

ОКЕАНОЛОГИЯ
OCEANOLOGY

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426>

УДК 551.465.41(268.4)



ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

ORIGINAL ARTICLE

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК
ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ И ГАЛОКЛИНА
АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Е.А. ЧЕРНЯВСКАЯ*, Л.А. ТИМОХОВ, В.Ю. КАРПИЙ, С.Ю. МАЛИНОВСКИЙ
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*cherni_ka@mail.ru

Резюме

В связи с уменьшением площади ледяного покрова верхний слой Северного Ледовитого океана в последние годы стал более доступен для непосредственного влияния ветра и солнечной радиации. В данной статье особое внимание уделяется исследованию реакции верхнего слоя на изменения условий окружающей среды и вероятных механизмов проявления данных изменений в изменчивости состояния верхнего слоя. Был проанализирован массив океанологических данных за зимний период 1950–2013 гг., произведен расчет толщины и солёности верхнего перемешанного слоя, а также толщины и солёности слоя галоклина. На основе уравнений линейной регрессии были получены статистические модели связи перечисленных параметров верхнего слоя с различными факторами окружающей среды, такими как индексы атмосферной циркуляции, водообмен с соседними океанами, речной сток и ледовые процессы.

Ключевые слова: галоклин, линейная регрессия, перемешанный слой, солёность, толщина галоклина, толщина перемешанного слоя.

Для цитирования: Чернявская Е.А., Тимохов Л.А., Карпий В.Ю., Малиновский С.Ю. Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2020. Т. 66. №. 4. С. 404–426. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426>.

Поступила 10.08.2020

После переработки 30.09.2020

Принята 05.10.2020

INTERANNUAL VARIABILITY OF PARAMETERS
OF THE ARCTIC OCEAN SURFACE LAYER AND HALOCLINE

EKATERINA A. CHERNIAVSKAIA*, LEONID A. TIMOKHOV, VALERIY Y. KARPIY,
STANISLAV Y. MALINOVSKIY

State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute,
St. Petersburg, Russia

*cherni_ka@mail.ru

Summary

As the area of the sea ice cover has considerably reduced in the recent years, the Arctic Ocean surface layer has become more exposed to the effect of atmospheric processes. In order to evaluate the influence of the new conditions on the surface layer state, a large array of winter oceanographic data was used to calculate the Arctic Ocean mixed layer thickness and salinity along with the thickness and salinity of the halocline layer for the 1950–2013 period. Analysis of the interannual variability of the surface layer parameters listed has shown that the mixed layer thickness has increased in recent years, from 30–35 m in 1950–70s to 40–44m in 1980–2000s. The halocline thickness, conversely, has decreased from 65m in 1950–90s to 50 in the 2000s. At the same time, mixed layer salinity and the salinity of the halocline layer has become lower in the 2000s by about 0,5 ‰ compared with 1950–90s. Three periods with distinctive configurations of the fields of the surface layer parameters have been identified. These quasi-20-year periods correspond to different climatic stages with different regimes of the atmospheric circulation. However, this is certainly not the only cause of the changes that occur in the surface layer condition. To reveal other causes of these changes, statistical methods were used to analyze the time series of the Arctic Ocean surface layer parameters. Linear regression equations allowed us to find out that the variability of the mixed layer thickness and salinity is almost equally determined by changes of the atmospheric circulation and fluctuations of the water exchange with the neighboring oceans along with river runoff and ice processes. At the same time, the thickness and salinity of the halocline layer strongly correlate with mixed layer parameters and, as there is no direct contact with the atmosphere, their variability is determined mostly by the mixed layer condition and the underlying Atlantic waters.

Keywords: Arctic Ocean, halocline, layer thickness, mixed layer, salinity, statistical model.

For Citation: Cherniavskaia E.A., Timokhov L.A., Karpiy V.Y., Malinovskiy S.Y. Interannual variability of parameters of the Arctic Ocean surface layer and halocline. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2020, 66 (4): 404–426. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426>.

Received 10.08.2020

Revised 30.09.2020

Accepted 05.10.2020

ВВЕДЕНИЕ

Арктический поверхностный слой и подстилающий его пикноклин, который в Арктическом бассейне (АБ) зависит от распределения солености, являются важными компонентами термохалинной структуры Северного Ледовитого океана (СЛО) и основными элементами в цепи взаимодействия океан — ледяной покров — атмосфера. Роль поверхностного слоя и пикноклина, который в АБ совпадает с галоклином, отмечена в ряде российских и зарубежных публикаций [1, 2]. Состояние поверхностного слоя (квазигомогенного слоя, подледного перемешанного слоя) оказывает влияние на поток тепла от океана в атмосферу через ледяной покров и во многом определяет тепловой баланс поверхности СЛО. Именно с его толщиной, термохалинными характеристиками и характеристиками подстилающего галоклина связывают образование и устойчивость ледяного покрова СЛО [3–5]. Оценки параметров поверхностного слоя и галоклина важны для валидации крупномасштабных климатических моделей и улучшения моделирования арктической системы атмосфера — лед — океан.

Происхождение вод поверхностного слоя рассматривалось во многих исследованиях [4, 6–7]. По современным представлениям, поверхностный слой формируется из вод речного стока, атмосферных осадков и вод атлантического и тихоокеанского происхождения. По различным оценкам [7, 8–9] толщина перемешанного слоя в зимний период составляет до 70 метров в приатлантической части СЛО и около 30 м в притихоокеанской. Данный слой также характеризуется пониженной соленостью (26–33 ‰) и температурой, близкой к точке замерзания в осенне-зимний

период [9]. Наряду с разнообразием оценок толщины слоя, существует также множество способов ее определения [10], что может создавать определенные трудности в сопоставлении результатов различных исследований.

Слой пикноклина (галоклина), или промежуточный слой по терминологии Е.Г. Никифорова [11], в приатлантической части АБ формируется как фронтальная зона между поверхностным более распресненным слоем и солеными и теплыми атлантическими водами [12]. На большей части АБ пикноклин включает тихоокеанские воды летнего и зимнего происхождения (адвективные воды) и холодные и осолоненные за счет ледообразования воды, которые образуются зимой на периферии акватории бассейна (эндемичные воды).

Значительное сокращение площади ледяного покрова в летний период в начале текущего столетия [13–15] стало причиной того, что поверхностный слой стал более доступным для непосредственного воздействия ветра и солнечной радиации. Такое изменение условий окружающей среды не могло не сказаться на термохалинной структуре поверхностного слоя, которая в последние годы действительно претерпела значительные изменения [16–17]. Среди макромасштабных изменений выделяется аномальное распреснение верхнего перемешанного слоя Американо-Северного суббассейна с 2005–2007 гг., не наблюдавшееся в таких масштабах за всю историю наблюдений с 1950-х гг. [18–19]. Наблюдения также показывают прогрессирующее ослабление галоклина в Евразийском суббассейне, начавшееся с 1970-х гг. [20–22].

Целью настоящей работы является анализ макромасштабной структуры поверхностного слоя и галоклина, а главное — уточнение причин и получение оценок межгодовой изменчивости состояния перемешанного слоя и галоклина Арктического бассейна. В статье приведены основные, по мнению авторов, факторы, влияющие на межгодовую изменчивость состояния поверхностного слоя с оценками вкладов каждого фактора в формирование данной изменчивости. Важным пунктом работы является рассмотрение географии и климатической изменчивости совместно и перемешанного слоя, и слоя галоклина.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Данные наблюдений показывают, что решающими для состояния АБ являются зимние характеристики вертикального распределения термохалинных элементов поверхностного слоя и галоклина, устойчиво сохраняющиеся в течение года: сезонный термоклин не оставляет выраженных следов своего влияния в основной картине термохалинных полей Арктического бассейна [11]. Поэтому в данном исследовании были использованы океанологические данные, собранные в АБ в зимний период (март–май). Из базы данных ААНИИ [23] было отобрано более 9000 вертикальных профилей, выполненных в период 1950–1993 гг. Измерения на этих станциях проводились на стандартных горизонтах (5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500 м и далее через каждые 500 м до дна). Из данных наблюдений за период 2007–2013 гг. было отобрано 14600 станций с вертикальным разрешением 1 м, поскольку эти станции были выполнены методом зондирования с помощью СТД- и ХСТД-зондов. В связи с малочисленностью натурных данных за период 1994–2006 гг. для заполнения пробела были использованы данные модели ЕССО2 [24].

Океанографические данные были интерполированы в узлы регулярной сетки с разрешением 200×200 км и на стандартные горизонты [25]. Итоговая сетка включает 131 узел и покрывает глубоководную (с глубинами более 50 м) часть Северного

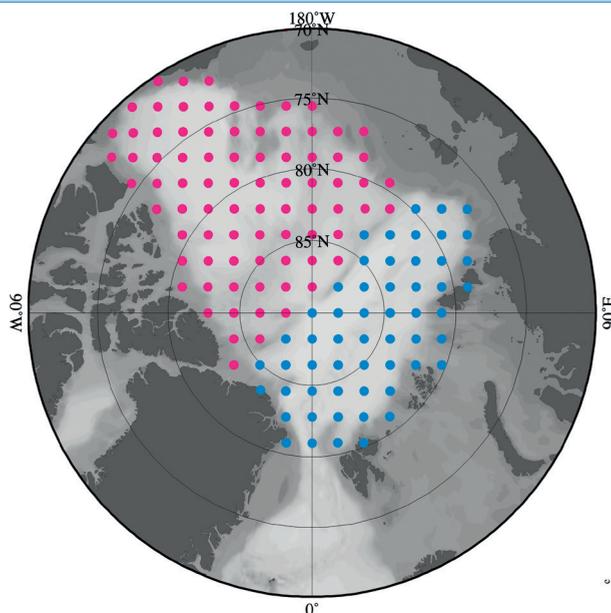


Рис. 1. Рабочая сетка. Всего 131 узел с пространственным разрешением 200×200 км. Красные точки принадлежат Амеразийскому суббассейну, синие — Евразийскому

Fig. 1. Working grid. 131 nodes in total with a spatial resolution of 200×200 km. The red dots belong to the Amerasian basin, the blue dots belong to the Eurasian basin

Ледовитого океана (рис. 1). Поскольку исходные данные 1950–1993 гг. преимущественно представляли собой измерения температуры и солёности на стандартных горизонтах, т. е. имели дискретный характер, то для более точного определения параметров поверхностного слоя и галоклина производилась реконструкция вертикальных профилей с помощью модифицированной параметрической модели [26]. Модель представляет собой комбинацию двух экспоненциальных кривых с условием склейки величины солёности и вертикального градиента в слое наибольшего изменения солёности (в слое скачка солёности), которая после подстановки в модель известных значений солёности на стандартных горизонтах даёт аналитическую кривую для конкретного вертикального профиля солёности [27].

