

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551.465.41

DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54

«АТЛАНТИФИКАЦИЯ» КАК ВЕРОЯТНАЯ ПРИЧИНА СОКРАЩЕНИЯ ПЛОЩАДИ МОРСКОГО ЛЬДА В БАССЕЙНЕ НАНСЕНА В ЗИМНИЙ СЕЗОН

П.В. АКСЕНОВ^{1,2}, В.В. ИВАНОВ^{1,3*}

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

² — Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

³ — Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*vladimir.ivanov@aari.ru

«ATLANTIFICATION» AS A POSSIBLE CAUSE FOR REDUCING THE SEA-ICE COVER IN THE NANSEN BASIN IN WINTER

P.V. AKSENOV^{1,2}, V.V. IVANOV^{1,3*}

¹ — State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

² — Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

³ — Moscow State University, Moscow, Russia

*vladimir.ivanov@aari.ru

Received April, 02, 2018

Accepted April, 17, 2018

Keywords: Arctic Ocean, hydrological regime, ice cover, reanalysis, thermal convection, vertical structure.

Summary

The paper presents arguments in favor of an explanation of the reduction of the ice-covered area in the Nansen basin of the Arctic Ocean (AO) in winter by the so-called “atlantification” — the strengthening of the influence of waters of Atlantic origin on the hydrological regime of the Arctic Ocean. We hypothesize that the main agent of “atlantification” in the Western Nansen Basin is winter thermal convection, which delivers heat from the deep to the upper mixed layer, thus melting sea ice and warming the near-surface air. To check up this hypothesis we used ocean reanalysis MERCATOR data for time interval 2007–2017. The quantitative criterion of thermal convection, based on the type of vertical thermohaline structure in the upper ocean layer, was applied to access the change of

Citation: P.V. Aksenov, V.V. Ivanov. “Atlantification” as a Possible Cause for Reducing of the Sea-Ice Cover in the Nansen Basin in winter. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (1): 42–54. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54

convection depth between climatic values in 1950–1990 and the present time. The main conclusion of the paper can be summarized as the following. Due to a gradual reduction of sea ice in the 1990s, the vertical stratification of waters in the Western Nansen Basin has changed. As a result, the potential for penetration of vertical thermal convection into the warm and saline Atlantic layer and the consumption of heat and salt content of this layer for warming and salinification of the overlying waters increased, thus leading to additional loss of sea ice in winter.

Поступила 02 апреля 2018 г.

Принята к печати 17 апреля 2018 г.

Ключевые слова: вертикальная структура, гидрологический режим, ледяной покров, реанализ, термическая конвекция, Северный Ледовитый океан.

В статье представлены аргументы в пользу объяснения сокращения площади ледяного покрова в бассейне Нансена Северного Ледовитого океана (СЛО) в зимний сезон так называемой «атлантификацией». Хотя сам термин был изначально введен в обращение применительно к гидрофизическим процессам в Баренцевом море, в последние годы он все чаще употребляется для обозначения усиления влияния вод атлантического происхождения на гидрологический режим СЛО. Согласно представленным в статье результатам, основным агентом «атлантификации» в бассейне Нансена выступает зимняя термическая конвекция, обеспечивающая эффективный вертикальный теплообмен между теплым слоем атлантической воды и верхним квазиоднородным слоем. Основной причиной возрастания интенсивности зимней конвекции в бассейне Нансена является сокращение объема (площади и толщины) морского льда в СЛО в 1990–2010-е гг. Вследствие уменьшения поступления талой воды солезапас верхнего слоя вод возрастает, что ведет к ослаблению вертикальной плотностной стратификации и созданию благоприятных предпосылок для более глубокого проникновения конвекции.

ВВЕДЕНИЕ

Термин «атлантификация», вероятно, был впервые использован в [1] для того, чтобы охарактеризовать периодическую смену вертикальной структуры вод в центральной части Баренцева моря. В дальнейшем авторы [2] расширили понятие «атлантификации» на все Баренцево море, определив ее как возрастание притока атлантических вод (АВ), приводящее к сокращению морского льда в море. Иванов и др. [3] применили термин «атлантификация» для западной части бассейна Нансена в СЛО, связав зимнее сокращение площади ледяного покрова к востоку от Шпицбергена с повышением температуры АВ и особенностями сезонных изменений ее характеристик. Результаты экспедиционных исследований в СЛО в 2013 и 2015 гг. показали расширение зоны влияния АВ далее на восток вдоль траектории их распространения, что дало основание применить понятие «атлантификации» уже к всему бассейну Нансена [4].

Фундаментальный вопрос о причинах ускоренного сокращения ледяного покрова в СЛО в последнее десятилетие [5] по-прежнему остается одним из дискуссионных в климатологическом сообществе. В этом контексте регион так называемой приатлантической Арктики (ПА), включающей Баренцево море и западную часть бассейна Нансена [6], особенно значим, поскольку именно здесь в последние годы наблюдается заметное сокращение площади морского льда не только в летний сезон, но и на пике его максимального сезонного развития [7, 8]. За всю историю регулярных спутниковых наблюдений (с 1979 г.) площадь зимнего ледяного покрова в западной части бассейна Нансена в 2016–2017 гг. достигла абсолютного минимума в январе–феврале. В данной статье на основе данных океанского реанализа

нализа МЕРКАТОР [9, <https://www.mercator-ocean.fr/>] и исторических наблюдений анализируются возможные причины наблюдаемых изменений. В качестве наиболее вероятного механизма «атлантификации» бассейна Нансена рассматривается зимняя термическая конвекция, способная обеспечить эффективный перенос тепла из глубин к поверхности океана в условиях сократившегося объема морского льда в этом районе СЛО. В частности, показано, что дополнительный приток тепла из атлантического слоя к поверхности океана способствует замедлению нарастания льда и его таянию в зимний сезон, когда положительный атмосферный форсинг отсутствует.

