поддвига плит снижались до  $20^\circ$ , хотя при этом могли существовать и более крутые наклоны этих зон. Если же известны положения фронта зоны поддвига и выходов щелочно-ультраосновных интрузий или кимберлитовых трубок взрыва, то угол наклона погружавшейся в то время литосферной плиты можно определить значительно точнее.

Здесь следует отметить, что при эшелонированном расположении раннепротерозойских зон поддвига плит, как это наблюдается к западу от Карело-Кольского кратона, возможно пространственное совмещение комплексов щелочно-ультраосновного, переходного по глубинности карбонатитового, мелилититового и даже кимберлитового магматизма. Таким образом, горизонтальная зональность распределения интрузий осложняется наложением разноглубинного магматизма. Например, трубки взрыва мелилититового состава, развитые на Терском берегу Кандалакшского залива, располагаются совместно со слабоалмазными кимберлитовыми трубками взрыва. Такая же картина наблюдается и в Архангельской области, где кимберлиты Золотицкого и Кепинского полей соседствуют с оливиновыми и оливин-флогопитовыми мелилититами Верхотинского и Ижмозерского полей. Сделанный эмпирический расчет показал, что угол падения раннепротерозойской зоны субдукции составлял почти  $23^\circ$ . Это идеально согласуется с современными данными об углах наклона зон субдукции.

Если теперь принять, что максимальная толщина континентальной литосферы в момент формирования глубинных расплавов достигала 250 км, то максимальное расстояние от древней зоны поддвига плит, на котором еще можно ожидать проявлений алмазоносного магматизма, составит  $L_{\max} \approx 650-700$  км (рис. 8). Минимальная глубина формирования алмазоносных расплавов определяется пересечением современной континентальной геотермы  $T_1$  с температурной границей фазового перехода графит–алмаз  $T_{\gamma\alpha}$  (рис. 8). В нашем случае точке  $T_1 = T_{\gamma\alpha}$  соответствует глубина 130 км. Следовательно, минимальное расстояние от шовной зоны до полосы возможного проявления алмазоносного магматизма равняется приблизительно 400 км.

Пояс проявления взрывного магматизма мелилититового и безалмазного кимберлитового магматизма должен располагаться ближе к палеозоне субдукции. Максимальные расстояния в этом поясе совпадают с внутренней границей области проявления алмазоносного магматизма.



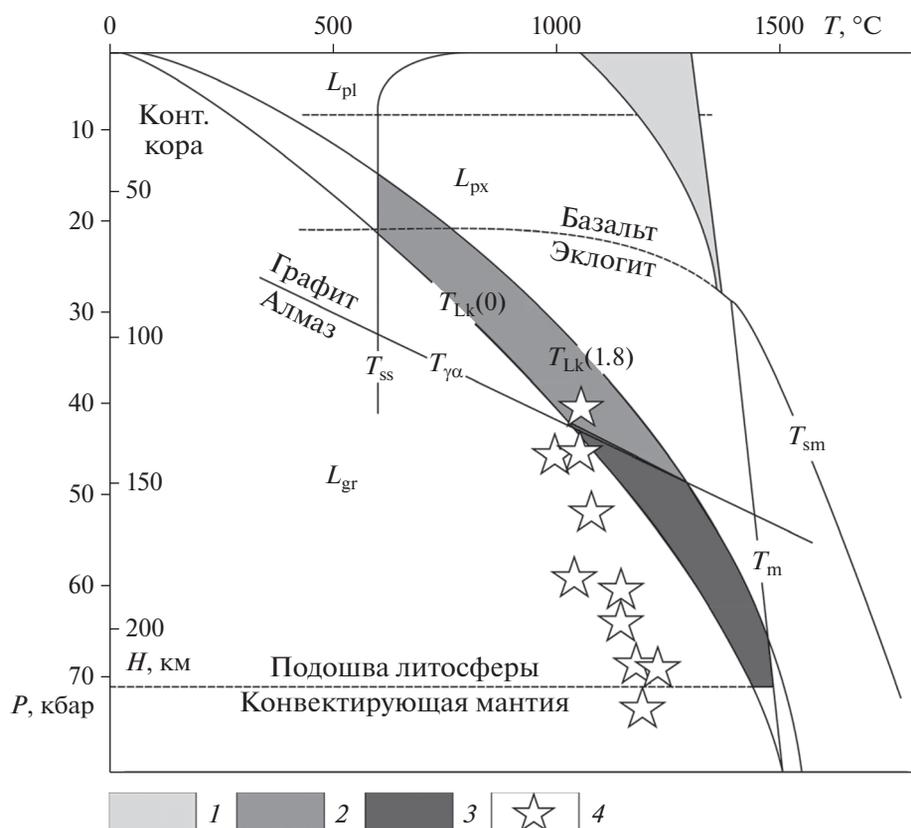
**Рис. 7.** Пример проецирования на поверхность зон локализации захороненных расплавов относительно выбранной зоны субдукции: 1 – зона палеосубдукции свекофеннского возраста (1.9–1.8 млрд лет назад), относительно которой сделаны проекционные построения; 2 – область равновесного существования захороненных щелочно-ультраосновных магм; 3 – то же для диатрем пикритового, мелилититового и карбонатитового составов; 4 – то же для кимберлитовых и лампроитовых трубок взрыва; 5 – интрузии щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов; 6 – трубки взрыва пикритового, мелилититового и карбонатитового составов; 7 – диатремы кимберлитового и лампроитового составов.

Внутренняя же граница пояса взрывного магматизма определяется минимальной глубиной существования глубинных расплавов, способных “прорываться” на земную поверхность без кристаллизации магм на промежуточных приповерхностных уровнях. Судя по расчетам, приведенным на рис. 8, эта глубина равна примерно 115 км. Отсюда находим, что минимальное расстояние от рассматриваемой шовной зоны до пояса взрывного (диатремового) магматизма приблизительно равно 320 км (рис. 7).

Еще ближе к фронту бывшей зоны подвига плит располагается пояс интрузивного щелочно-ультраосновного магматизма. Его минимальное

расстояние от шовной зоны определяется минимальной глубиной существования расплавов в континентальной литосфере, т.е. глубиной пересечения геотермы  $T_{ик}$  с температурной кривой плавления пелагических осадков  $T_1 = T_{ss}$  (рис. 8). Эта глубина приблизительно равна 70 км, откуда находим, что внутренняя граница пояса интрузивного магматизма отстоит от фронта бывшей зоны подвига плит на 190 км (рис. 7).

Если бы выбранная нами в качестве примера зона палеосубдукции была единственной, то ближе этого расстояния никаких проявлений глубинного магматизма теоретически не должно быть. Однако они все-таки наблюдаются. Этому



**Рис. 8.** Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм [22]:  $T_m$  – температура мантии;  $T_{sm}$  – температура солидуса мантийного вещества;  $T_{\gamma\alpha}$  – температура перехода графит–алмаз;  $T_{lk}(0)$  – современная континентальная геотерма;  $T_{lk}(1.8)$  – континентальная геотерма существовавшая 1.8 млрд лет назад;  $L_{pl}$ ,  $L_{px}$  и  $L_{gr}$  – области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых лерцолитов;  $T_{ss}$  – температура плавления водонасыщенных осадков. 1 – область существования базальтовых расплавов; 2 – область существования щелочно-ультраосновных, щелочно-карбонатитовых и кальциево-карбонатитовых расплавов; 3 – область существования алмазоносных глубинных расплавов кимберлитов и лампроитов; 4 – область формирования природных алмазов.

явлению можно дать три вполне обоснованных объяснения.

Во-первых, не исключено, что подъем глубинных магм к поверхности при растяжении литосферы происходит не только по вертикальным трещинам, но и вдоль наклонной поверхности самой зоны поддвига плит, тем более, что она одновременно является и ослабленной зоной литосферы. Если это действительно так, то интрузии щелочно-ультраосновных магм могли внедряться в континентальную кору на любом удалении от шовной зоны в широкой полосе от 0 до 320 км.

Во-вторых, такие интрузии могли возникнуть за счет проникновения глубинных расплавов из второй и третьей зон поддвига плит, находящихся в тылу выбранной зоны палеосубдукции (рис. 1). С одной стороны, это объясняет проявление магматизма за пределами смоделированных областей, а с другой – объясняет нахождение разноглубинных образований на близком расстоянии

друг от друга. Действительно, при формировании эшелонированных зон субдукции, формирующихся часто при сочленении ряда островных дуг, возникает вертикальная многоярусная система магматических резервуаров различного состава.

В-третьих, есть вероятность, что существует зона палеосубдукции, не выявленная нами по причине слабой изученности территории или в результате ее перекрытия мощной толщей осадочного чехла.

Проведенные в последние годы исследования на северной оконечности Кольского региона позволили расширить области возможного нахождения алмазоносного магматизма на Балтийском щите и в его обрамлении [9]. В результате многолетних поисковых работ в осадочных толщах рифейского возраста (п-ова Рыбачий и Средний) авторами были обнаружены россыпные алмазы и их минералы-спутники, что позволило говорить о возможности существенного расширения границ Архангельской алмазоносной провинции [32].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагаемая методика районирования зон возможного проявления глубинного магматизма определяет лишь принципиальную возможность нахождения тех или иных комплексов глубинных пород на изучаемой территории. Однако их обнаружение становится возможным лишь в тех случаях, когда складываются в единую систему все перечисленные выше необходимые факторы.

В заключение хочется сделать очень интересный, важный и достаточно обоснованный прогноз обнаружения новых пока неизвестных проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма в описываемом регионе.

Дело в том, что рудоконтролирующая система палеозойских рифтов была заложена на более раннем крупном авлакогене рифейского возраста, имеющем близкое простирание и развитым в Белом море и Мезенской синеклизе. На северо-западе этого авлакогена магматизм отсутствовал, так как не произошел разрыв сплошности континентальной литосферы Балтийского щита. Однако форма авлакогена имеет четко выраженную клиновидную структуру, которая приводит к масштабному раздвигу на юго-восточной его оконечности. На это, в частности, указывает мелкоблочное клавишное строение Мезенской синеклизы (рис. 5). Если формирование рифейского авлакогена в ней дошло до стадии полного раскола литосферы, то следует ожидать там обширного проявления кимберлитового магматизма того времени.

Сегодня Мезенская синеклиза перекрыта мощными (2.0–2.5 км) осадками палеозойского–кайнозойского возраста. Следовательно, если в рифее имел место магматизм, то кимберлиты внедрялись в осадочный чехол того времени, а затем были захоронены последующими наслоениями осадочного чехла. При этом рифейский импульс магматизма должен был быть более обширным и содержать большее количество богатой алмазами кимберлитовой магмы, нежели палеозойский. Дело в том, что в первую очередь извергаются самые горячие и, следовательно, самые богатые рудным веществом магмы, тогда как на второй импульс хватает лишь остаточных расплавов. Примером тому может служить трубка Премьер в ЮАР, возраст формирования которой относится к протерозою. Именно в ней были обнаружены одни из самых крупных алмазов в мире — Куллинан (3106.75 карата) и Де Бирс (428.5 карат). Более поздний, мезозойский импульс магматизма в этом регионе не привел к формированию столь же богатых на крупные алмазы трубок взрыва, хотя их качество не менее высоко.