В качестве признака нижних границ поверхностного слоя и галоклина нами выбраны точки перелома генерального хода солёности с глубиной (экстремумы второй производной от солёности по глубине), как это было принято в [27]. Первый перелом (первый максимум второй производной от солёности по глубине) весьма чётко отделяет поверхностный слой [1]. Второй перелом хода солёности (второй экстремум второй производной от солёности по глубине) определяет нижнюю границу галоклина [11]. По полученным с помощью модели профилям были рассчитаны толщина и средняя солёность перемешанного слоя, а также толщина и средняя солёность галоклина в зимний период в узлах регулярной сетки.

В работе использовались индексы атмосферной циркуляции Арктическое колебание (Arctic Oscillation, AO) и Арктический диполь (Arctic Dipole, AD), представляющие собой разложение приземного атмосферного давления от широты 60° с. ш. до полюса по эмпирическим ортогональным функциям (Empirical Orthogonal Function,

EOF), выполненные М. Janout [28] и любезно предоставленные авторам при персональном обращении. Индекс АО воспроизводит ситуации повышения или понижения атмосферного давления над Арктикой, отображая интенсификацию широтного обмена. Индекс АД отображает интенсификацию меридионального обмена. Данные об индексах Североатлантического колебания (North Atlantic Oscillation, NAO), Атлантического мультидекадного колебания (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) и Тихоокеанского декадного колебания (Pacific Decadal Oscillation, PDO) были взяты из <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Индекс Северо-Тихоокеанского колебания (Pacific/North American index, PNA) взят из http://research.jisao.washington.edu/data_sets/pna/. Поступление пресных вод сибирских рек в Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря до 1993 г. приведено в [29], для последних лет данные были взяты из <http://rims.unh.edu/data/station/list.cgi?col=4> и дополнены расчетами. Площадь чистой воды в арктических морях в сентябре (OW) рассчитывалась как разница общей площади моря за вычетом площади, покрытой льдом. Данные площади льда в арктических морях в сентябре были взяты из <http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php>. Сведения о суммарной площади льдов в августе в западной части Арктики (IceW), включающей Гренландское, Баренцево и Карское моря, и в восточной части Арктики (IceE), включающей моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, до 2005 г. любезно предоставили авторы монографии [13], а для последних лет были вычислены с использованием информации на сайте <http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMO>.

Температура воды на разрезе «Кольский меридиан» (параметр «Баренц») взята из [30]. Данные по водообмену между СЛО и Тихим океаном через Берингов пролив (параметр «Беринг») взяты из [31–32]. Данные о толщине, средней температуре и солёности атлантического слоя H_{AtlA} , H_{AtlE} ; T_{AtlA} , T_{AtlE} ; S_{AtlA} , S_{AtlE} для Амеразийского (индекс А) и Евразийского (индекс Е) суббассейнов были любезно предоставлены авторами статьи [33], в которой описана процедура расчета этих характеристик с использованием данных измерений температуры и солёности океанографической базы ААНИИ.

Расчеты статистических характеристик и выполнение мульти-регрессионного анализа производились в программном пакете Statistica [34].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственное распределение характеристик поверхностного слоя и галоклина

Анализ построенных полей толщины и солёности верхнего слоя позволяет установить следующие географические особенности климатического распределения их характеристик. Наименьшие толщины подледного поверхностного слоя 15–30 м располагаются широкой зоной от островов Северная Земля на восток вдоль материкового склона и далее к морю Бофорта в области значительного распреснения поверхностного слоя материковым стоком. Малые толщины слоя до 40 м отмечаются в проливе Фрама и к северу от Шпицбергена в районе погружения атлантических вод. Наибольшие толщины перемешенного слоя до 60 м наблюдаются к северу от Гренландии, при этом изолиния 60 м вытягивается от Северного полюса до Гренландии вдоль трансарктического потока (рис. 2а). Изменчивость толщины слоя наибольшая в районе к северо-востоку от пролива Фрама, к северу от проливов

Канадского Арктического архипелага и на южной границе антициклонического круговорота вод и льдов к северу от Аляски и о. Врангеля (рис. 2б), где среднее квадратическое отклонение достигает более ± 25 м. Наименьшие колебания толщины слоя около ± 5 м наблюдаются к северу от Новосибирских островов.

Изолинии средней солёности поверхностного слоя имеют конфигурацию, отличную от изолиний толщин слоя (рис. 2б), и коэффициент корреляции между полями толщин и солёности невысок $r = 0,09$. Ориентация изохалин различная в Евразийском и Амеразийском суббассейнах. В Евразийском суббассейне изохалины ориентированы параллельно хребту Ломоносова. Изохалина наибольшей солёности 34 ‰ оконтуривает район непосредственного влияния атлантических вод на поверхностный слой, это так называемый «след атлантических вод» по образной характеристике А.Ф. Трёшникова [7]. В этом районе межгодовые флуктуации солёности наименьшие, менее $\pm 0,3$ ‰ (рис. 2з). Солёность слоя уменьшается от пролива Фрама и Земли Франца-Иосифа до моря Бофорта.

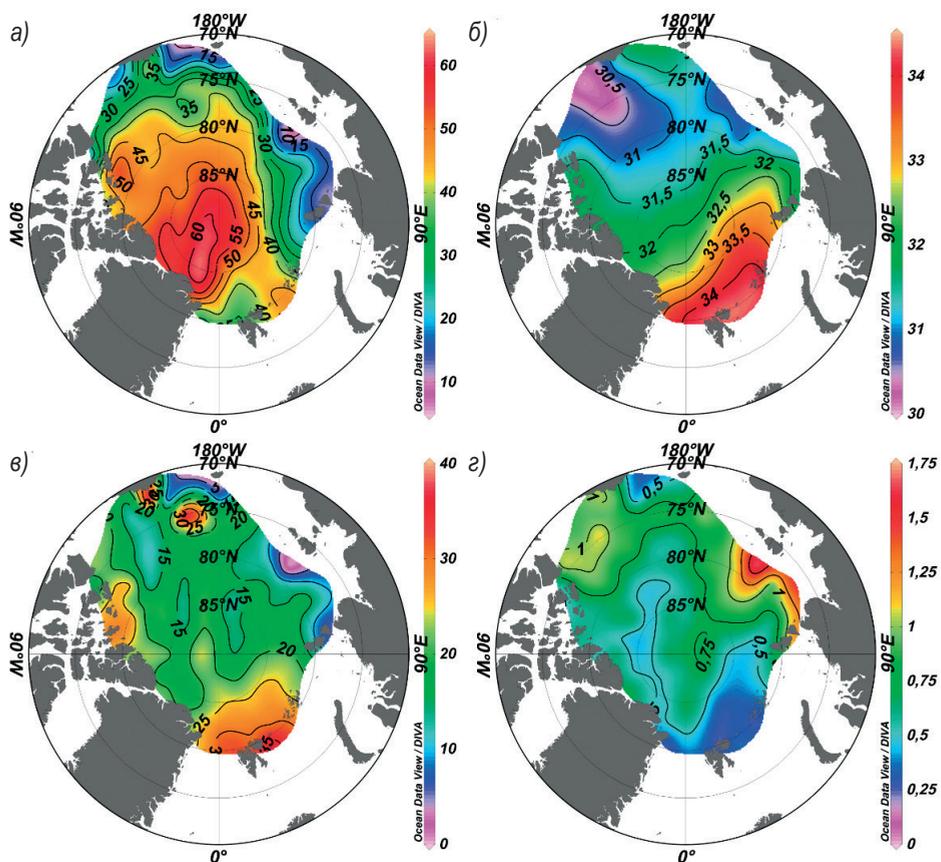


Рис. 2. Средние поля зимних толщин в м (а) и солёности в ‰ (б) поверхностного перемешанного слоя, а также дисперсии для толщины (в) и солёности (г) соответственно за 1950–2013 гг.

Fig. 2. Fields of the mixed layer thickness in m (a) and the mixed layer salinity in ‰ (б) and their dispersions (в) and (г), respectively, averaged for the winter period of 1950–2013

В Американо-Сибирском суббассейне изохалины имеют кольцевую ориентацию с центром в море Бофорта, где наблюдается наименьшая соленость около 30,5 ‰ и достаточно большая, до $\pm 1,0$ ‰, изменчивость солености перемешанного слоя. Она связана с наличием антициклонического круговорота вод и льдов, в котором аккумулируются талые воды и воды речного стока [35]. Также большие межгодовые флуктуации средней солености поверхностного слоя до $\pm 0,9$ ‰ характерны для северных частей моря Лаптевых (зоны влияния пресноводного стока рек Обь, Енисей и Лена) и Восточно-Сибирского моря (рис. 2з).

Пространственное распределение толщины слоя галоклина имеет схожую конфигурацию с распределением толщины перемешанного слоя. Коэффициент корреляции между полями толщин поверхностного слоя и галоклина довольно высок и равен 0,88. Это неудивительно, поскольку галоклин связан топографически с поверхностным слоем. Минимальные значения отмечаются вдоль сибирского материкового склона (40–50 м) с постепенным заглублением до 80 м в районе Северного полюса и максимальными значениями около 90 м у берегов Гренландии (рис. 3а). При этом

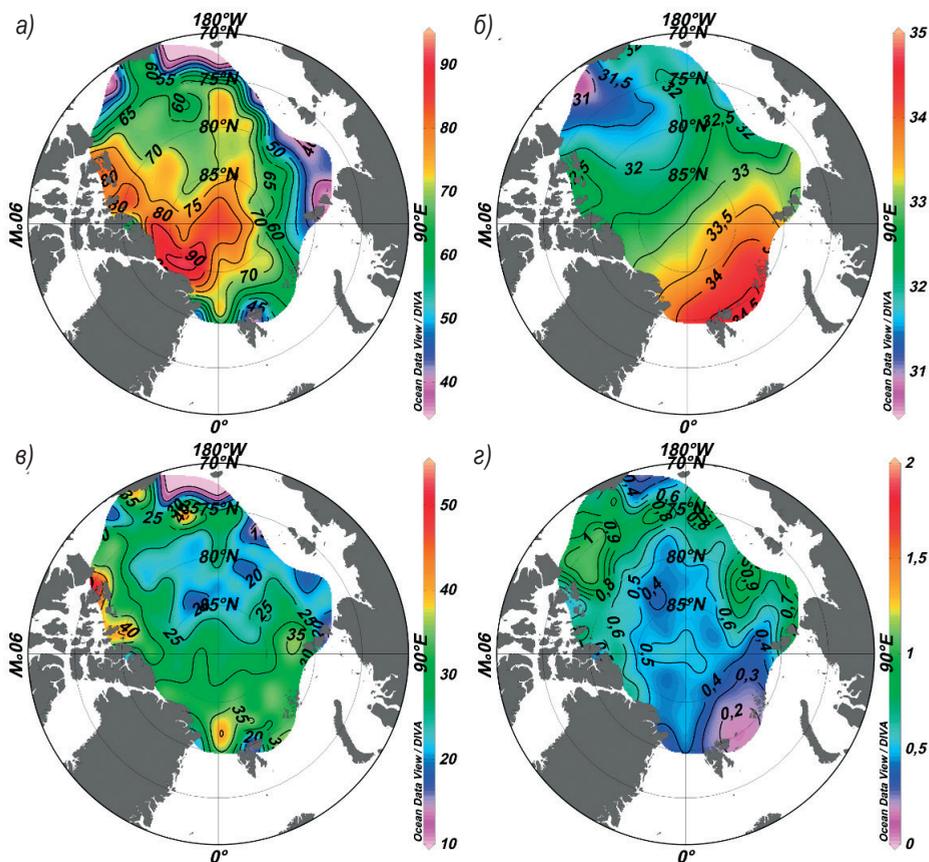


Рис. 3. Средние поля зимних толщины слоя галоклина в м (а) и солености галоклина в ‰ (б), а также их дисперсии толщины (в) и солености (г) за период 1950–1993 и 2007–2013 гг.

Fig. 3. Fields of the halocline thickness in m (a) and halocline salinity in ‰ (b) and their dispersions (c) and (d), respectively, averaged for the winter period of 1950–1993 and 2007–2013

максимальная изменчивость толщины галоклина более ± 25 м наблюдается в районе пролива Фрама, к северу от проливов Канадского Арктического архипелага и на южной границе антициклонического круговорота вод и льдов к северу от Аляски и о. Врангеля (рис. 3*в*).

Географическое распределение средней солености галоклина (рис. 3*б*) по большей части повторяет распределение таковой в перемешанном слое, и коэффициент корреляции между полями равен 0,96. Большая величина коэффициента корреляции объясняется тем, что галоклин является продуктом взаимодействия поверхностного слоя и атлантических вод. Поэтому пространственная структура средней солености поверхностного слоя должна найти отражение в пространственной структуре солености галоклина.

Максимальные значения средней солености галоклина в районе пролива Фрама несколько больше 34 ‰, минимальные значения около 30 ‰ в море Бофорта. Также имеется зона распреснения к северу от Новосибирских островов, где соленость галоклина снижается до 31 ‰. В море Бофорта, где межгодовая изменчивость солености галоклина так же высока, ее амплитуда достигает ± 1 ‰ (рис. 3*з*). В центральной части акватории СЛО изменчивость солености галоклина не превышает $\pm 0,5$ ‰.

Подобие полей толщин перемешанного слоя и галоклина свидетельствуют о том, что факторы, формирующие толщины слоев, также подобны. Аналогичный вывод следует и для объяснения подобия полей средней солености перемешанного слоя и галоклина. Различие структур полей толщин и солености может быть объяснено различием групп основных факторов и механизмов, формирующих поля толщин и средней солености перемешанного слоя и галоклина.

Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина

Для анализа межгодовой изменчивости были рассчитаны средние значения характеристик поверхностного слоя и слоя галоклина отдельно для Евразийского и Амеразийского суббассейнов для всего периода 1950–2013 гг., за исключением характеристик галоклина за интервал 1994–2006 гг. Расчеты для слоя галоклина по данным, полученным в результате численного моделирования, за период 1994–2006 гг. дали неудовлетворительные результаты. Возможно, это связано с качеством исходных данных, использованных в модели, поскольку этот период отличается малочисленностью натуральных наблюдений. Поэтому характеристики слоя галоклина за период 1994–2006 гг. в анализе не были использованы.

Кривые графиков межгодовой изменчивости толщины перемешанного слоя показывают, что данный параметр в обоих суббассейнах изменяется синхронно (рис. 4).

Пониженные значения толщины поверхностного слоя в обоих суббассейнах совпадают по времени с великой соленостной аномалией конца 1960-х гг. [36]. В этот период в Евразийском суббассейне отмечаются минимальные значения толщины поверхностного слоя ($H_{\text{пр}E}$) за все время наблюдений. При этом в Амеразийском суббассейне минимум толщины перемешанного слоя ($H_{\text{пр}A}$) наблюдался на несколько лет раньше, чем в Евразийском (рис. 4). После выноса из Арктического бассейна в Северную Атлантику большого количества пресной воды толщина перемешанного слоя резко выросла, по-видимому, за счет изменения стратификации. Таким образом, с начала 1970-х гг. отмечается увеличение толщины верхнего перемешанного слоя в среднем с 30–35 м в 1950–1970-е до 40–44 м в 1980–2000-е гг.

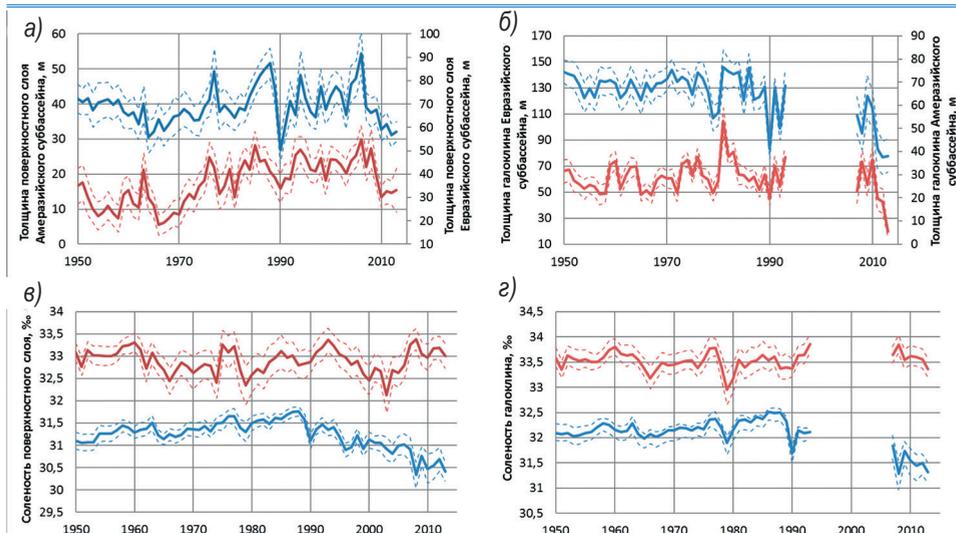


Рис. 4. Межгодовая изменчивость параметров поверхностного слоя и галоклина: *a* — толщины поверхностного слоя; *b* — толщины галоклина; *в* — солёности поверхностного слоя; *г* — солёности галоклина для Амеразийского суббассейна (синий цвет) и Евразийского суббассейна (красный цвет). Тонкими пунктирными линиями показаны доверительные интервалы

Fig. 4. Interannual variability of the parameters of the surface layer and halocline: *a* — the surface layer thickness; *b* — halocline thickness; *в* — surface layer salinity; *г* — halocline salinity for the Amerasian basin (blue) and the Eurasian basin (red). The thin dashed lines show the confidence intervals

Солёность верхнего перемешанного слоя в Амеразийском и Евразийском суббассейнах (Sup_A и Sup_E соответственно) меняется асинхронно: в последние годы наблюдается распреснение Амеразийского суббассейна за счет аккумуляции в антициклоническом круговороте талых и речных вод. А в Евразийском суббассейне, напротив, наблюдается осолонение за счет эффекта атлантификации [23, 37]. В целом по всей акватории Арктического бассейна солёность верхнего перемешанного слоя в последние десятилетия стала примерно на 0,5 ‰ ниже, чем в 1950–1970-х гг. Графики межгодовой изменчивости толщины слоя галоклина показывают уменьшение величин в среднем по бассейну с 65 м в 1950–1990-х до 50 м в 2000-х гг. При этом значительной разницы в величинах толщины слоя галоклина для Амеразийского и Евразийского суббассейнов нет.

Солёность слоя галоклина изменяется так же, как и солёность перемешанного слоя, с большим распреснением в Амеразийском и небольшим увеличением солёности в Евразийском суббассейнах. При этом изменение солёности галоклина в целом по Арктическому бассейну составило так же, как и для поверхностного слоя, около –0,5 ‰.

Причины изменения характеристик поверхностного слоя и слоя галоклина

Для установления основных причин изменчивости характеристик верхнего слоя были построены гистограммы гидрометеорологических параметров, осредненных по периодам 1950–1969 гг.; 1970–1989 гг.; 1990–2013 гг., которые приведены на рис. 5.