Таким образом, современный облик Архангельской алмазоносной провинции может быть

существенно дополнен скрытым под палеозойским осадочным чехлом на глубине 2–2.5 км полем распространения более богатых алмазами кимберлитовых трубок взрыва рифейского возраста.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука, 2004. 172 с.
2. *Вассерман Б.Я.* Разведанность ресурсов углеводородов Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции на начало XXI в. // Геология нефти и газа. 2001. № 2. С. 10–16.
3. *Ветрин В.Р., Калинин М.М.* Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма и метасоматоза (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. 108 с.
4. *Гавриленко Б.В., Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р. и др.* Перспективы россыпной алмазоносности Кольского региона // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2000. Т. 3. № 2. С. 235–244.
5. *Галимов Э.М.* Проблемы геохимии углерода // Геохимия. 1988. № 2. С. 258–278.
6. *Добрынина М.И.* Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 71–78.
7. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
8. *Дудкин О.Б., Минаков Ф.М. и др.* Карбонатиты Хибин. Апатиты: Изд. КФ АН СССР, 1984. 96 с.
9. *Заможняя Н.Г. и др.* Регионально-зональные сейсморазведочные работы МОВ-ОГТ на п-ове Рыбачий в комплексе с высокоточной гравиметрией с целью изучения геологического строения и перспектив нефтегазоносности рифейских отложений. Апатиты: Фонды Мурмангеолкома, 2001.
10. *Изотопная геохронология докембрия.* Л.: Наука, 1989. 160 с.
11. *Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др.* Геология архея Балтийского щита. СПб. Наука, 2006. 329 с.
12. *Кузьмин Д.А.* Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности верхнепротерозойских отложений Мезенского бассейна. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 2006. 245 с.
13. *Кулешов В.Н.* Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатитов. М.: Наука, 1986. 126 с.
14. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
15. *Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской*

- России масштаба 1 : 2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 1996. 94 с.
16. Пименов Б.А., Малышев Н.А. Оценка ресурсов и направления геолого-разведочных работ на нефть и газ в Мезенском седиментационном бассейне // Геология горючих ископаемых европейского севера России. Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. 1995. Вып. 85. С. 26–40.
  17. Поляков И.В., Калинин М.М. Алмазы и минералы – спутники в кимберлитах и рыхлых отложениях Терского берега Кольского полуострова // Записки Всесоюзного минералог. об-ва. 1993. № 1. С. 96–101.
  18. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Шаров Н.В. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 225 с.
  19. Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. Рифейская нефть полуострова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопроисловых работ на шельфе Баренцева моря? // Вестник МГТУ. 1998. Т. 1. № 2. С. 121–140.
  20. Сорохтин Н.О. Эволюция континентальной литосферы в раннем докембрии (на примере восточной части Балтийского щита). Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2001. 368 с.
  21. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н., Чикирев И.В. Геология и потенциальная нефтегазоносность полуострова Рыбачий (Кольский полуостров) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 5. С. 14–19.
  22. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. М.: Наука, 2004. 269 с.
  23. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Происхождение алмазов и перспективы алмазности восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. 144 с.
  24. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. Изд-во МГУ, 2002. 560 с.
  25. Хаун В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
  26. Babel Working Group. Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia region // Geophys. J. Int. 1993. V. 112. № 3. P. 305–343.
  27. Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S. et al. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation // Nature. 1991. V. 353. P. 649–653.
  28. Pharaon T.C., Pearce J.A. Geochemical evidence for the geotectonic setting of Early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland // Precambrian Res. 1984. V. 25. P. 283–308.
  29. Raaben M.E., Lubtsov V.V., Predovsky A.A. Correlation of stromatolitic formations of northern Norway (Finnmark) and northwestern Russia (Kildin Island and Kanin Peninsula) // Nor. Geol. Unders. Spesial Publ. 1995. P. 233–246.
  30. Sorokhtin N.O., Chilingar G.V., Kozlov N.E., Shin S. Geodynamic Evolution of Oil and Gas Basins in the European Part of the Eurasian Arctic Shelf // Energy Sources, Part A: Recovery, Utilization, and Environmental Effects. 2012. V. 34(22). P. 2092–2103.
  31. Sorokhtin N.O. The origins of natural Diamonds. Scrivener Publishing Wiley, 2019. 532 p.
  32. Sorokhtin N.O., Kozlov N.E., Kalatchev V.Yu. The first find of diamond on the Sredny and Rybachy Peninsulas in the north-eastern Baltic Shield // Вестник МГТУ. 2019. Т. 22. № 1. С. 36–47.
  33. Sorokhtin O.G., Chilingarian G.V., Sorokhtin N.O. Evolution of Earth and its climate // Developments in Earth and Environmental Sciences. 2011. V. 10. 763 p.
  34. Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E. et al. Early stages of evolution of the arctic margins (Neoproterozoic/Paleozoic) and plate reconstructions // Origins of Northeastern Russia: Paleomagnetism, Geology, and Tectonics. 2011. ICAM-VI. Abstracts, Fairbanks, Alaska, CD.

## Geodynamic Evolution of the Western Part of the Russian Arctic and Its Diamond Position

N. O. Sorokhtin<sup>a, #</sup>, N. E. Kozlov<sup>b, ##</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

<sup>#</sup>e-mail: nsorokhtin@ocean.ru

<sup>##</sup>e-mail: kozlov.n.e@yandex.ru

The study of the geodynamic evolution of the Baltic Shield showed that the melts of diamondiferous kimberlites and related rocks were formed due to the pulling of “heavy” ferruginous sediments of the Early Proterozoic into subduction zones beneath the Archean cratons. Later, during the Neoproterozoic and Paleozoic stages of rifting, melts conserved in the lower crust and subcrustal lithosphere were able to penetrate into the near-surface zones of the earth’s crust and form magmatic complexes of alkaline-ultrabasic and kimberlite magmatism. The authors showed that diamondiferous kimberlite and lamproite pipes of the explosion, as well as related carbonatite and alkaline-ultrabasic intrusions, are mainly located above

the underthrust zones of the Svecofennian (Karelian) plates, which functioned about 2.0–1.8 Ga ago. At the same time, alkaline ultrabasic intrusions and (sodium) carbonatites are located closest to the front of the underthrust zone of Proterozoic plates (from 100 to 200–300 km). Then (at a distance of 200 to 400 km) there is a zone of location of calcite carbonatites and melilitites, and sometimes non-diamondiferous kimberlites. Diamond-bearing kimberlite and lamproite diatremes are located farther than other similar formations – approximately at a distance of 300 to 600–650 km from its front. Such a regular spatial arrangement of magmatic complexes of a single series unambiguously indicates a change in the depth of their origin. The farther from the surface boundary of the paleosubduction zone the magmatic bodies are located, the deeper facies they are represented.

**Keywords:** diamonds, kimberlites, lamproites, explosion pipes, diatremes, Arctic, diamond-bearing, Svecofennian, Baltic shield

УДК 551.241

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА “П-ОВ ИНДОКИТАЙ–ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ” ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. З. Н. Прошкина<sup>1</sup>, \*, М. Г. Валитов<sup>1</sup>, Т. Н. Колпащикова<sup>1</sup>,  
Н. С. Ли<sup>1</sup>, Н. М. Цовбун<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН им. В.И. Ильичева,  
Владивосток, Россия

\*e-mail: pro-zo@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.11.2020 г.

После доработки 12.01.2021 г.

Принята к публикации 19.04.2021 г.

После многолетнего перерыва возобновлены комплексные геолого-геофизические исследования в западной части акватории Южно-Китайского моря. Исследования выполнены в рейсе № 88 НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. Результаты набортных геофизических работ дополнены данными глобальных баз данных по магнитометрии и спутниковой альтиметрии. Выполнено структурно-плотностное моделирование земной коры в зоне перехода от п-ова Индокитай к глубоководной котловине Южно-Китайского моря. Для определения опорных границ при моделировании были использованы профили сейсмических исследований разной глубинности. Полученный разрез земной коры отражает все особенности глубинной структуры изучаемого региона.

**Ключевые слова:** гравиметрия, магнитометрия, структурно-плотностное моделирование, земная кора, поверхность Мохо, рифт, Южно-Китайское море

DOI: 10.31857/S0030157421060125

### ВВЕДЕНИЕ

Научные проблемы, связанные с Южно-Китайским морем, представляют большой интерес как в контексте прикладных задач развития морской деятельности в стратегически важных для России районах океана, так и в общенаучном отношении, с учетом того, что Южно-Китайское море является естественным природным “полигоном” для исследования ряда фундаментальных вопросов геологии, океанологии и климатологии.

Планомерное изучение региона началось в 70-е гг. прошлого столетия. Первые сведения о глубинной структуре земной коры региона были опубликованы в работе В. Людвига, где излагались результаты сейсмических исследований на станциях с радиобуями [24, 25].

Основной вклад в сейсмические исследования Южно-Китайского моря также внесли работы Д. Хейса и Б. Тейлора [16, 28, 29].

С конца 70-х гг. существенное значение приобрели работы китайских ученых [21, 22, 30, 31]. В частности, совместно с Ламонтской обсерваторией и Главным управлением морских геологических исследований Министерства геологии и минеральных ресурсов КНР были проведены работы с радиобуями на периферии северо-западной части глубоководной котловины [31].

В 1982–1983 гг. Федеральный институт наук о Земле и природных ресурсов ФРГ выполнил комплекс геофизических работ в районе гор Наньша, в результате чего была построена плотностная модель земной коры в районе трога Палаван [19].

С 1982 г. активные геолого-геофизические исследования в Южно-Китайском море выполнялись институтами ДВО АН СССР, в частности Тихоокеанским океанологическим (ТОИ ДВО РАН), Институтом вулканологии (ИВиС), Институтом морской геологии и геофизики (ИМГиГ). В геофизический комплекс исследований были включены гравиметрические и магнитометрические наблюдения, непрерывное сейсмическое профилирование (НСП), работы с радиобуйковыми и автономными донными сейсмическими станциями (РБС и АДСС) и измерения теплового потока. Исследования были сосредоточены в западной половине бассейна, включающей северную и северо-восточную часть шельфа Сунда, шельф Восточного Вьетнама, а также зону перехода в глубоководную котловину [9]. Экспедиционные работы выполнялись на судах (НИС) ДВО АН СССР: “Каллисто”, “Академик А. Несмеянов”, “Академик А. Виноградов”, “Академик М.А. Лаврентьев”, “Вулканолог”. Совместно с российскими учеными в исследованиях принимали участие со-

трудники Института морских исследований Национального научного центра СРВ, г. Нячанг. Результаты этих исследований обобщены и представлены в работах [2–5, 9, 10, 12–14].

Кроме того в те же годы в рамках программы ЭСКАТО (Экономическая и социальная комиссия ООН для Азии и Тихого океана) в Южно-Китайском море был выполнен значительный объем геофизических работ, включающих сейсмические работы методом МОВ ОГТ, гравиметрическую, магнитометрическую съемку и эхолотный промер. Эти работы осуществлялись трестом “Дальморнефтегазгеофизразведка” ВМНПО “Союзморгео” Министерства газовой промышленности СССР. Все работы были выполнены на НИС “Дмитрий Менделеев” [8].

Знание о глубинной структуре и строении земной коры необходимо для выявления закономерностей в распределении различных геологических процессов, сформировавших западную часть Южно-Китайского моря. Такие знания помогают исследователям понять эволюцию и сделать те или иные выводы относительно происхождения и развития основных структур западной части Южно-Китайского моря, в том числе перспективных в плане добычи углеводородов.

С целью изучения глубинной структуры юго-восточного континентального склона Вьетнама, а также юго-западного глубоководного подбассейна и прилегающего к нему подводного обрамления Южно-Китайского моря был подобран структурно-плотностной разрез по профилю (рис. 1), наиболее полно отражающему, по нашему мнению, все особенности формирования глубинной структуры зоны перехода от п-ова Индокитай к Южно-Китайскому морю и его юго-восточной окраине.

Моделирование глубинного строения земной коры по распределению гравитационного поля с привлечением геолого-геофизических данных неоднократно проводилось ранее на акватории Южно-Китайского моря. Использовались различные подходы и методики [10, 13, 14, 20], позволяющие с различной степенью детальности восстанавливать геологическую среду. Однако изучение строения зоны перехода от юго-восточной части п-ова Индокитай к южному замыканию глубоководной котловины Южно-Китайского моря и ее юго-восточному подводному обрамлению еще не проводилось, такая модель приводится впервые.

Для достижения поставленной цели были проанализированы ранее опубликованные данные по истории геологического развития и глубинному строению рассматриваемой акватории [2–5, 9, 10, 12–14, 20]. Основой для построения модели первого приближения структурно-плотностного разреза послужили результаты сейсмических ра-

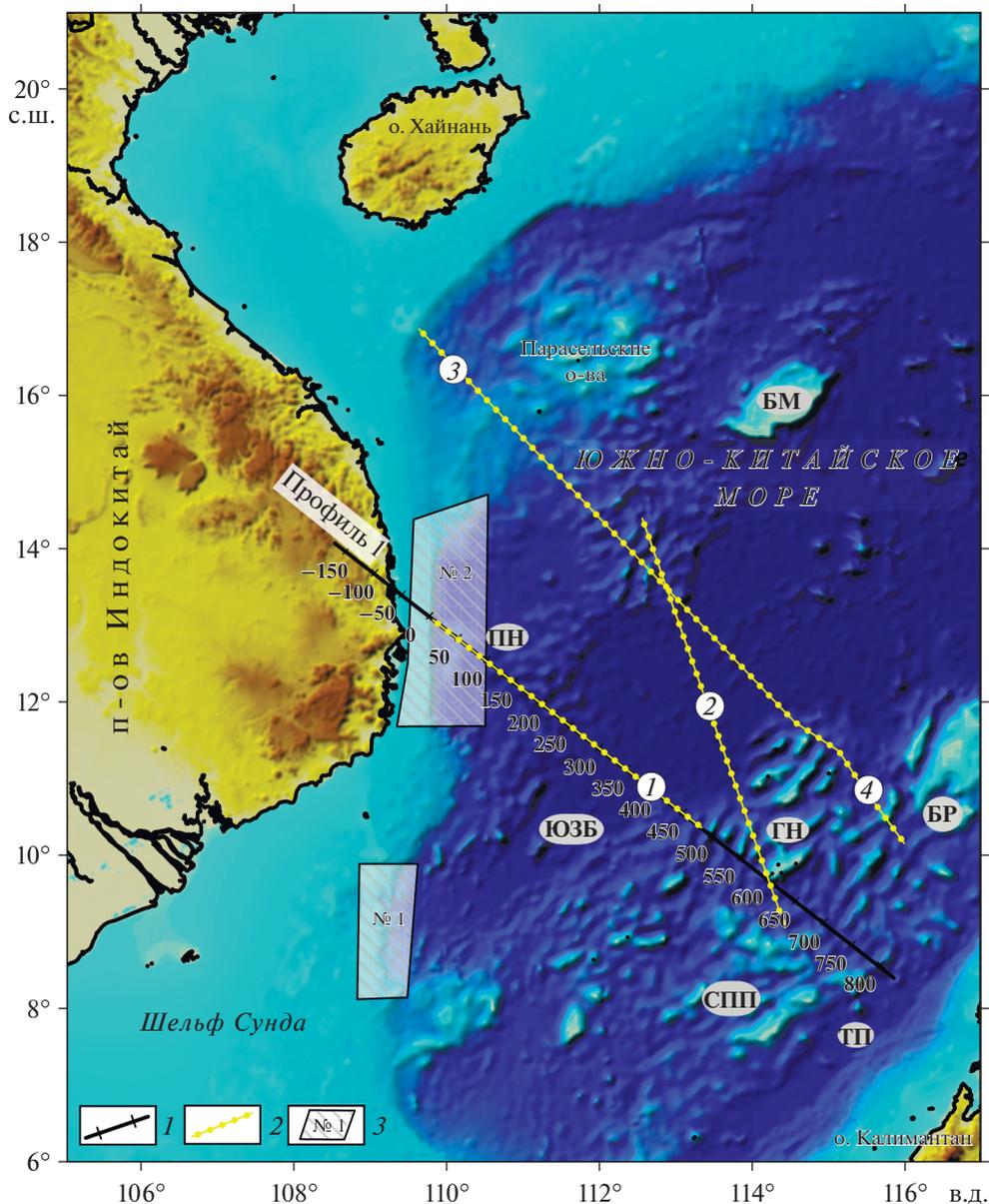
бот, проведенных в акватории Южно-Китайского моря в различные годы вьетнамскими и китайскими исследователями [20, 23, 32, 33].

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Южно-Китайское море является основным элементом в системе перехода от п-ова Индостан к западной Тихоокеанской окраине. В тектоническом плане оно находится на сочленении Евразийской, Тихоокеанской и Индоавстралийской тектонических плит, а также на стыке двух подвижных поясов – Альпийско-Гималайского и Западно-Тихоокеанского. Это определило основную сложность строения и эволюции Южно-Китайского моря. Рельеф дна отличается резкими перепадами глубин и наличием большого числа подводных гор, плато, каньонов. Основными элементами рельефа дна Южно-Китайского моря являются континентальный шельф, континентальный склон, подводные краевые плато и глубоководная котловина с отдельными горами и горными системами [14]. На обзорной карте (рис. 1) представлены основные морфоструктурные элементы Южно-Китайского моря и его обрамления.

Формирование Южно-Китайского моря связывают с рифтогенезом, распространившимся в кайнозойскую эру [14]. Блоковая природа большинства структур связана с активным дроблением континентальной коры в сопровождении вулканизма в результате деструкции пассивной окраины Юго-Восточной Азии [9]. Начальный этап рифтогенеза, происходившего в несколько этапов, относится к позднему мелу–раннему палеогену. Помимо этого, выделено еще четыре этапа рифтинга: верхний эоцен–нижний олигоцен, верхний олигоцен–нижний миоцен, средний–верхний миоцен и позднеоген–четвертичный. В целом рифтогенез мигрировал от континента в сторону современной глубоководной котловины [9].

Кульминационным событием процесса рифтогенеза стал спрединг на площади современной глубоководной впадины, центральная часть которой представлена спрединговым рифтом [14]. В процессе развития моря происходили неоднократные изменения направления спрединга, связанного с общими тектоническими подвижками блоков Юго-Восточной Азии. Предполагается, что начальный этап спрединга относится к верхнему олигоцену–нижнему миоцену. Второй этап спрединга связан с ниже-верхним миоценом. Между двумя этапами шла общая структурная перестройка тектоно-магматических событий от субширотного к северо-восточному направлению [9]. В результате спрединга ослабленные тектонические зоны насыщались мантийным веществом, что привело к формированию высокоскоростного слоя в низах земной коры [14].



**Рис. 1.** Обзорная схема района исследования: 1 – профиль структурно-плотностного моделирования (Профиль 1); 2 – опорные сейсмические профили: 1) SCL07-10 [17]; 2) NH973-1 [32]; 3) CFCST-OBS2013; 4) CFCST-OBS2011 [23]; 3 – полигоны морских геолого-геофизических исследований рейса № 88 НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. БМ – банка Макксфилд, ПН – плато Най, ЮЗБ – юго-западный подбассейн, ГН – подводные горы Наньша, БР – банка Рид, ТП – трог Палаван, СПП – Саравак-Палаванская провинция (по Р.Г. Кулиничу [9]).