В период 1950–1970 гг., когда отмечались минимальные значения толщины поверхностного слоя (рис. 3), наблюдались экстремально низкие значения Аркти-

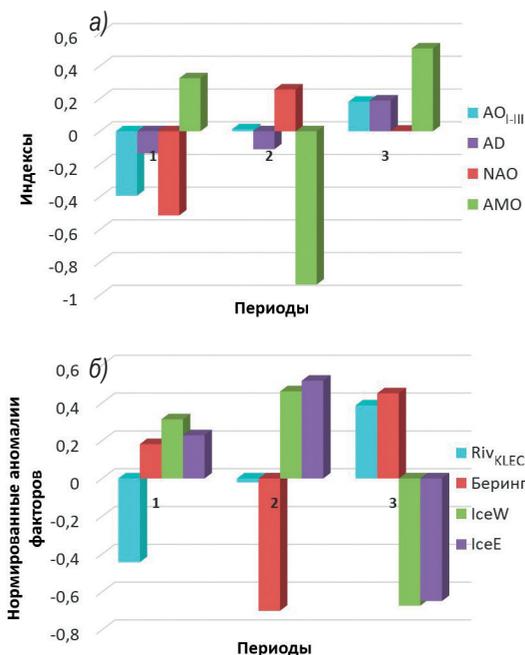


Рис. 5. Гистограмма изменчивости среднегодовых (кроме АО, который усреднен за период январь–март) индексов атмосферной циркуляции (а) и аномалий значений гидрологических факторов (речного стока, водообмена через Берингов пролив и площади льдов в западном и восточном секторах Арктики) (б) по стадиям: 1 — 1950–1969 гг.; 2 — 1970–1989 гг.; 3 — 1990–2013 гг.

Fig. 5. Histogram of the annual atmospheric circulation indices variability (except for AO, which is averaged over the period January–March) (a) and anomalies of hydrological factors (river runoff, water exchange through the Bering Strait and ice area in the western and eastern sectors of the Arctic) (b) for periods: 1 — 1950–1969; 2 — 1970–1989; 3 — 1990–2013

ческой осцилляции (АО) и Северо-Атлантической осцилляции (NAO) и отрицательные аномалии величины речного стока в Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря (Riv_{KLEC}). В то же время начиная с 1990-х гг. мы видим снижение солёности как перемешанного слоя, так и галоклина в Американо-Сибирском суббассейне, что сопровождалось переходом индекса Арктического диполя (AD) в положительную фазу, увеличением положительных значений индекса АО и «нейтрализацией» NAO, с одновременным увеличением положительных аномалий величины речного стока и водообмена через Берингов пролив («Беринг»), а также с существенными отрицательными аномалиями величины площади ледяного покрова в восточном (IceE) и западном (IceW) секторах Арктики. Период 1970–1989 гг. является своего рода переходным периодом между этими двумя состояниями верхнего слоя СЛО и характеризуется экстремальными отрицательными значениями АМО и водообмена с Тихим океаном через Берингов пролив.

Долгопериодные тенденции изменчивости состояния поверхностного слоя в зимний период в различных районах Арктического бассейна отчетливо видны на рис. 6, где на картах приведены аномалии солёности (левый ряд) и толщины

(правый ряд) поверхностного слоя, осредненные по периодам 1950–1969 (стадия 1); 1970–1989 (стадия 2) и 1990–2013 (стадия 3) гг.

Структура полей аномалий солености перемешанного слоя кардинально изменилась от стадии 2 к стадии 3. Зона отрицательных аномалий вдоль нулевого меридиана и от Новосибирских островов к Гренландии изменилась на зону положительных аномалий. А в зонах положительных аномалий солености, прилегающих к Аляске и к островам Канадского Арктического архипелага, а также в районе от пролива Фрама до островов Северная Земля в период 1990–2013 гг. поменялся знак аномалии. Обратившись к гистограммам индексов атмосферной циркуляции и аномалий значений гидрологических факторов на рис. 5, видим, что от стадии 2 к стадии 3 произошло увеличение потока через Берингов пролив и повышение температуры атлантических вод, аномалии индексов «Беринг» и АМО стали положительными. Увеличился также приток речных вод, аномалия индекса Riv_{KLEC} от слабо отрицательной стала большой положительной. Поменялся знак аномалий атмосферного индекса AD, и немного выросла положительная аномалия индекса АО, свидетельствуя о возрастании повторяемости режима циклонической циркуляции над Арктическим бассейном.

В работе [38] показано, что при антициклоническом режиме циркуляции распресненные воды речного стока аккумулируются в центральной части АБ, что приводит к возникновению здесь отрицательных аномалий солености. В то же время вдоль материкового склона происходит поднятие верхней границы атлантических вод и формирование положительных аномалий солености. Данная картина наблюдалась в 1950–1969 гг. (рис. 6). Во 2 и 3 периодах влияние атмосферной циркуляции проявляется слабее (почти все индексы мало отличаются от нуля) и формирование распределения аномалий параметров поверхностного слоя определяется в большей степени термохалинной циркуляцией. Ослабление водообмена через Берингов пролив, уменьшение температуры поступающих в Арктический бассейн атлантических вод, вкупе с усиленным нарастанием льда, особенно в восточной части Арктики (см. рис. 5), привело к образованию положительных аномалий солености поверхностного слоя на большей части акватории бассейна в 1970–1980-х гг. Область отрицательных аномалий солености является следствием адвекции распресненных вод морей Восточно-Сибирского и Лаптевых по направлению к Северному полюсу и далее к проливу Фрама трансарктическим дрейфовым течением. Согласно [39], несмотря на слабоположительный АО и, следовательно, преобладающую циклоническую циркуляцию атмосферы, с 1997 г. в СЛО наблюдается антициклонический режим циркуляции вод, для которого характерно накопление распресненной воды в антициклоническом круговороте Американо-Сибирского суббассейна, где в 1990–2013 гг. наблюдались значительные отрицательные аномалии солености поверхностного слоя. Повышение уровня моря в приполюсной части Арктического бассейна, которое также является следствием антициклонического режима циркуляции, препятствует притоку распресненных усиленным таянием льда и речным стоком (см. рис. 5) вод к центру АБ, способствуя формированию отрицательных аномалий солености на периферии (рис. 6).

Значительное увеличение толщин поверхностного слоя от стадии 1 к стадии 3 наблюдалось в районе пролива Фрама и арх. Шпицберген (рис. 6). На большей части Арктического бассейна, что особенно ярко проявляется в Американо-Сибирском суббассейне, география аномалий толщины слоя представляется крупномасштабной модой: область вдоль оси трансарктического течения находится в оппозиции с об-

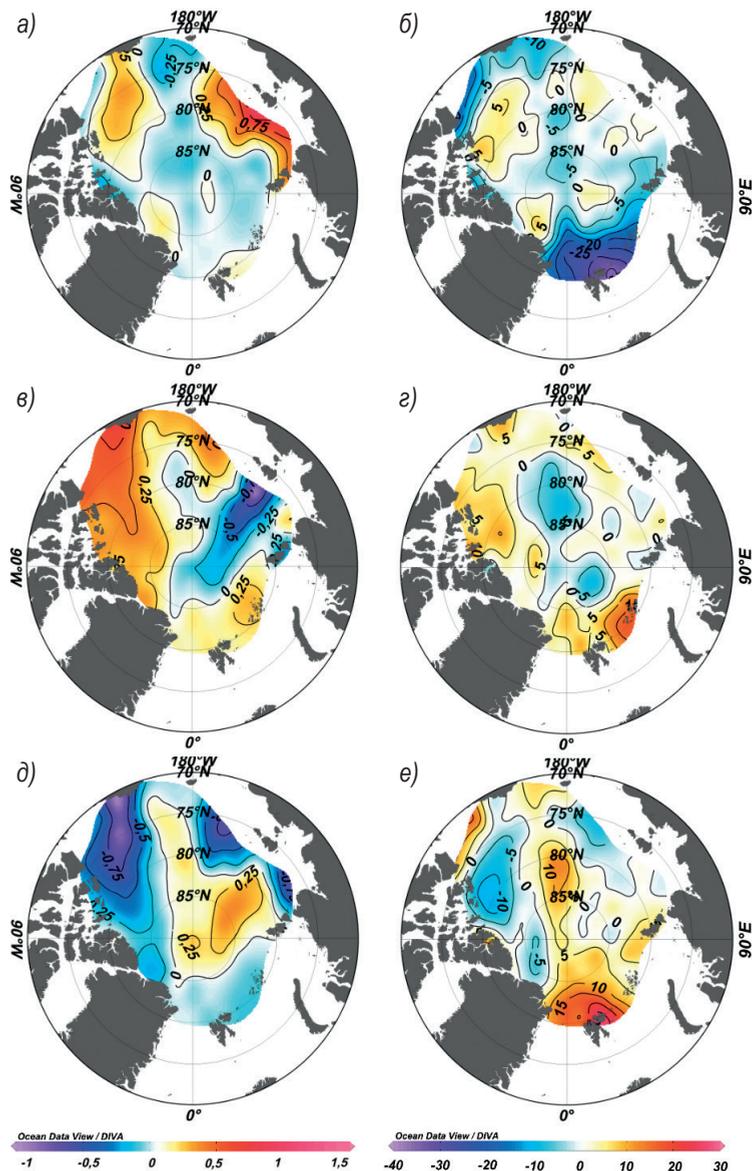


Рис. 6. Аномалии солёности (а, в, д) и толщины (б, з, е) перемешанного слоя, осредненные по трем периодам 1950–1969 (а, б), 1970–1989 (в, з) и 1990–2013 (д, е) гг.