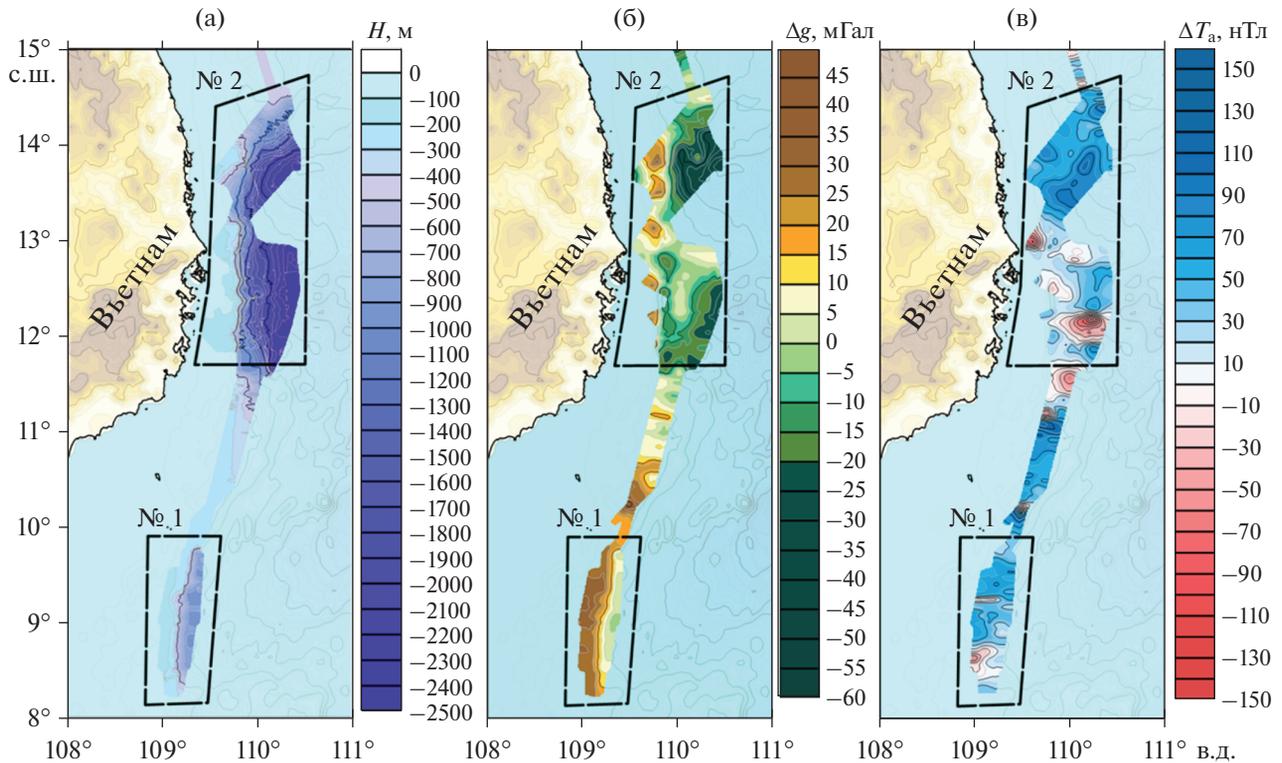
### ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В последние годы, в связи с возросшим интересом к изучению геологического строения зоны перехода от п-ова Индокитай к Южно-Китайскому морю, ТОИ ДВО РАН совместно с Институтом морской геологии и геофизики и Институтом геологических исследований Вьетнамской академии наук организовали в 2019 г. на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (88 рейс) российско-вьет-

намскую комплексную геолого-геофизическую экспедицию (рис. 1) [15].

Геофизический комплекс работ включал в себя гравиметрическую и магнитометрическую морскую съемку, а также исследования рельефа дна и водной толщи акустическими методами. В результате проведенных работ были получены карты гравитационного и магнитного полей, а также карта рельефа поверхности дна (рис. 2).

Исследования были сосредоточены на двух полигонах в южной и центральной частях эо-



**Рис. 2.** Результаты геофизических исследований, выполненных в рейсе № 88 на НИС “Академик М.А. Лаврентьев”. Карты: а) рельефа дна; б) поля силы тяжести в свободном воздухе ( $\Delta g$ ); в) аномального магнитного поля ( $\Delta T$ ). Границы полигонов показаны черной пунктирной линией.

номзоны СРВ. Профильные измерения были выполнены между полигонами, также во время ухода из района работ, по пути в порт Хайфон.

Первый полигон находился в зоне перехода от континентального шельфа юго-восточного Вьетнама к глубоководному осадочному бассейну Намконсон. Шельф представляет собой выровненную равнину, перекрытую мощным слоем осадочных отложений. Поверхность шельфа разбита руслами многочисленных каньонов, преимущественно восточного простирания. По результатам выполненной гравиметрической съемки Полигон № 1 находится в зоне градиента гравиметрического поля. Значения поля равномерно изменяются от 36 мГал на западе, в районе шельфа, до -5 мГал на востоке, в районе континентального склона. В шельфовой части акватории наблюдаются несколько слабых положительных аномалий, едва превышающих 5 мГал, которые могут быть связаны с рельефом дна. Аномальное магнитное поле характеризуется невысоким положительным фоном до 70 нТл. В центральной части зафиксирована вытянутая, слабо отрицательная аномалия (-3 нТл) восточного простирания. В ЮЗ части полигона наблюдается фрагмент отрицательной аномалии (-65 нТл).

Второй полигон занимает западную часть осадочного бассейна Фухань. Включает шельф, континентальный склон и глубоководную котловину. Гравитационное поле здесь знакопеременное. Так, в южной части полигона, на шельфе, наблюдается цепочка отрицательных аномалий силы тяжести, которые, вероятнее всего, отражают депрессии в фундаменте. Самая южная отрицательная аномалия соединяется с отрицательной аномалией котловины, что может свидетельствовать о наличии здесь наложенной разломной зоны, пересекающей шельф и уходящей в глубоководную котловину. Далее, при движении на север, локальные отрицательные аномалии сменяются положительными. В рельефе наблюдается “выступ” континентального склона в котловину, отмеченный в гравитационном поле положительной аномалией. Характерно, что и в береговой линии в этом районе также наблюдается “выступ”, хоть и более локальный. Скорее всего, здесь находится консолидированный блок фундамента, который не затронули деструктивные процессы так, как это произошло с южным сегментом. Гравитационное поле глубоководной котловины отрицательное, переход от шельфа к котловине имеет ярко выраженный градиент. Аномальное магнитное поле отмечается положи-

тельным фоном, осложненным фрагментами положительных аномалий (80, 105 нТл) в северной части полигона и отрицательной (–110 нТл) в центре полигона. В южной части наблюдаются “парная” отрицательная (–160 нТл) и положительная (70 нТл) аномалии, картирующие, вероятнее всего, разлом и фрагмент отрицательной (–70 нТл) аномалии на юге полигона.

Полигон № 2 оказался наиболее информативным с точки зрения выявления структур, составляющих переход от п-ова Индокитай к глубоководной части Южно-Китайского моря. В западной части полигона по данным гравитационной съемки зафиксированы отдельные блоковые выступы фундамента, сопровождающиеся повышенными аномалиями в магнитном поле, что позволяет говорить о вулканогенной природе данных структур. По результатам ранее проведенных исследований [2–5, 9, 10, 12–14] в пределах субмеридионального линеамента (109°–110° в.д.) южного континентального склона Вьетнама выявлены участки вулканической активности. По всей видимости, зафиксированная зона является северным продолжением выявленных ранее участков вулканической природы. С востока блоковые выступы ограничены разломной зоной, ориентированной по субмеридиональному линеamentу (109°–110° в.д.) и отмеченной ярко выраженным минимумом в гравитационном поле. Данная зона одновременно является границей между континентальным шельфом и глубоководной частью Южно-Китайского моря, где происходит смена типов земной коры.

Модельный профиль (МП) в Южно-Китайском море начинается на континенте и протягивается с северо-запада на юго-восток, пересекая шельф и континентальный склон юго-восточного Вьетнама, далее, через плато Най, проходит через глубоководный юго-западный подбассейн глубоководной котловины, пересекает горы Наньша и заканчивается на северо-западном борту трога Палаван, захватывая раздробленные блоки юго-западной части подпровинции банки Рид (рис. 1).

Результаты гравиметрических исследований, выполненные в 88-рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, были сопоставлены с глобальной базой спутниковой альтиметрии [27]. Анализ применимости альтиметрических данных к задачам региональной геофизики дан в работе [11], где подробно рассматриваются факторы, вносящие погрешности в альтиметрические измерения, и способы их коррекции. В работе показано, что систематическая ошибка при сопоставлении морских и альтиметрических данных обусловлена использованием различных моделей геоида для вычисления нормального поля. Устранить это несоответствие можно, пересчитав альтимет-

рические данные по формуле перехода [6] и убрав остаточные тренды методом линейной регрессии. Полученные таким образом данные сопоставимы по уровню с набортными гравиметрическими съемками и могут быть использованы для структурно-плотностного моделирования и тектонических построений.

Для геологической дифференциации комплексов пород рассматриваемого структурно-плотностного разреза использовались данные магнитной съемки. В шельфовой части они были сопоставлены с базой аномального магнитного поля Восточной Азии [18], что позволило оценить систематическую ошибку между этими данными и убрать ее из глобальной базы, тем самым приведя глобальные данные к одному уровню с набортными измерениями. Это позволило получить распределение аномального магнитного поля за пределами изученной набортными методами акватории и выделить, на основе анализа распределения гравитационных и магнитных полей, вулканогенно-осадочные комплексы, проследить основные тектонические нарушения.

Определение достоверных плотностных границ является наиболее важной задачей при проведении структурно-плотностного моделирования. Чем больше жесткозакрепленных границ имеется в модели, тем достовернее будет результат моделирования. Нами использовалось несколько плотностных границ разной степени “жесткости”. Основная жесткозакрепленная граница – рельеф дна, в пределах полигонов исследований была получена в результате прямых измерений, а за пределами изученной акватории – по данным сейсмического профиля CSL07-10 [17] (рис. 3), совпадающим с МП на отметках от 0 до 450 км, и базы данных NGDC [26]. Необходимо отметить, что мелкие возвышенности дна, имеющиеся на профиле CSL07-10, отсутствуют в глобальной базе данных NGDC, но создают аномалии в гравитационном поле. Пересчет времени двойного пробега волны в мощность водного слоя позволил восстановить рельеф дна на этом участке. Сопоставление пересчитанных данных с данными NGDC на участках со спокойным рельефом показало хорошую сходимость. Граница “осадочный чехол–акустический фундамент” являлась следующей жесткой границей в северо-западной и центральной части МП. Ее положение было также получено путем пересчета временных данных профиля CSL07-10 [17]. Помимо горизонтальных границ, с этого профиля использовались и вертикальные границы (разломы), позволившие обосновать “наполнение” МП тектоникой. К сожалению, основная гравитирующая граница – поверхность Мохо, закреплена менее надежно. МП пересекает профиль ГСЗ NHD973-1 [32] на отметке 600 км (рис. 1). В окрестностях точки пересечения мы использовали допущен-

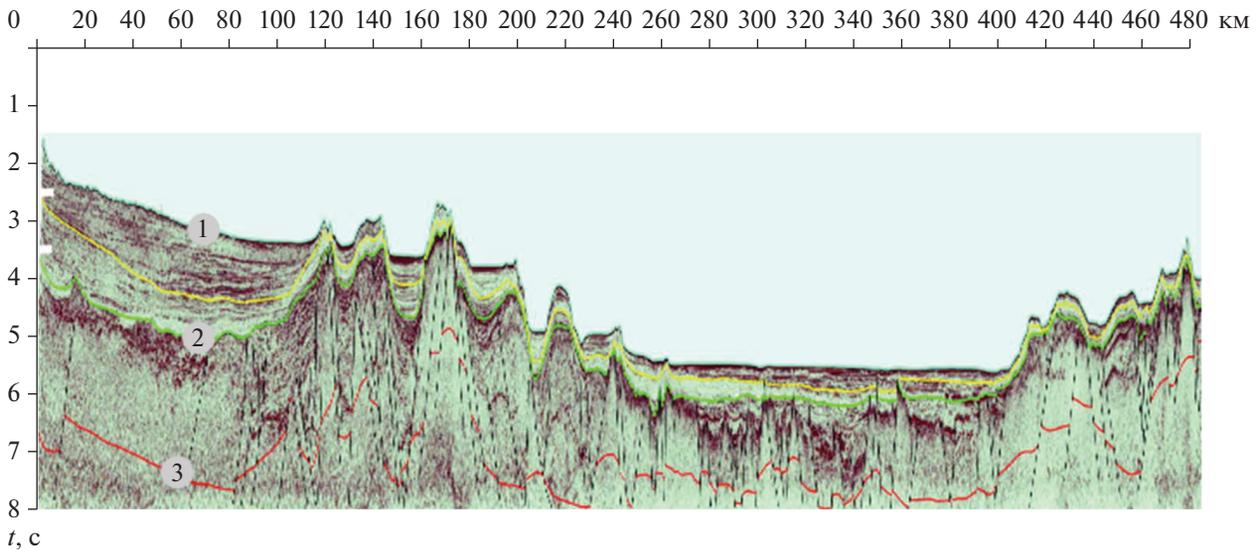


Рис. 3. Опорный сейсмический разрез по профилю CSL07-10 [17]. Цифры в кружках – сейсмические границы: 1) дна моря; 2) миоценового сейсмокомплекса; 3) докайнозойского фундамента.

ние, что глубинные границы внутри однородной структуры слабо изменяются, поэтому распространили сейсмические границы профиля NHD973-1 на плотностной разрез. Еще один профиль ГСЗ, находящийся севернее МП и параллельный ему, состоящий из двух профилей АДСС CFCST-OBS2013, CFCST-OBS2011 [23] (рис. 1), использовался нами для корректировки структурно-плотностной модели. Данные этого профиля позволили оценить минимальную мощность коры в котловине и глубинное строение перехода глубоководная котловина–горы Наньша.

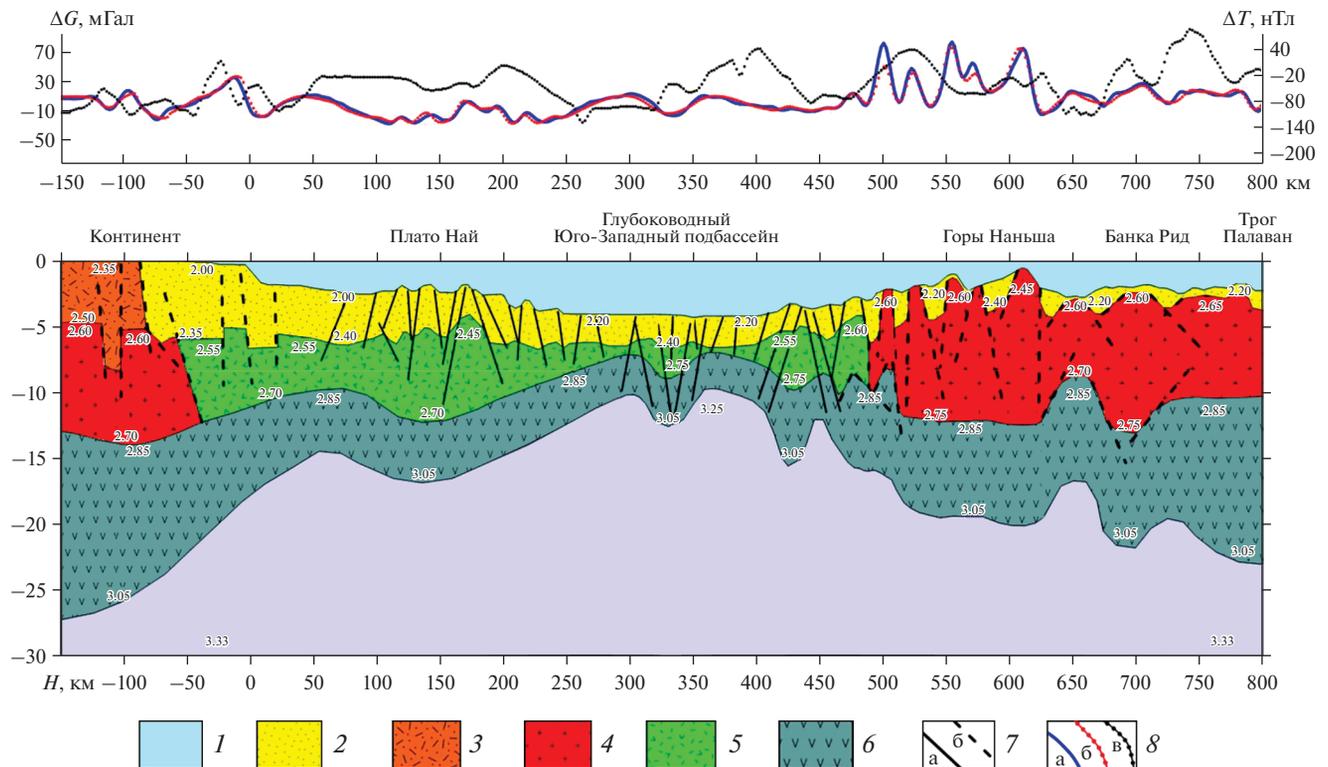
После закрепления опорных границ выполнялось собственно плотностное моделирование по стандартной методике в программе, разработанной в лаборатории гравиметрии ТОИ ДВО РАН [7]. Суть методики заключается в том, что интерпретатор в условиях закрепленного по априорным данным структурному каркасу и диапазону изменения плотности для определенных геологических комплексов подбирает плотности и положение “свободных” плотностных границ так, что в результате решения прямой задачи от полученной структурно-плотностной модели минимизируется расхождение между расчетным и наблюдаемым гравитационным полем. Процесс носит итеративный характер, после каждого расчета оператор вносит необходимые изменения в модель. Процесс моделирования заканчивается, когда сходимость между расчетным гравитационным эффектом от последней модели и наблюдаемым полем становилась не хуже тройного интервала погрешности определения гравитационных аномалий ( $\pm 5-10$  мГал).

#### ПОЛУЧЕННЫЙ РЕЗУЛЬТАТ И ВЫВОДЫ

Подобранный структурно-плотностной разрез представлен на рис. 4.

Общая глубинная структура подобранной модели довольно сложная. На ней выделяется несколько структурных областей: континентальная часть с резким склоновым переходом к подводному плато, глубоководная котловина и юго-восточная оконечность профиля, представленная подводными возвышенностями.

По результатам моделирования наибольшая мощность земной коры выявлена под континентальной частью профиля и составляет 28 км с тенденцией дальнейшего увеличения вглубь полуострова. Наименьшая мощность коры наблюдается в глубоководной части профиля, где она не превышает 9 км. Здесь земная кора состоит из трех слоев: осадочного, состоящего из морских осадочных отложений, переходного, образованного прослаиванием морских осадков, базальтов и их туфов, и базальтового, образованного массивными габбро с отдельными слоями ультраосновных пород. От классической океанической коры по классификации Белоусова [1] она отличается повышенной мощностью осадочного и переходного слоев и сложной геометрией границ. Что касается рельефа поверхности Мохо, то в юго-восточной части профиля она наиболее изрезанная и невыдержанная по мощности. В северо-западной части граница Мохо плавно уменьшается с 25 км под континентом до 16 км под подошвой континентального склона, достигая минимальной мощности 14 км в пределах северо-западной границы плато Най, далее в центральной части плато мощность коры увеличивается до



**Рис. 4.** Структурно-плотностная модель земной коры: 1 – водный слой; 2 – осадочный слой; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – гранитный слой; 5 – переходный слой; 6 – базальтовый слой; 7 – разломы: а) по сейсмическим данным; б) предполагаемые, на границах блоков; 8 – графики аномальных полей: а) гравитационного наблюдаемого [15, 27]; б) гравитационного расчетного; в) магнитного поля [15, 18]. Цифры в белых квадратах – плотность ( $\text{г}/\text{см}^3$ ).

18 км, а в глубоководной части профиля уменьшается до 9–12 км. Центральная часть разреза, сопряженная с глубоководным юго-западным подбассейном, представлена рифтогенной структурой, на что указывает утонченная мощность коры, подъем мантии и большое количество разломов, зафиксированных по сейсмическим данным. В осевой части рифта, расположенной на отметке 330 км, наблюдается локальное утолщение базальтового слоя до 12 км, что свидетельствует о внедрении мантийного вещества в нижнекоровые слои в процессе рифтообразования и последующего спрединга [9, 14]. В гравитационном поле данная структура выделяется локальным минимумом ( $-15$  мГал), а в магнитном поле относительным максимумом. Минимум в гравитационном поле, по всей видимости, связан с наличием зоны разуплотнения в осевой части рифта, где по результатам моделирования зафиксирована пониженная плотность верхней мантии  $3.25 \text{ г}/\text{см}^3$ . Относительное превышение магнитных свойств свидетельствует о наличии базитовых масс, внедрившихся по ослабленным зонам в верхние слои разреза.

Континентальный тип коры (по классификации [1]) представлен вулканогенно-осадочным

( $2.3\text{--}2.5 \text{ г}/\text{см}^3$ ), гранитным ( $2.6\text{--}2.7 \text{ г}/\text{см}^3$ ) и базальтовым ( $2.85\text{--}3.05 \text{ г}/\text{см}^3$ ) слоями. Данный тип коры распространен внутри континента до отметки  $-100$  км. Под континентальным шельфом гранитный слой замещается переходным слоем ( $2.45(2.5)\text{--}2.7 \text{ г}/\text{см}^3$ ), который прослеживается на протяжении всей глубоководной части профиля и представляет собой вулканогенно-осадочный субстрат, сложенный продуктами вулканической деятельности, образовавшимися в процессе деформации континентальной окраины и раскрытия глубоководной котловины.

Глубоководная часть профиля, испытывавшая на себе максимальное развитие процессов рифтогенеза, располагается между отметками  $250\text{--}400$  км. Поле силы тяжести над данной структурой относительно спокойно, значение на уровне  $10$  мГал, лишь в осевой части зафиксирован слабый минимум, как уже было замечено, связанный с наличием зоны разуплотнения в верхней мантии. В магнитном поле наблюдается другая картина. Северо-западная область рифта прослеживается интенсивными отрицательными магнитными аномалиями до  $-120$  нТл, в отличие от юго-восточной части, над которой зафиксирован об-

ширный магнитный максимум до 60 нТл. Здесь необходимо отметить, что плотностным моделированием с юго-восточной стороны рифта было выявлено увеличение плотности в промежуточном слое примерно на  $0.05 \text{ г/см}^3$ , а также между отметками 400–440 км зафиксировано локальное увеличение мощности базальтового слоя примерно на 3 км. Учитывая вышеописанные магнитные аномалии и плотностные неоднородности юго-восточной стороны рифтовой зоны, можно предположить, что процесс “базификации” шел к юго-востоку от осевой части рифта, насыщая верхние слои земной коры магнитоактивными веществами. При этом на отметке 430 км зафиксирована возвышенность, которая хорошо проявляется в рельефе дна, однако в поле силы тяжести практически совсем не выражена, при том, что по результатам моделирования в переходном слое зафиксированы повышенные значения плотности  $2.55(2.6)–2.75 \text{ г/см}^3$ . Магнитное поле над возвышенностью локально не проявлено, за исключением слабого локального максимума на спадающей кривой  $\Delta T$ . Довольно мощный осадочный чехол, достигающий 2 км, также сглаживает аномалии в гравитационном и магнитном поле. Анализ геофизических полей над возвышенностью показал, что это локальное геологическое тело, мощностью не более 12 км, фундамент которого состоит из пород повышенной плотности и магнитных свойств, но установленное разуплотнение в верхней мантии и мощный осадочный чехол компенсируют избыток плотности в верхней части разреза. Можно предположить, что данная возвышенность имеет вулканическое происхождение. Глубинные разломы, выявленные по сейсмическим данным, ограничивают данную возвышенность с флангов, что может свидетельствовать о наличии магмоподводящих каналов, которые поставляют вещество из верхней мантии к центру возвышенности.