Fig. 6. Anomalies of the mixed layer salinity (a, v, d) and the mixed layer thickness (б, з, e), averaged over three periods 1950–1969 (a, б), 1970–1989 (в, з) and 1990–2013 (д, e)

ластями вдоль материкового склона от моря Лаптевых до Чукотского моря и к северу от проливов островов Канадского Арктического архипелага. От стадии 1 к стадии 2 отрицательная аномалия толщины слоя в центральной части моды вдоль транс-арктического течения увеличилась, так же как и положительная аномалия в обла-

сти материкового склона. В дальнейшем к стадии 3 знак аномалий изменился на противоположный и величина аномалии увеличилась, т. е. произошла качественная трансформация поля аномалий толщины поверхностного слоя.

Существуют мнения, что деградация Арктического антициклона и его смещение в море Бофорта [40], начавшее с конца 1980-х гг., с одновременным усилением

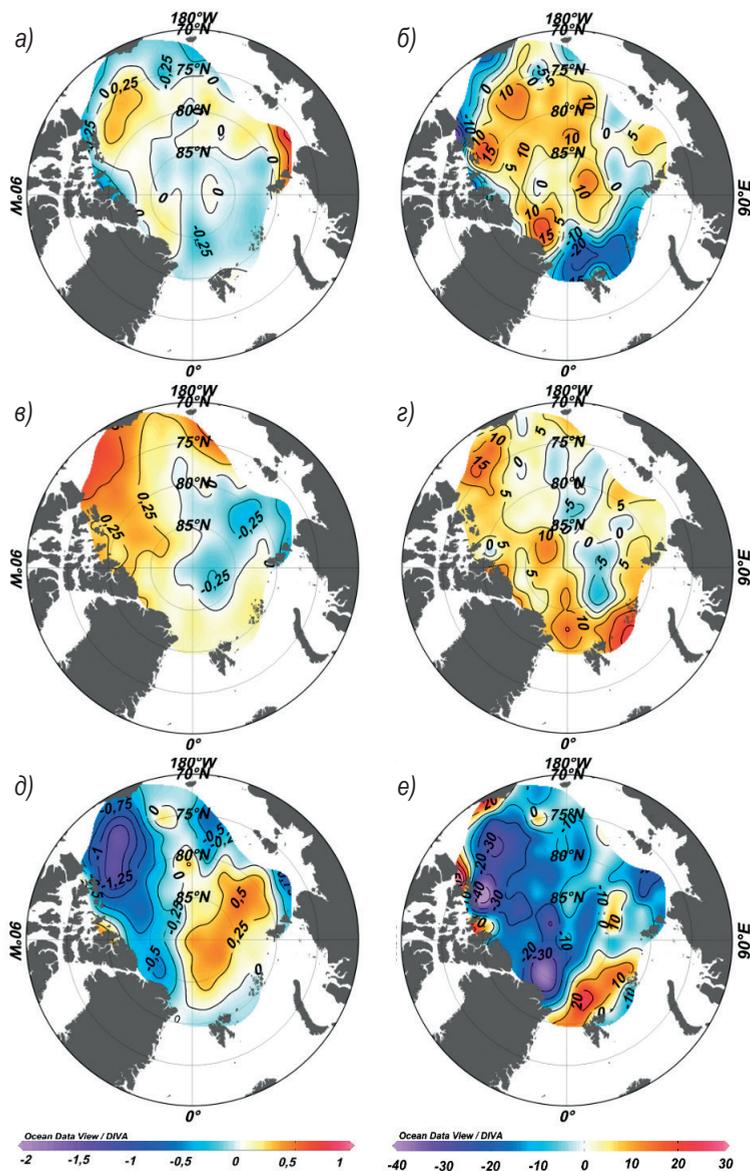


Рис. 7. Аномалии солёности (а, в, д) и толщины (б, з, е) галоклина, осредненные по трем периодам 1950–1969 (а, б), 1970–1989 (в, з) и 1990–2013 (д, е) гг.

Fig. 7. Anomalies of the halocline salinity (a, в, д) and the halocline thickness (б, з, е), averaged over three periods 1950–1969 (a, б), 1970–1989 (в, з) and 1990–2013 (д, е)

Арктического диполя, — одна из основных причин усиленного выноса вод и льдов из Арктического бассейна в Атлантику в 2000-х гг. [41–42]. Таким образом, большая масса пресной воды, образующейся в результате усиленного таяния льдов из-за повышения температуры воздуха, выносилась Трансарктическим дрейфом в Атлантику. Поэтому минимальные значения солёности Евразийского бассейна, наблюдаемые в середине 2000-х гг. (рис. 4), сопровождаются лишь небольшим уменьшением толщины перемешанного слоя в этот период, т. к. на большей части Евразийского суббассейна наблюдается усиление перемешивания вследствие ослабления стратификации, по-видимому, за счет повышения температуры воды из-за усиления влияния атлантических вод в регионе [43]. Данный вывод поддерживается наличием сопряженности между толщиной перемешанного слоя Евразийского суббассейна и индексом АМО, который выступает показателем изменчивости температуры атлантических вод.

Солёность слоя галоклина (рис. 7) хорошо коррелирует с солёностью перемешанного слоя ($r = 0,9$), поэтому зоны изменчивости, как и факторы, ее вызывающие, здесь те же. В толщине слоя галоклина наиболее сильное обмеление произошло в центральной части Арктического бассейна. Тогда как в бассейне Нансена, за счет сглаживания градиентов солёности между поверхностными и атлантическими водами, толщина слоя галоклина в 1990–2013 гг. выросла, особенно по сравнению с 1950–1969 гг.

Главные факторы, влияющие на межгодовую изменчивость параметров поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна

Поверхностный слой. Для выявления внешних факторов, оказывающих наибольшее влияние на формирование межгодовых аномалий изменчивости параметров поверхностного слоя, был проведен корреляционный анализ, и, с учетом его результатов, были построены статистические модели толщины и солёности перемешанного слоя для Американо-Евразийского и Евразийского суббассейнов. При этом было проведено скользящее 3-летнее осреднение анализируемых рядов и предикторов. Полученные модели представляют собой уравнения линейной регрессии и отражают связь параметров перемешанного слоя с факторами внешней среды, такими как атмосферная циркуляция (через индексы АО, AD, PNA), водообмен с соседними океанами (через индекс АМО и «Беринг» — водообмен через Берингов пролив), температуру (T_{AtlE}) атлантических вод в Евразийском суббассейне, речной сток (Riv) и площадь льда (Ice) в арктических морях.

$$\text{Hup}_A = 0,005 \cdot \text{OW}_{\text{EC}}(-1) - 23,163 \cdot \text{AMO}(-12) - 6,593 \cdot \text{AD}_{\text{XI-III}}(-1) - 1,685 \cdot \text{AO}_{\text{I-III}}(-1) + 35,923, \quad (1)$$

$$\text{Hup}_E = 5,032 \cdot \text{NAO}_{\text{XI-III}}(-1) - 0,535 \cdot \text{Баренц} - 30,646 \cdot \text{Беринг}(-5) + 0,016 \cdot \text{Riv}_{\text{KL}}(-3) + 6,596 \cdot \text{PNA}_W(-1) + 26,437, \quad (2)$$

$$\text{Sup}_A = 0,123 \cdot \text{AO}_{\text{XI-III}}(-1) - 0,0005 \cdot \text{OW}_{\text{LEC}}(-1) - 1,397 \cdot \text{Беринг}(-1) - 0,0001 \cdot \text{Riv}_{\text{LE}}(-4) - 0,087 \cdot \text{AD}_{\text{I-III}}(0) + 34,141, \quad (3)$$

$$\text{Sup}_E = 0,019 \cdot \text{Баренц}(-2) - 0,0004 \cdot \text{Riv}_{\text{KL}}(-6) + 0,384 \cdot \text{AD}_{\text{VI-VIII}}(-1) + 0,197 \cdot \text{AO}_{\text{I-III}}(-1) + 0,898 \cdot T_{\text{AtlE}} + 33,097, \quad (4)$$

где нижние регистры индексов указывают либо номера месяцев, за которые было произведено осреднение, либо первые буквы названий морей, по которым проводилось осреднение. Пример: OW_{EC} — площадь чистой воды в сентябре в Восточ-

но-Сибирском и Чукотском морях. Цифры в скобках обозначают временной сдвиг предиктора в годах.

Статистическая значимость переменных правых частей уравнений (предикторов) была оценена коэффициентом p -level. Если значение p -level меньше 0,05 (т. е. 5 %), то результаты достоверно отражают общую картину, а величины на уровне $p \leq 0,01$ обычно считаются статистически значимыми [34]. Коэффициенты p -level получились равными меньше 0,01. Таким образом, полученные уравнения (1)–(4) отражают общую картину статистической связи и являются статистически значимыми.

Рассчитанные по полученным уравнениям ряды толщины и солености перемешанного слоя имеют высокую корреляцию ($r \geq 0,8$) с фактическими рядами (рис. 8). Это дает основание считать вошедшие в уравнения предикторы главными факторами, вызывающими межгодовую изменчивость характеристик поверхностного слоя.

Отметим, что графики межгодовой изменчивости солености поверхностного слоя на рис. 8 близки к межгодовой изменчивости солености верхнего слоя в суббассейнах, которые приведены в статье [33], при том, что толщина поверхностного слоя меньше толщины верхнего слоя океана.

Слой галоклина. Для выявления внешних факторов, влияющих на характеристики слоя галоклина, были использованы данные 1950–1993 гг., по которым были составлены временные серии средних скользящих трехлетних значений. С помощью мульти-корреляционного анализа получены следующие статистические модели толщины H_{hal_A} , H_{hal_E} и солености слоя галоклина $Shal_A$, $Shal_E$ для Амеразийского (индекс А) и Евразийского (индекс Е) бассейнов:

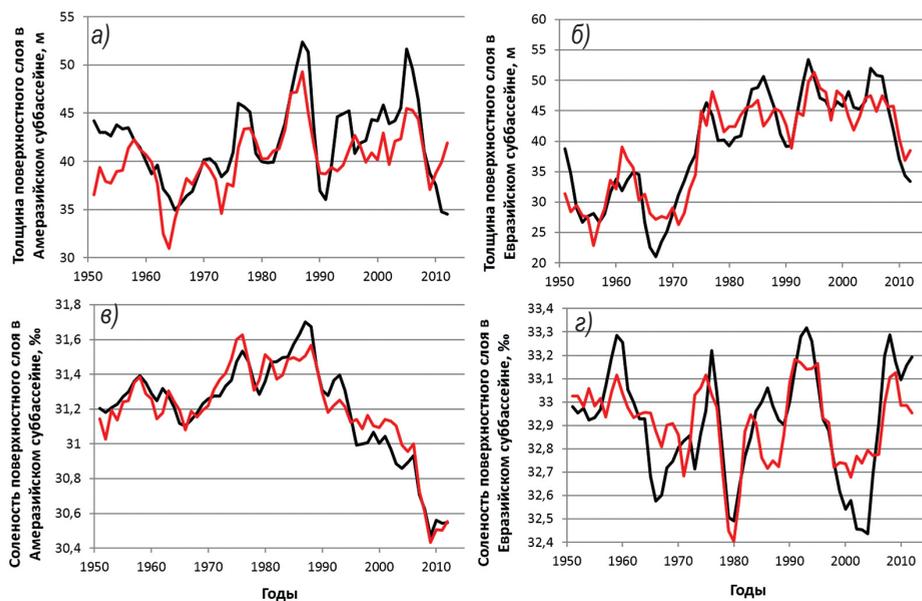


Рис. 8. Фактические (черный) и рассчитанные по уравнениям регрессии (красный) временные ряды параметров перемешанного слоя для Амеразийского (а, в) и Евразийского (б, з) суббассейнов

Fig. 8. Actual (black) and calculated (red) time series of the mixed layer parameters for the Amerasian (a, в) and Eurasian (б, з) basins

$$\begin{aligned} \text{Hhal}_A = & -0,594 \cdot \text{Hup}_A + 36,043 \cdot \text{Sup}_A + 26,804 \cdot \text{Беринг}(-5) - \\ & - 3,269 \cdot \text{PDO}(-2) - 6,045 \cdot \text{AO}_{\text{X-III}}(-1) - 1055,581, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \text{Hhal}_E = & -0,174 \cdot \text{H}_{\text{Atl}}E + 1,132 \cdot \text{Баренц}(-1) - 0,036 \cdot \text{Riv}_{\text{KL}}(-5) - \\ & - 67,964 \cdot \text{AMO}(-7) + 14,84 \cdot \text{AD}_{\text{VI-VIII}}(-1) + 244,334, \end{aligned} \quad (6)$$

$$\text{Shal}_A = 0,969 \cdot \text{Sup}_A + 2,024 \cdot \text{S}_{\text{Atl}}A + 0,277 \cdot \text{Беринг}(-5) - 68,972, \quad (7)$$

$$\text{Shal}_E = 0,726 \cdot \text{Sup}_E + 2,467 \cdot \text{S}_{\text{Atl}}E - 0,007 \cdot \text{Баренц}(-2) - 76,402. \quad (8)$$

Как видим, в уравнения входят толщины и соленость вышележащего поверхностного слоя и нижележащего слоя атлантических вод.

Для уравнений (5)–(8) коэффициенты p-level оказались равными соответственно: $\leq 0,001$; $\leq 0,001$; $0,001$; $0,015$. Это означает, что полученные уравнения отражают общую картину статистической связи и являются статистически значимыми.

По уравнениям (5)–(8) были вычислены межгодовые изменения характеристик галоклина, и на рис. 9 приведены расчетные и фактические графики толщины и солености галоклина. Графики демонстрируют тесную сопряженность, а рассчитанные по полученным уравнениям связи толщин и солености слоя галоклина Американо-Северо-Восточного и Евразийского суббассейнов с факторами правой части уравнений имеют высокую корреляцию: $r(\text{Hhal}_A) = 0,74$; $r(\text{Hhal}_E) = 0,81$; $r(\text{Shal}_A) = 0,96$; $r(\text{Shal}_E) = 0,93$.

Квадраты коэффициента корреляции $r^2(\text{Hhal}_A) = 0,55$; $r^2(\text{Hhal}_E) = 0,66$; $r^2(\text{Shal}_A) = 0,92$; $r^2(\text{Shal}_E) = 0,86$ отражают вклад предикторов в общую дисперсию многолетних колебаний характеристик слоев, равный в процентах соответственно: 55, 66, 92, 86 %. Это дает основание считать вошедшие в уравнения предикторы главными факторами, вызывающими межгодовую изменчивость характеристик слоя галоклина.

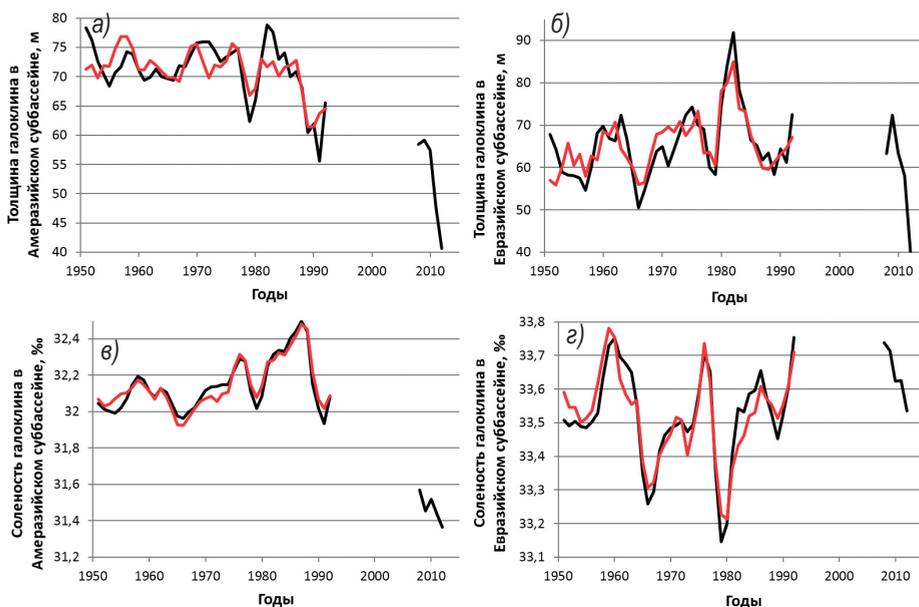


Рис. 9. Фактические (черные) и рассчитанные по уравнениям регрессии (красные) временные ряды параметров слоя галоклина для Амеразийского (а, в) и Евразийского (б, з) суббассейнов

Fig. 9. Actual (black) and calculated (red) time series of the halocline layer parameters for the Amerasian (a, в) and Eurasian (б, з) basins

Для оценки влияния каждого из факторов, вошедших в уравнения регрессии, на межгодовую изменчивость параметров поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна были рассчитаны их вклады в общую дисперсию анализируемых величин (см. табл. 1).

Суммарный вклад гидрологических факторов в изменчивость расчетных значений Нур_A составляет 50 %, остальные 50 % приходятся на атмосферные процессы.

Таблица 1

**Оценки вкладов переменных правой части уравнений регрессии
в общую изменчивость параметров верхнего слоя СЛО**

Table 1

**Estimates of the predictor contributions to the total variability of the Arctic Ocean
upper layer parameters**

№ п/п	Предиктор	Вклад, %	№ п/п	Предиктор	Вклад, %
Толщина поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне, Нур_A , общий коэффициент корреляции $r = 0,79$; $r^2 = 0,62$			Толщина поверхностного слоя в Евразийском суббассейне, Нур_E , общий коэффициент корреляции $r = 0,91$; $r^2 = 0,83$		
1	$\text{OW}_{\text{EC}}(-1)$	11	1	$\text{NAO}_{\text{XI-III}}(-1)$	26
2	$\text{AMO}(-12)$	39	2	$\text{PNA}_W(-1)$	22
3	$\text{AD}_{\text{XI-III}}(-1)$	35	3	Баренц	18
4	$\text{AO}_{\text{I-III}}(-1)$	15	4	Беринг(-5)	16
–	–	–	5	$\text{Riv}_{\text{KL}}(-3)$	18
Соленость поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне, Sup_A , общий коэффициент корреляции $r = 0,94$; $r^2 = 0,89$			Соленость поверхностного слоя в Евразийском суббассейне, Sup_E , общий коэффициент корреляции $r = 0,74$; $r^2 = 0,55$		
1	$\text{AO}_{\text{XI-III}}(-1)$	21	1	$\text{AO}_{\text{I-III}}(-1)$	9
2	$\text{AD}_{\text{I-III}}(0)$	12	2	$\text{AD}_{\text{VI-VIII}}(-1)$	39
3	Беринг(-1)	26	3	Баренц(-2)	1
4	$\text{Riv}_{\text{LE}}(-4)$	17	4	$\text{Riv}_{\text{KL}}(-6)$	22
5	$\text{OW}_{\text{EC}}(-1)$	25	5	$\text{T}_{\text{Atl}}\text{E}$	28
Толщина слоя галоклина в Амеразийском суббассейне, Hhal_A , общий коэффициент корреляции $r = 0,74$; $r^2 = 0,55$			Толщина слоя галоклина в Евразийском суббассейне, Hhal_E , общий коэффициент корреляции $r = 0,81$; $r^2 = 0,66$		
1	$\text{PDO}(-2)$	16	1	$\text{AMO}(-7)$	42
2	Беринг(-5)	14	2	Баренц(-1)	15
3	Sup_A	36	3	$\text{H}_{\text{Atl}}\text{E}$	11
4	Нур_A	16	4	$\text{Riv}_{\text{KL}}(-5)$	21
5	$\text{AO}_{\text{XIII}}(-1)$	18	5	$\text{AD}_{\text{VI-VIII}}(-1)$	12
Соленость слоя галоклина в Амеразийском суббассейне, Shal_A , общий коэффициент корреляции $r = 0,96$; $r^2 = 0,92$			Соленость слоя галоклина в Евразийском суббассейне, Shal_E , общий коэффициент корреляции $r = 0,93$; $r^2 = 0,86$		
1	Sup_A	76	1	Sup_E	70
2	$\text{S}_{\text{Atl}}\text{A}$	13	2	$\text{S}_{\text{Atl}}\text{E}$	18
3	Беринг(-5)	11	3	Баренц(-2)	12

Для толщины поверхностного слоя Евразийского суббассейна влияние атмосферных и гидрологических факторов также практически равнозначно (48 % и 52 % соответственно). Примерно такое же соотношение вкладов характерно для солёности поверхностного слоя в Евразийском суббассейне: 49 % и 51 % для атмосферных и гидрологических процессов соответственно. При этом на солёность перемешанного слоя в Амеразийском суббассейне наибольшее влияние оказывает изменчивость гидрологических факторов (68 %). Близкие оценки вклада факторов были получены в [33] для солёности верхнего слоя обоих суббассейнов.