Зоны высокого градиента в геофизических полях связаны с контрастным перестроением тектонической и геологической структуры, как в верхних слоях земной коры, так и в нижней коре и верхней мантии. Одна из таких зон сопряжена с континентальным склоном, расположенным между отметками  $-50 \dots +50$  км. Структурно данная зона представляет узкую область, где происходит погружение рельефа дна от нескольких сотен метров до 1.5 км, при этом в нижней коре наблюдается уменьшение мощности базальтового слоя и общее сокращение мощности земной коры с 23 до 14 км. На отметке 0 км наблюдается гравитационная ступень от 35 до  $-20$  мГал, связанная с переходом от континентального типа коры к субокеаническому [9]. В магнитном поле данная зона выделяется более высокочастотными аномалиями с положительным диапазоном значений. Кроме того, на отметках от  $-30$  до 0 км, по дан-

ным набортной съемки [15], в геофизических полях наблюдаются положительные аномалии (рис. 2), интерпретируемые нами как блоковые выступы фундамента с повышенными плотностями ( $2.55–2.7 \text{ г/см}^3$ ) и магнитными свойствами пород. По всей видимости, данные выступы сформировались в результате тектоно-магматических процессов, протекающих на сочленении континентального склона с глубоководной котловиной, и являются северным продолжением участков вулканической активности, выявленных в пределах субмеридионального линеамента ( $109^\circ–110^\circ$  в.д.) [2–5, 9, 10, 12–14].

Далее по профилю континентальный склон плавно переходит в подводное плато Най. В геофизических полях оно выражено слабоотрицательными гравитационными и магнитными аномалиями. Мощность земной коры под плато распределена неравномерно: в северо-западной и юго-восточной оконечности колеблется от 13 до 14 км, увеличиваясь в центре до 16 км. По всей видимости, докайнозойский фундамент плато сложен сильно редуцированной континентальной корой и по результатам моделирования его плотность составляет  $2.45–2.7 \text{ г/см}^3$ . Магнитные свойства имеют фоновые значения. По результатам сейсмических работ [17] в осадочном слое было обнаружено большое количество разломов, ограничивающих тектонические нарушения, представляющих собой систему горстов и грабенов и образующих возмущения в рельефе дна между отметками 100–250 км.

Таким образом, плато Най представляет собой структуру, фундамент которой подвергся тектонической переработке коры континентального типа в процессе образования глубоководной котловины Южно-Китайского моря. Его внутренняя структура осложнена различного рода нарушениями, присутствующими как в осадочном слое, так и в нижних слоях земной коры.

Практически вся юго-восточная часть структурно-плотностного разреза представляет систему подводных возвышенностей. Между отметками 500–650 км наблюдается несколько высокочастотных максимумов в поле силы тяжести, достигающих 70 мГал и сопряженных с подводными горами Наньша. Судя по результатам моделирования, данная структура имеет сложное блоковое строение, что в целом согласуется с ранее проведенными исследованиями [9, 10]. Земная кора мощностью от 16 до 20 км отнесена к субконтинентальному типу. Структура подводных гор определяется серией сбросов, расчленяющих фундамент на узкие горсты, чередующиеся с грабенами и полуграбенами. Результатами моделирования установлена несколько повышенная плотность фундамента в северо-западной и центральной части от 2.6 до  $2.75 \text{ г/см}^3$ , соответствующую

шая предположительно гранодиоритовому составу. Юго-восточный склон, представленный локальной возвышенностью, фундамент которой выходит на поверхность дна, имеет плотность близкую к плотности переходного слоя, зафиксированному в структуре плато Най  $2.45\text{--}2.7\text{ г/см}^3$ .

Расчлененный рельеф поверхности фундамента перекрыт осадочным чехлом, мощностью от нескольких метров до 1–2 км. Магнитное поле над данной структурой неоднородно: северо-западный склон характеризуется обширной положительной аномалией, достигающей 30 нТл, в отличие от центральной и юго-восточной части, которые выделяются отрицательными значениями магнитного поля от –60 до –30 нТл. Повышенные магнитные свойства северо-западного склона, по всей видимости, связаны с присутствием магнитоактивного вещества в верхней части коры, что подтверждается наличием выступа в базальтовом слое на отметке 500 км.

Анализ плотностных и магнитных свойств показал, что структура гор Наньша неоднородна. Процесс рифтообразования глубоководной части разреза затронул северо-западный склон гор Наньша, который испытал тектоно-магматическую переработку с внедрением магнитоактивного вещества в верхние слои разреза. Это подтверждается уменьшением мощности коры под северо-западным склоном, локальным поднятием базальтового слоя на отметке 500 км, а также повышенными плотностными и магнитными свойствами, выявленными в результате моделирования. Центральная и юго-восточная часть в меньшей степени подверглись такой переработке, о чем свидетельствует более-менее выдержанный рельеф поверхности Мохо и наибольшая мощность коры 20 км. Однако расчлененный рельеф фундамента и сложное блоковое строение свидетельствует о тектонических процессах, сформировавших данную структуру.

Юго-восточная оконечность профиля находится на северо-западном склоне трога Палаван. Профиль проходит по прогибу, отделяющему Саравак-Палаванскую провинцию от блоковых выступов гор Наньша и раздробленного основания юго-западного склона банки Рид, представляющих собой систему локальных поднятий и понижений рельефа дна, перпендикулярных к описываемому прогибу. Одно из таких понижений пересекается модельным профилем в ортогональном направлении на отметках 620–680 км. Поведение геофизических полей над данной структурой и общий ее вид очень напоминает картину в аномальной зоне в районе рифта между отметками 250–450 км. Можно предположить, что это молодая рифтогенная структура (недоразвившийся рифт), образованная в результате действия механизма растяжения в юго-восточном

обрамлении Южно-Китайского моря. Осевая область этой структуры находится между отметками 670–700 км. Увеличенная мощность земной коры до 20 км, наличие гранитного слоя свидетельствует о наличии здесь субконтинентального типа коры уменьшенной мощности, которая в результате рифтогенеза подверглась тектонической перестройке. Увеличенные плотности фундамента  $2.65\text{--}2.75\text{ г/см}^3$ , полученные в результате моделирования и тяготеющие к юго-востоку от осевой части предполагаемого рифта, вероятно, явились следствием проникновения базитового вещества по ослабленным зонам из нижней коры и верхней мантии в вышележащие слои разреза. Анализ аномального магнитного поля подтверждает данный вывод, поскольку между отметками 710–780 км наблюдается обширный максимум магнитного поля с амплитудой 120 нТл.

По результатам моделирования можно предположить, что юго-восточная оконечность профиля, представленная подводными возвышенностями, некогда была единой структурой, впоследствии разрушенной процессами рифтогенеза и деления на блоки подводного юго-восточного обрамления Южно-Китайского моря. В то же время факт наличия здесь сохранившейся субконтинентальной коры говорит о том, что по сравнению с подводным плато Най, горы Наньша и банка Рид явились более устойчивыми к воздействию деструктивных процессов. Моделированием установлена рифтогенная структура (предположительно, недоразвившийся рифт), разделяющая их на две самостоятельных подпровинции, представленные блоковыми выступами фундамента, объединенные общим основанием.

Осадочный слой вдоль МП достигает максимальной мощности 6 км в пределах шельфовой зоны. Здесь, помимо близости источников поступления осадочного вещества с континента, естественным барьером, накапливающим осадочные массы, является плато Най. Далее по разрезу, в глубоководной котловине, мощность осадочного чехла сокращается до 2 км. Минимальные мощности осадков зафиксированы в районе подводных возвышенностей. Здесь осадочный слой заполняет осадочные впадины и депрессии, мощность слоя меняется от 1 до 2 км, при этом вершины возвышенностей практически лишены осадков, а кое-где фундамент выходит на поверхность дна. Плотность осадков колеблется от 2.0 до  $2.4\text{ г/см}^3$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное структурно-плотностное моделирование выявило особенности глубинного строения зоны перехода от п-ова Индокитай к глубоководной части Южно-Китайского моря и

ее юго-восточному подводному обрамлению. Переход характеризуется сокращением мощности земной коры со сменой континентального типа коры на океанический, при этом меняется тип фундамента: континентальный замещается океаническим. Формирование континентального склона сопровождалось активными вулканотектоническими процессами, о чем свидетельствует наличие блоковых выступов в фундаменте на сочленении структур, формирующих юго-восточный континентальный склон Вьетнама и глубоководную котловину. По всей видимости, данные выступы являются северным продолжением субмеридионального линеамента ( $109^{\circ}$ – $110^{\circ}$  в.д.), где предыдущими исследованиями были установлены участки вулканической активности в пределах южного континентального склона Вьетнама [2–5, 9, 10, 12–14]. В настоящее время блоковые выступы фундамента скрыты мощным осадочным чехлом, образованным в результате сноса терригенного материала с суши и аккумулирующимся в пределах шельфовой зоны и в глубоководных прогибах и депрессиях.

Результатами моделирования установлено, что фундамент плато Най подвергся наибольшему влиянию деструктивных процессов, протекавших во время формирования глубоководной части Южно-Китайского моря. Здесь наблюдается большая раздробленность фундамента, представленного вулканогенно-осадочным субстратом, сложенным продуктами вулканической деятельности, образовавшимися в процессе деструкции континентальной окраины и раскрытия глубоководной котловины.

Юго-восточное окончание профиля представлено раздробленным подводным обрамлением, включающим блоковые выступы подводных гор и возвышенностей с субконтинентальным типом земной коры, претерпевшим тектоно-магматическую перестройку в процессе формирования данных структур.