Поскольку слой галоклина не испытывает прямого воздействия атмосферы, предполагалось, что влияние атмосферных процессов на изменчивость толщины и солёности слоя галоклина будет минимальным. Полученные регрессионные уравнения отчасти подтверждают это предположение. Суммарный вклад атмосферных процессов, выражаемых через индексы атмосферной циркуляции, в дисперсию толщины галоклина в Амеразийском суббассейне составляет 34 %. Для толщины галоклина в Евразийском суббассейне данная доля составляет 12 %. В уравнения регрессии для солёности галоклина атмосферные индексы не входят вовсе, следовательно, вся изменчивость определяется гидрологическими процессами (табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На более длительном ряде наблюдений с 1950 по 2013 г. впервые выполнено совместное исследование зимних характеристик поверхностного слоя и слоя галоклина в Арктическом бассейне. Установлены подобие полей толщин перемешанного слоя и галоклина, а также подобие полей средней солёности этих слоев. Различие географического распределения толщин слоев и их средней солёности может быть объяснено различием групп основных воздействующих факторов и механизмов, формирующих пространственную структуру характеристик слоев.

2. Выделено три климатических периода (1950–1969, 1970–1989, 1990–2013 гг.), характеризующихся различной конфигурацией полей аномалий толщины и солёности перемешанного слоя и галоклина. Показано, что различия конфигурации полей указанных климатических периодов связаны не только с изменением режима атмосферной циркуляции, как отмечалось ранее [9], но также с колебаниями поступления речных вод и с процессами водообмена СЛО с соседними океанами.

3. Для средних толщин и солёности перемешанного слоя и галоклина отдельно для Евразийского и Амеразийского суббассейнов получены уравнения линейной регрессии, связывающие параметры слоев с различными гидрометеорологическими индексами и характеристиками. На основе статистических моделей выполнены оценки влияния предикторов. Изменчивость параметров перемешанного слоя определяется в равной степени влиянием гидрологических и атмосферных факторов, за исключением солёности Амеразийского суббассейна, где преобладает влияние гидрологических процессов. Изменчивость параметров слоя галоклина находится в основном под влиянием изменчивости гидрологических факторов.

4. Среди макромасштабных изменений выделяется аномальное распределение верхнего перемешанного слоя Амеразийского суббассейна с 2005–2007 гг., не наблюдавшееся в таких масштабах за всю историю наблюдений с 1950-х гг. [18–19]. Полученные регрессионные уравнения указывают на то, что данное распределение связано прежде всего с увеличением речного стока, усилением таяния льда и увеличением затока тихоокеанских вод через Берингов пролив [44].

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Работа выполнена в рамках гранта RFMEFI61619X0108 Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

Competing interests. The authors have no competing interests.

Funding. This work was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (RFMEFI61619X0108).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
2. *Aagaard K., Coachman L. K., Carmack E.* On the halocline of the Arctic Ocean // *Deep Sea Research. Part A. Oceanographic Research Papers.* 1981. V. 28 (6). P. 529–545.
3. *Aagaard K., Coachman L.K.* Toward an ice-free Arctic Ocean // *Eos, Transactions American Geophysical Union.* 1975. V. 56 (7). P. 484–486.
4. *Rudels B., Anderson L.G., Jones E.P.* Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research.* 1996. V. 101. P. 8807–8821.
5. *Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
6. *Nansen F.* Oceanography of the North Polar Basin: The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896. Scientific Results. Christiania: AW Brøgger, 1902. 427 p.
7. *Трёшников А.Ф.* Поверхностные воды в Арктическом бассейне // *Проблемы Арктики.* 1959. № 7. С. 5–12.
8. *Morison J., Smith J.D.* Seasonal variations in the upper Arctic Ocean as observed at T-3 // *Geophysical Research Letters.* 1981. V. 8 (7). P. 753–756.
9. *Гарманов А.Л., Колтышев А.Е., Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Морисон Дж.* Верхний перемешанный слой в Арктическом бассейне // *Труды ААНИИ.* 2008. Т. 448. С. 149.
10. *Peralta-Ferriz C., Woodgate R.A.* Seasonal and interannual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data, and the dominance of stratification for multiyear mixed layer depth shoaling // *Progress in Oceanography.* 2015. V. 134. P. 19–53.
11. *Никифоров Е.Г.* Стеродинамическая система Северного Ледовитого океана. СПб.: ААНИИ, 2006. 174 с.
12. *Fer I.* Weak Vertical Diffusion Allows Maintenance of Cold Halocline in the Central Arctic // *Atmospheric and Oceanic Science Letters.* 2009. V. 2 (3). P. 148–152. doi: 10.1080/16742834.2009.11446789 2009.
13. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., В.П. Карклин, Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.
14. *Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M.* Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophysical Research Letters.* 2007. V. 34. L09501. doi:10.1029/2007GL029703.
15. *Kwok R., Rothrock D.A.* Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // *Geophysical Research Letters.* 2009. № 36 (15). L15501.
16. *Macdonald R.W., Harner T., Fyfe J.* Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data // *Sci. Total Environ.* 2005. V. 342 (1–3). P. 5–86. doi: 10.1016/j.scitotenv.2004.12.059.
17. *Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А.* Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // *Доклады Академии наук.* 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.

18. Тимохов Л.А., Ашик И.М., Карпий В.Ю., Кассенс Х., Кириллов С.А., Поляков И.В., Соколов В.Т., Фролов И.Е., Чернявская Е.А. Экстремальные изменения температуры и солёности воды арктического поверхностного слоя в 2007–2009 гг. Океанография и морской лёд. Вклад России в МПГ 2007/08. М.; СПб.: Паулсен, 2011. С. 118–137.
19. Timokhov L., Ashik I., Dmitrenko I., Hoelemann J., Kassens H., Kirillov S., Polyakov I., Sokolov V. Extreme changes of the Arctic Ocean during and after IPY 2007/2008 // *Polarforschung*. 2011. V. 81 (2). P. 85–102.
20. Steele M., Boyd T. Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998. V. 103 (C5). P. 10419–10435.
21. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean warming reduces polar ice cap // *Journal of Physical Oceanography*. 2010. V. 40. P. 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
22. Polyakov I.V., Rippeth T.P., Fer I., Alkire M.B., Baumann T.M., Carmack E.C., Padman L. Weakening of cold halocline layer exposes sea ice to oceanic heat in the eastern Arctic Ocean // *Journal of Climate*. 2020. V. 33 (18). P. 8107–8123. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
23. Лебедев Н.В., Карпий В.Ю., Покровский О.М., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Специализированная база данных по температуре и солёности вод Арктического бассейна и окраинных арктических морей в зимний период // *Труды ААНИИ*. 2008. Т. 448. С. 5–17.
24. Menemenlis D., Campin J.-M., Heimbach P., Hill C., Lee T., Nguyen A., Schodlok M., Zhang H. ECCO2: High Resolution Global Ocean and Sea Ice Data Synthesis // *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2008. V. 31. P. 13–21.
25. Покровский О.М., Тимохов Л.А. Реконструкция зимних полей температуры и солёности Северного Ледовитого океана // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 6. С. 822–830.
26. Лебедев Н.В., Тимохов Л.А., Нитишинский М.А. Параметрическая модель вертикальных профилей (оценки толщины верхнего перемешанного слоя по данным наблюдений на стандартных горизонтах) // *Труды ААНИИ*. 2008. Т. 448. С. 242–247.
27. Чернявская Е.А., Тимохов Л.А., Никифоров Е.Г. Характеристики поверхностного слоя и подстилающего его галоклина Арктического бассейна в зимний период (по данным 1973–1979 гг.) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 1 (95). С. 5–17.
28. Janout M., Aksenov Y., Hölemann J., Rabe B., Schauer U., Polyakov I., Bacon S., Coward A., Karcher M., Lenn Y.D., Kassens H., Timokhov L. Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing, and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. V. 120 (7). P. 4925–4944. doi:10.1002/2014JC010635.
29. Timokhov L.A., Tanis F. Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean // *National Snow and Ice Data Center*. 1997. <http://dx.doi.org/10.7265/N5H12ZX4>.
30. Карсаков А.Л. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900–2008 гг. Мурманск: ПИНРО, 2009. 139 с.
31. Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weingartner T., Pavlov V.K., Kulakov M. Yu. Direct measurements of transport and properties through the Bering Strait // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100 (C9). P. 18443–1845.
32. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait throughflow // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32 (4). L04601. doi:10.1029/2004GL021880.
33. Тимохов Л.А., Фролов И.Е., Кассенс Х., Карпий В.Ю., Лебедев Н.В., Малиновский С.Ю., Поляков И.В., Хелеманн Е. Изменения термохалинных характеристик трансполярной системы Северного Ледовитого океана // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2016. № 2 (108). С. 34–49.
34. Hill T., Lewicki P. *Statistics: Methods and Applications*. Tulsa, OK: StatSoft, 2007. 832 p.