Центральная глубоководная часть профиля представлена рифтогенной структурой, где наблюдаются уменьшение мощности земной коры, подъем границы Мохо, снижение плотности в верхней мантии до  $3.25 \text{ г/см}^3$ , а также большое количество разломов, выявленных по сейсмическим данным. О спрединговом процессе свидетельствует утолщение базальтового слоя в осевой части рифта.

Результатами моделирования было установлено, что фундамент исследуемого региона в основном подразделяется на гранитный ( $2.6$ – $2.7 \text{ г/см}^3$ ) и переходный ( $2.45(2.5)$ – $2.7 \text{ г/см}^3$ ). В зонах проникновения базитового вещества плотностные характеристики увеличиваются до  $2.55(2.6)$ – $2.75 \text{ г/см}^3$  – в переходном слое и до  $2.65$ – $2.75 \text{ г/см}^3$  – в гранитном. Моделирование выявило, что “ба-

зификация” происходила преимущественно к юго-востоку от осевой части рифта, затрагивая северо-западный склон подводных гор Наньша. На отметке  $430 \text{ км}$  выявлена структура, предположительно подводный вулкан, погребенный под толщей осадочного чехла. Кроме того повышены плотности и магнитные свойства установлены на юго-западной оконечности профиля, представленной выступами и понижениями рельефа дна юго-западной части подпровинции банки Рид, отделенной от подпровинции подводных гор Наньша, предположительно, молодой рифтогенной структурой.

Базальтовый слой ( $2.85$ – $3.05 \text{ г/см}^3$ ) присутствует на всем протяжении разреза. Его мощность колеблется от  $3$  до  $15 \text{ км}$ . Наиболее выдержан по мощности базальтовый слой, расположенный в северо-западной части разреза, в отличие от центральной и юго-восточной части. Здесь наблюдается сложный рельеф кровли и подошвы базальтового слоя, претерпевшего значительную перестройку в результате сложных тектономагматических процессов, сопровождавших формирование глубоководного юго-западного подбассейна и юго-восточного подводного обрамления Южно-Китайского моря.

**Источники финансирования.** Работа выполнена по программам Фундаментальных научных исследований ТОИ ДВО РАН (Per. № 121021500053-6, № ААА-А19-119122090009-2).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры // Геотектоника. 1985. № 1. С. 3–14.
2. Горшков А.П. Исследования подводных вулканов в 10-ом рейсе НИС “Вулканолог” // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 39–45.
3. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Магнитные аномалии подводной вулканической зоны на шельфе Южно-Китайского моря // Проблемы исследований электромагнитных полей на акваториях. М.: ИЗМИРАН, 1983. С. 267–274.
4. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Гидромагнитные исследования подводных вулканических зон в окраинных морях Тихого океана (на примере Новогвинейского и Южно-Китайского морей) // Тихоокеанская геология. 1984. № 1. С. 13–20.
5. Горшков А.П., Иваненко А.Н., Рашидов В.А. Новые сведения об особенностях проявления подводной вулканической деятельности на шельфе Южно-Китайского моря по данным гидромагнитной съемки // Вулканология и сейсмология. 1991. № 4. С. 80–85.
6. Железняк Л.К., Конешев В.Н. Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли. 2000. № 3. С. 71–74.

7. Колпащикова Т.Н. Программа моделирования магнитного, гравитационного полей и некоторых их производных / А.с. Российская Федерация № 200761354; заявл. 25.06.07; опубл. 21.08.07. Бюл. Программы для ЭВМ, базы данных № 3, 2007.
8. Кузнецов О.А., Алейник Д.Л. Научно-исследовательское судно “Дмитрий Менделеев” и его экспедиции 1969–1993 гг. М.: ГЕОС, 2002. 396 с.
9. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.З. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 256 с.
10. Кулинич Р.Г., Обжиров А.И. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 102–106.
11. Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Бульчев А.А. и др. Применение спутниковых данных для изучения гравитационного поля в океанах и внутренних морях // Ломоносовская школа МГУ по геофизическим методам исследования земных недр: прошлое, настоящее, будущее. Сб. науч. тр. / Под ред. Хмелевского В.К. М.: ГЕРС, 2004. С. 58–69.
12. Рашидов В.А. Возможности гидромагнитной съемки при поиске подводных вулканов (на примере позднекайнозойского вулканизма Южно-Китайского моря) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 17–31.
13. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
14. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2011. № 2. Вып. 18. С. 52–72.
15. Шакиров Р.Б., До Хуи Кыонг, Обжиров А.И. др. Геолого-геофизические и океанографические исследования в Южно-Китайском море в 88-м рейсе научно-исследовательского судна “Академик М.А. Лаврентьев” // Океанология. 2021. № 1. С. 165–168.
16. A geophysical Atlas of east and Southeast Asian Seas. Map Chart Ser. VC-25 / Ed. Hayes D. Geol. Soc. Of Amer. Boulder, Colo. 1976. 53 p.
17. Nguyen H.T., Trinh X.C., Nguyen T.T.L et al. Modeling of petroleum generation in Phu Khanh Basin by Sigma 2-D software // Petrovietnam J.: Science-technology conference on the occasion of the 35-th anniversary of the Vietnam Petroleum Institute “The intellect of Petrovietnam: Integration and Sustainable development”, Hanoi, 22–23 May, 2013. P. 3–13.
18. Geological Survey of Japan (AIST), Coordinating Committee for Coastal and Offshore Geoscience Programmes in East and Southeast Asia (CCOP): Magnetic Anomaly Map of East Asia 1 : 4000000, 2nd edn. CD-ROM Version, p-3. Geological Survey of Japan (AIST), Tukuba; 2002.
19. Hinz K., Schluter H.U. Geology of the Dangerous Grounds, South China Sea and the continental margin of South-west Palawan: Result of Sonner cruises So-23 and So-27 // Energy. 1985. V. 10. № 3/4. P. 297–315.
20. Huang H., He E., Qiu X. et al. Insights about the structure and development of Zhongsha Bank in the South China Sea from integrated geophysical modelling // Int. Geol. Rev. 2019. P. 1–11.
21. Jin-Min Wu. History of oil and gas exploration in the central and northern part of the South China Sea // Energy. 1985. V. 10. № 3/4. P. 413–419.
22. Li Zhen-wu. A discussion on the crustal nature of the central and northern parts of South China Seas // Acta Geophys. Sinica. 1984. V. 27. № 27. P. 153–166.
23. Liang Y., Delescluse M., Qiu Y. et al. Décollements, detachments, and rafts in the extended crust of Dangerous Ground, South China Sea: The role of inherited contacts // Tectonics. 2019. V. 38. № 6. P. 1863–1883.
24. Ludwig W.I., Kumar N., Houtz R.E. Profiler-Sonobuoy measurement in the South China Sea Basin // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B7. P. 3505–3518.
25. Ludwig W.I. The Manila Trench and West Luson trough, III, Sesmi-refraction measurement // Deep Sea Res. 1970. V. 17. № 3. P. 533–544.
26. National Geophysical Data Center (NGDC). URL: <https://www.ngdc.noaa.gov> (дата обращения: 13.12.2019)
27. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67.
28. Taylor B., Hayes D.D. The tectonic evolution of the South China Basin // The tectonic and geological Evolution Southeast Asian Seas and Islands / Ed. D.E. Hayes. Geophysical Monograph 23. American Geophysical Union, 1980. P. 89–104.
29. Taylor B., Hayes D.D. Origin and History of the South China Sea Basin // The tectonic and geological Evolution Southeast Asian Seas and Islands, Part 2 / Ed. Hayes D.E. Geophysical Monograph 27. American Geophysical Union, 1982. P. 23–55.
30. Yao Bochy, He Liansheng. The anomalous upper mantle under the northern continental margin of South China Sea // Mar. Geol. and Quart. Geol. 1985. № 5. P. 65–72.
31. Yao Bochy, Wang Guangyn. Crustal of the South China Sea Basin // Sci. Sinica. Ser. B. 1983. V. 26. № 6. P. 648–661.
32. Yu J., Yan P., Wang Y. et al. Seismic evidence for tectonically dominated seafloor spreading in the Southwest Sub-basin of the South China Sea // Geochem., Geophys., Geosyst. 2018. V. 19. № 9. P. 3459–3477.
33. Zhang J., Chen J., Huang Y. Moho Structure of the Southwest Sub-Basin, South China Sea, from a Multi-channel Seismic Reflection Profile NH973-1 // J. Ocean Univ. China. 2019. V. 18. № 5. P. 1105–1114.

## Deep Structure of the Transition Zone “Indochina Peninsula–South China Sea” According to Geophysical Data

Z. N. Proshkina<sup>a, #</sup>, M. G. Valitov<sup>a</sup>, T. N. Kolpashchikova<sup>a</sup>, N. S. Lee<sup>a</sup>, N. M. Tsovun<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: pro-zo@yandex.ru*

After a long break, complex geological and geophysical studies were resumed in the western part of the South China Sea. The research was carried out on cruise No. 88 of the R/V “Akademik M.A. Lavrentiev”. The results of on-board geophysical work were supplemented with data from global databases on magnetometry and satellite altimetry. Structural-density modeling of the earth’s crust in the transition zone from the Indochina peninsula to the deep-water basin of the South China Sea has been carried out. Seismic profiles of different depths were used to determine the reference boundaries in the modeling. The obtained cutting of the earth’s crust reflects all the features of the deep structure of the studied region.

**Keywords:** gravimetry, magnetometry, structural density modeling, crust, Moho surface, rift, South China Sea

УДК 556.546

## ИССЛЕДОВАНИЯ ЗИМНЕГО РЕЖИМА УСТЬЕВ РЕК БЕЛОГО МОРЯ В 2017–2020 гг.

© 2021 г. П. Н. Терский<sup>1</sup>, \*, Е. Д. Панченко<sup>1</sup>, С. Л. Горин<sup>2</sup>, С. А. Агафонова<sup>1</sup>,  
А. Н. Василенко<sup>1</sup>, Ж. М. Куликова<sup>1</sup>, А. А. Попрядухин<sup>1</sup>, А. М. Алабян<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
Географический факультет, Москва, Россия

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский институт  
рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия

\*e-mail: pavel\_tersky@mail.ru

Поступила в редакцию 12.05.2021 г.

После доработки 01.07.2021 г.

Принята к публикации 17.08.2021 г.

Представлена информация о зимних экспедициях кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ, состоявшихся в 2017–2020 гг. в устьях рек Беломорского бассейна: Онега, Мезень, Варзуга, Умба, Кузрека, Кянда и Тамица. Приводятся предварительные результаты исследований, характеризующие процессы трансформации приливной волны, динамики зоны смешения речных и морских вод, формирования ледяного покрова.