35. Jackson J.M., Williams W.J., Carmack E.C. Winter sea-icemelt in the Canada Basin, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. L03603. doi: 10.1029/2011GL050219.
36. Gelderloos R., Straneo F., Katsman C.A. Mechanisms behind the temporary shutdown of deep convection in the Labrador Sea: lessons from the great salinity anomaly years 1968–71 // Journal of Climate. 2012. V. 25. P. 6743–6755. doi: 10.1175/JCLI-D-1100549.1.
37. Barton B.I., Lenn Y.D., Lique C. Observed Atlantification of the Barents Sea causes the polar front to limit the expansion of winter sea ice // Journal of Physical Oceanography. 2018. V. 48 (8). P. 1849–1866.
38. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 12493–12514.
39. Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M.L., Krishfield R., Bamber J.L. Arctic circulation regimes // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. V. 373 (2052). P. 1–18.
40. Morison J., Aagaard K., Steele M. Recent Environmental Changes in the Arctic: a review // Arctic. 2000. V. 53 (4). P. 359–371.
41. Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. L05706. doi 10.1029/08GL036706.
42. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // Tellus. 2010. V. 62A. P. 1–9.
43. Иванов В.В., Тимохов Л.А. Атлантические воды в арктической циркуляционной трансполярной системе // Метеорология и гидрология. 2019. № 4. С. 36–53.
44. Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // Geophysical Research Letters. 2010. V. 37. L01602. doi: 10.1029/2009GL041621.

REFERENCES

1. Nikiforov E.G., Shpaikher A.O. *Zakonomernosti formirovaniya krupnomasshtabnykh kolebanij gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana*. Regularities of the formation of large-scale fluctuations in the hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 270 p. [In Russian].
2. Aagaard K., Coachman L.K., Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1981, 28 (6): 529–545.
3. Aagaard K., Coachman L. Toward an ice-free Arctic ocean. Eos Trans. AGU. 1975, 56 (7): 484–486. doi:10.1029/EO056i007p00484.
4. Rudels B., Anderson L.G., Jones E.P. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. Journal of Geophysical Research. 1996, 101: 8807–8821.
5. Zakharov V.F. *Morskie l'dy v klimaticheskoy sisteme*. Sea ice in the climate system. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1996: 213 p. [In Russian].
6. Nansen F. Oceanography of the North Polar Basin: The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896. Scientific Results. Christiania: AW Brøgger, 1902: 427 p.
7. Treshnikov A.F. Surface waters in the Arctic basin. *Problemy Arktiki*. Problems of Arctic. 1959, 7: 5–12. [In Russian].
8. Morison J., Smith J. D. Seasonal variations in the upper Arctic Ocean as observed at T-3. Geophysical Research Letters. 1981, 8 (7): 753–756.
9. Garmanov A.L., Koltyshev A.E., Nikiforov E.G., Timokhov L.A., Morison Dzh. Upper mixed layer in the Arctic basin. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 2008, 448: 149. [In Russian].

10. Peralta-Ferriz C., Woodgate R.A. Seasonal and interannual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data, and the dominance of stratification for multiyear mixed layer depth shoaling. *Progress in Oceanography*. 2015, 134: 19–53. doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.005.
11. Nikiforov E.G. *Steroidinamicheskaya sistema Severnogo Ledovitogo okeana*. Sterodynamic system of the Arctic Ocean. St. Petersburg: AANII, 2006: 174 p. [In Russian].
12. Fer I. Weak Vertical Diffusion Allows Maintenance of Cold Halocline in the Central Arctic. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*. 2009, 2 (3): 148–152. doi: 10.1080/16742834.2009.11446789 2009.
13. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., V.P. Karklin, Kovalev E.G., Smolianitskii V.M. *Nauchnye issledovaniia v Arktike. T. 2. Klimaticheskie izmeneniia ledianogo pokrova Evraziiskogo shelfa*. Scientific research in the Arctic. T. 2. Climatic changes in the ice cover of the Eurasian shelf. St. Petersburg: Nauka, 2007: 135 p. [In Russian].
14. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters*. 2007, 34: L09501. doi:10.1029/2007GL029703.
15. Kwok R., Rothrock D.A. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008. *Geophysical Research Letters*. 2009, 36 (15): L15501.
16. Macdonald R.W., Harner T., Fyfe J. Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data. *Sci. Total Environ*. 2005, 342 (1–3): 5–86. doi: 10.1016/j.scitotenv.2004.12.059.
17. Frolov I.E., Ashik I.M., Kassens Kh., Poliakov I.V., Proshutinskii A.Iu., Sokolov V.T., Timokhov L.A. Anomalous changes in the thermohaline structure of the Arctic Ocean. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2009, 429 (5): 688–690. [In Russian].
18. Timokhov L.A., Ashik I.M., Karpil V.Iu., Kassens Kh., Kirillov S.A., Poliakov I.V., Sokolov V.T., Frolov I.E., Cherniavskaja E.A. *Ekstremal'nye izmeneniia temperatury i solenosti vody arkticheskogo poverkhnostnogo sloia v 2007–2009 gg*. Extreme changes in temperature and salinity of the Arctic surface layer in 2007–2009. *Oceanography and sea ice. Contribution of Russia to the IPY 2007/08*. Moscow; St. Petersburg: Paulsen, 2011: 118–137. [In Russian].
19. Timokhov L., Ashik I., Dmitrenko I., Hoelemann J., Kassens H., Kirillov S., Polyakov I., Sokolov V. Extreme changes of the Arctic Ocean during and after IPY 2007/2008. *Polarforschug*. 2011. 81 (2): 85–102.
20. Steele M., Boyd T. Retreat of the Cold Halocline Layer in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998, 103 (C5): 10419–10435.
21. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean warming reduces polar ice cap. *Journal of Physical Oceanography*. 2010, 40: 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
22. Polyakov I.V., Rippeth T.P., Fer I., Alkire M.B., Baumann T.M., Carmack E.C., Padman L. Weakening of cold halocline layer exposes sea ice to oceanic heat in the eastern Arctic Ocean. *Journal of Climate*. 2020. 33 (18): 8107–8123. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
23. Lebedev N.V., Karpil V.Iu., Pokrovskii O.M., Sokolov V.T., Timokhov L.A. A specialized database on the temperature and salinity of the waters of the Arctic basin and the marginal Arctic seas in winter. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 2008, 448: 5–17. [In Russian]
24. Menemenlis D., Campin J.-M., Heimbach P., Hill C., Lee T., Nguyen A., Schodlok M., Zhang H. ECCO2: High Resolution Global Ocean and Sea Ice Data Synthesis. *AGU Fall Meeting Abstracts*. 2008, 31: 13–21.
25. Pokrovskii O.M., Timokhov L.A. Reconstruction of winter temperature and salinity fields in the Arctic Ocean. *Okeanologiia*. Oceanology. 2002, 42 (6): 822–830. [In Russian].
26. Lebedev N.V., Timokhov L.A., Nitishinskii M.A. Parametric model of vertical profiles (estimates of the upper mixed layer thickness based on observations at standard horizons). *Trudy Arkticheskogo*

- i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 2008, 448: 242–247. [In Russian].
27. Cherniavskaya E. A., Timokhov L.A., Nikiforov E.G. Characteristics of the surface layer and the underlying halocline of the Arctic basin in winter (according to 1973–1979 data). *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2013, 1 (95): 5–17. [In Russian].
28. Janout M., Aksenov Y., Hölemann J., Rabe B., Schauer U., Polyakov I., Bacon S., Coward A., Karcher M., Lenn Y.D., Kassens H., Timokhov L. Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015, 120 (7):4925–4944. doi:10.1002/2014JC010635.
29. Timokhov L.A., Tanis F. Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean. National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA, 1997. <http://dx.doi.org/10.7265/N5H12ZX4>.
30. Karsakov A.L. *Okeanograficheskie issledovaniya na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more za period 1900–2008 gg.* Oceanographic research on the Kola Meridian section in the Barents Sea for the period 1900–2008. Murmansk: PINRO, 2009: 139 p. [In Russian].
31. Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weingartner T., Pavlov V.K., Kulakov M.Yu. Direct measurements of transport and properties through the Bering Strait. *Journal of Geophysical Research*. 1995, 100 (C9): 18443–1845.
32. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait throughflow. *Geophysical Research Letters*. 2005, 32 (4): L04601. doi:10.1029/2004GL021880.
33. Timokhov L.A., Frolov I.E., Kassens H., Karpil V.Iu., Lebedev N.V. Malinovskii S.Iu., Poliakov I.V., Hölemann J. Changes in the thermohaline characteristics of the Arctic Ocean Transpolar System. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic 2016, 2 (108): 34–49. [In Russian].
34. Hill T., Lewicki P. *Statistics: Methods and Applications*. Tulsa, OK: StatSoft, 2007: 832 p.
35. Jackson J.M., Williams W.J., Carmack E.C. Winter sea-ice melt in the Canada Basin, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 2012, 39: L03603. doi: 10.1029/2011GL050219.
36. Gelderloos R., Straneo F., Katsman C.A. Mechanisms behind the temporary shutdown of deep convection in the Labrador Sea: lessons from the great salinity anomaly years 1968–71. *Journal of Climate*. 2012, 25: 6743–6755. doi:10.1175/JCLI-D-1100549.1.
37. Barton B.I., Lenn Y.D., Lique C. Observed Atlantification of the Barents Sea causes the polar front to limit the expansion of winter sea ice. *Journal of Physical Oceanography*. 2018, 48 (8): 1849–1866.
38. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 1997, 102: 12493–12514.
39. Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M. L., Krishfield R., Bamber J. L. Arctic circulation regimes. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2015, 373 (2052): 1–18.
40. Morison J., Aagaard K., Steele M. Recent environmental changes in the Arctic: a review. *Arctic*. 2000, 53 (4): 359–371.
41. Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? *Geophysical Research Letters*. 2009, 36: L05706. doi: 10.1029/08GL036706.
42. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. *Tellus*. 2010, 62A: 1–9.
43. Ivanov V.V., Timokhov L.A. Atlantic waters in the Arctic Transpolar System. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2019, 4: 36–53. [In Russian].
44. Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat. *Geophysical Research Letters*. 2010, 37: L01602. doi: 10.1029/2009GL041621.