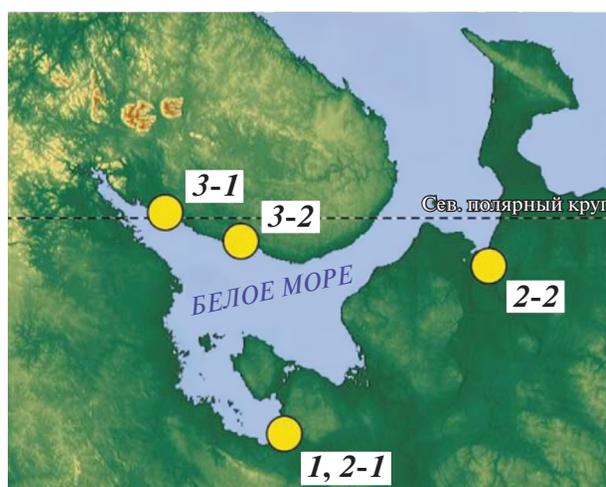
**Ключевые слова:** Белое море, устьевая область реки, эстуарий, ледостав, приливный цикл, гидрологический режим, Онега, Мезень, Варзуга, Умба, Кузрека, Кянда, Тамица

**DOI:** 10.31857/S0030157421060162

На географическом факультете Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ) существует традиция проведения зимних экспедиций с участием студентов. На кафедре гидрологии суши одним из приоритетных направлений научной работы на протяжении последних десятилетий является исследование устьевых областей рек (УОР). В 2017 и 2019 гг. было обследовано устье Онеги и малых рек Онежского залива – Кянды и Тамицы, в 2019 г., кроме того, устье Мезени, а в 2020 г. – рек Терского берега: Варзуги, Умбы, Кузреки (рис. 1). Исследовались устья рек различного размера: больших (Онега, Мезень), средних (Умба, Варзуга) и малых (Кянда, Тамица, Кузрека).

Устья Северной Двины, Онеги и Мезени были хорошо изучены еще со второй половины XX в. [4], однако даже для этих крупных рек информации о зимних гидрологических процессах было существенно меньше, чем о процессах в теплое время года. О гидрологии устьев малых и средних рек, особенно в зимний период, до недавнего времени почти ничего известно не было [3]. В связи с этим, для зимних экспедиций было определено два основных направления работы: углубленное исследование отдельных процессов в устьях больших рек и комплексное изучение устьев средних и малых рек.

**Материалы и методы.** Полевые работы выполнялись в конце января–начале февраля и имели общую продолжительность от 2 до 9 рабочих дней на каждом из объектов. В экспедициях участвовало до 20–25 человек, среди которых



**Рис. 1.** Места проведения зимних экспедиций: 1 – устья рр. Онеги, Кянды, Тамицы (2017 г.), 2-1 – устья рр. Онеги и Кянды (2019 г.), 2-2 – устье р. Мезени (2019 г.), 3-1 – устья рр. Умбы и Кузреки (2020 г.), 3-2 – устье р. Варзуги (2020 г.)

помимо студентов, аспирантов и сотрудников кафедры гидрологии суши МГУ были сотрудниками Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова (ГОИН), Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), а также студенты кафедры океанологии МГУ.

Во всех УОР изучались трансформация приливных волн, динамика поля скоростей течения и зоны смешения речных и морских вод, формирование ледяного покрова и его влияние на динамику вод.

В каждой УОР наблюдениями были охвачены три основные зоны: проникновения осолоненных вод, обратных течений и приливных колебаний уровня воды. Колебания уровня воды исследовались на автономных временных постах, оборудованных цифровыми гидростатическими регистраторами уровня воды (Keller DCX-22 и Solinst Levelogger LT F15/M5) с интервалом 1–5 мин. Высотные отметки определялись с использованием системы дифференциального спутникового позиционирования (Javad Triumph-VS, Javad Triumph-1 и EFT M4). Наблюдения за температурой и соленостью воды осуществлялись также на автономных постах, суточных станциях и путем гидрологических съемок с использованием стационарных самописцев температуры и солености (StarODDI CTD) и мобильных зондов (YSI 600). Скорости течения на суточных станциях и речные расходы воды измерялись с использованием акустических доплеровских профилографов (RDI RiverRay). Обследование ледяного покрова и измерение глубин выполнялось путем ледемерных съемок. Каждая из характеристик наблюдалась с точной пространственной и временной привязкой.

**Характеристика объектов.** На гидрологический режим устьев рек Белого моря существенно влияют приливы, их величина изменяется от 1 м около устья Северной Двины до 9 м в устье Мезени. Приливы полусуточные, неправильные, асимметричные, с выраженным фазовым неравенством. В Онежском заливе максимальная величина прилива равна 3.2 м, для устья Умбы эта величина равна 2.2 м, самая низкая максимальная величина наблюдается в районе устья Варзуги, где она не превышает 1.8 м. В Мезенском заливе средняя величина сизигийного прилива достигает 8.3 м, квадратурного — 4.9 м [2]. Ледостав на акватории Белого моря формируется с ноября по январь. Преобладает плавучий лед, а у берегов и в вершинах заливов часто образуется припай [1].

Обследованные устья различаются по морфологии и размерам. Русло Мезени плавно переходит в воронкообразный эстуарий (длиной  $L \sim 40$  км). Русло Онеги также имеет устьевое расширение ( $L \sim 24$  км). Устья малых рр. Кянды и Тамицы морфологически похожи на устье Онеги, несмот-

ря на извилистость. УОР Варзуги состоит из устьевого участка реки и эстуария ( $L \sim 10$  км), занимающего затопленное морем речное русло. Через узкий пролив он сообщается с открытым морем. Кузрезка образует небольшой воронкообразный эстуарий, впадающий в открытое море. Нижнее течение р. Умбы представляет собой цепь озеровидных расширений, нижнее из которых образует полузамкнутый залив (губа Умба,  $L \sim 1.9$  км,  $H_{\text{макс}} \sim 14$  м), который через два мелководных пролива сообщается с открытым морем.

**Предварительные результаты.** Специфическое влияние рельефа и льда на гидрологический режим изученных УОР в зимний период может проявляться следующим образом.

На всех объектах: чем больше величина приливов, тем сложнее структура ледяного покрова. При высоте прилива более 3 м появляются навалы льда и связанные с этим явления (стамухи, припай на осушках, ропаки, торосы и др.).

“Ледяная плотина” в эстуарии Мезени (формирующаяся в результате переноса льда мощными реверсивными течениями в 20 км выше устьевого створа [4]) препятствует проникновению осолоненных вод вверх по эстуарию, сокращает протяженность зон обратных течений и приливных колебаний уровня воды.

Внутри эстуария Варзуги приливные осушки и мелководья забиты льдом. Речные и морские водные массы взаимодействуют здесь в гораздо более узком русле, чем при отсутствии ледостава. Ледяной покров также изолирует водную толщу от ветрового перемешивания. В результате в отдельные периоды приливного цикла в эстуарии возникает сильная вертикальная стратификация вод, а иногда появляется и двуслойная циркуляция.

На устьевом взморье Онеги зимой формируются мощный припай. Свободными от него остаются только узкие и извилистые ложбины, идущие по дну залива от устьев рек в сторону моря. Таким образом, эстуарии Онеги, а также Кянды и Тамицы получают продолжение в виде “ледяных русел”, а граница между ними и заливом отодвигается в сторону моря на расстояние от нескольких сотен метров у малых рек до нескольких километров у Онеги. В результате зона смешения речных и морских вод смещается в сторону моря.

Существенное влияние оказывает геоморфологическое строение русла реки на устьевом участке. В устьях Тамицы и Кузрезки первые пороги находятся в непосредственной близости от моря. Благодаря им все виды морского воздействия в этих реках ограничены участком 1–2 км от устьевого створа. На реках Онеге, Кянде и Варзуге пороги находятся значительно дальше от моря, и ими лимитируется только дальность проникновения приливных колебаний уровня. В отсутствие припая в районе устьев рек Терского бе-

рега дальность проникновения осолоненных вод и колебаний уровня лимитирована перекатами. В частности, на Варзуге при относительно низких приливах в море (не более 1.5 м) дальность проникновения осолоненных вод и обратных течений достигает 8 км, а колебаний уровня — до 20 км (ограничение порогами).

В устье Умбы гидрологический режим определяется наличием полузакнутой котловины в заливе-эстуарии, большой величиной речного стока и значительными приливами. Опираясь на описание губы Умба [2], собственные натурные наблюдения, а также оценки соотношения объема поступающих пресных вод и объема приливной призмы, авторы предполагают, что зимой при ледоставе здесь могут создаваться условия для появления устойчивой стратификации вод, которая поддерживается притоком морских вод в нижние горизонты и речных вод — в верхние.

**Благодарности.** Авторы признательны зав. кафедрой гидрологии суши МГУ проф. Н.Л. Фроловой за всестороннюю поддержку, Н.А. Демиденко (ГОИН) и С.В. Лебедевой (Северное УГМС) за помощь в организации и выполнении полевых работ, Г.Д. Совершаевой, И.В. Землянову и О.В. Горелиц (ГОИН) за архивные материалы, всем участникам экспедиций за добросовестный труд и хорошую компанию, а также местным жителям за гостеприимство и помощь в работе.

Исследование выполнено в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

**Источники финансирования.** Экспедиции выполнялись при поддержке кафедры гидрологии суши, Географического факультета МГУ, ГОИН и РФФИ (проекты 16-05-01018; 18-05-60021 и 19-35-90032), а также за счет личных средств участников.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II: Белое море. Вып. I: гидрометеорологические условия / Под. ред. Глуховского Б.Х. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
2. Лоция Белого моря / Под ред. Рождественского А.Н. Л.: Издание Гидрографического управления, 1932. Т. LXXII. 566 с.
3. Мискевич И.В., Лещев А.В., Мосеев Д.С., Лохов А.С. Гидролого-гидрохимические исследования устьев малых рек Белого моря в зимнюю межень 2019 года // Океанология. 2019. Т. 59. № 8. С. 1089–1092.
4. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.

### Investigations of Winter Regime of the White Sea Estuaries in 2017–2020

P. N. Terskii<sup>a, #</sup>, E. D. Panchenko<sup>a</sup>, S. L. Gorin<sup>b</sup>, S. A. Agafonova<sup>a</sup>, A. N. Vasilenko<sup>a</sup>, Z. M. Kulikova<sup>a</sup>,  
A. A. Popryadukhin<sup>a</sup>, A. M. Alabyan<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: pavel\_tersky@mail.ru

Winter field campaigns of the Department of Land Hydrology of Lomonosov Moscow State University Geographical Faculty undertaken during winter periods of 2017–2020 are introduced. Estuarine areas of the Onega, Mezen', Varzuga, Umba, Kuzreka, Kyanda and Tamitsa rivers flowing into the White Sea have been investigated. The methodology and preliminary analyses of tidal wave estuarine transformation, mixing zone dynamics and ice cover formation are presented.

**Keywords:** White Sea, estuary, ice cover, tidal cycle, hydrological regime, Onega, Mezen', Varzuga, Umba, Kuzreka, Kyanda, Tamitsa