ДААННЫЕ И МЕТОДЫ

Океанский реанализ, основанный на различных методах усвоения (ассимиляции) данных наблюдений математическими моделями, является активно развивающимся и перспективным подходом в изучении физических процессов в океане. По существу, продукты реанализа могут рассматриваться как «виртуальные данные наблюдений», покрывающие всю акваторию Мирового океана регулярной сеткой с высоким пространственным разрешением. При этом необходимым условием применения данных реанализа для содержательного исследования является адекватность воспроизведения известных из наблюдений (базовых) процессов и явлений в заданных физических границах, что предварительно тестируется разработчиками соответствующего продукта (напр.: <http://cmems-resources.cls.fr/documents/QUID/CMEMS-OSI-QUID-011-001to007-009to012.pdf>).

Для исследования особенностей зимней конвекции в бассейне Нансена в современный период, характеризующийся пониженной ледовитостью, были использованы данные по температуре и солёности из системы океанского реанализа МЕРКАТОР с пространственным разрешением $1/12^\circ$. Ядром вычислительной системы является модельный комплекс NEMO v.3.2 [10]. Для ассимиляции данных используется алгоритм фильтрации Калмана [11]. Модель имеет пятьдесят расчетных уровней по вертикали (в том числе двадцать два в верхнем 100-метровом слое). Вертикальное разрешение меняется от 1 м у поверхности океана до 450 м в глубинном слое. С моделью океана сопряжена модель динамики и термодинамики морского льда LIM2. Граничные условия на поверхности задаются из атмосферного реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды ERA-Interim [12]. Наблюдения, усваиваемые системой, включают спутниковую альтиметрию, температуру поверхности моря (ТПМ), вертикальные профили температуры/солёности и концентрацию льда. Режим ассимиляции данных для поверхности океана включен для ТПМ, превышающей -1°C . При более низкой ТПМ относительный вклад данных наблюдений в расчетные переменные на поверхности океана постепенно снижается и становится равным нулю при достижении ТПМ $-1,7^\circ\text{C}$. В этом случае считается, что поверхность океана полностью покрыта льдом.

Для количественного сравнения исторических и современных гидрологических данных был использован так называемый критерий конвекции [13], который более корректно именовать критерием термической конвекции. Этот критерий (K_k) определяется безразмерным соотношением между изменением плотности, зависящим от исходного теплозапаса и солезапаса верхнего квазиоднородного слоя океана, и плотностным контрастом в пределах потенциального конвективного слоя (h).

$$Kk_h = \frac{\alpha(T_s - T_f) + \beta(\bar{S}_h - S_s)}{\rho_h - \rho_s},$$

где α и β — коэффициенты термического расширения и соленосного сжатия соответственно; T_s , S_s и ρ_s — температура, соленость и потенциальная плотность верхнего квазиоднородного слоя в конце летнего сезона; T_f — температура замерзания, зависящая от солености; ρ_h — потенциальная плотность на глубине h ; \bar{S}_h — средняя соленость в слое от поверхности до глубины h . Если в заданной точке числовое значение критерия термической конвекции превышает единицу, то конвективное перемешивание способно охватить рассматриваемый слой при благоприятных атмосферных условиях, т.е. достаточно интенсивной теплоотдаче на границе океана и атмосферы. Физический смысл критерия термической конвекции связан с ограничением на охлаждение воды температурой замерзания. При достижении этой температуры вода далее не охлаждается, а происходит нарастание льда (возможное дальнейшее развитие конвекции по халинному типу Kk_h не описывает). Из этого очевидно следует, что чем больше тепла накоплено в верхнем квазиоднородном слое, тем больше диапазон охлаждения воды (и связанного с этим возрастания плотности) до достижения температуры замерзания. Важную роль при этом играет повышенная соленость, обеспечивающая большую плотность в верхнем слое и, соответственно, ослабленную плотностную стратификацию. Плотностная стратификация определяет устойчивость вод, которая в конечном итоге и контролирует вертикальное перемешивание при благоприятных атмосферных условиях. Критерий термической конвекции был применен для картирования районов приатлантической Арктики с высоким потенциалом для развития термической конвекции, достигающей заданной глубины. При выполнении расчетов толщина потенциального конвективного слоя (h) варьировалась в диапазоне 50–125 м, что соответствует глубине залегания верхней части атлантического слоя в исследуемом районе.

ТЕРМИЧЕСКАЯ КОНВЕКЦИЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА НАНСЕНА В СОВРЕМЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Эффективность зимней термической конвекции в западной части бассейна Нансена зимой 2016–2017 гг. проиллюстрирована на рисунке 1а вертикальным распределением потенциальной плотности на гидрологическом разрезе, пересекающем континентальный склон вдоль 30° в.д. (рисунок 1б).

Гомогенизация вод от поверхности до глубины более 400 м над континентальным склоном хорошо заметна по характерному разряжению и заглублению изопикн. Для детального анализа особенностей конвекции были использованы ежедневные значения расчетных параметров за весь доступный период реанализа: с 1 января 2007 г. по 31 марта 2017 г. Рассматривалась область 25×25 км вокруг центральной части разреза, представленного на рис. 1б. На рис. 2 приведен график временных изменений плотностного контраста между горизонтом 155 м (соответствующего среднегодовому положению теплого ядра атлантической водной массы) и поверхностью океана.

Отличительной особенностью временных изменений является ярко выраженный сезонный цикл, проявляющийся в изменении плотностного контраста от 2–3 кг/м³ в летний сезон до нулевых значений зимой. Гипотеза о том, что наблюдаемая в зимний

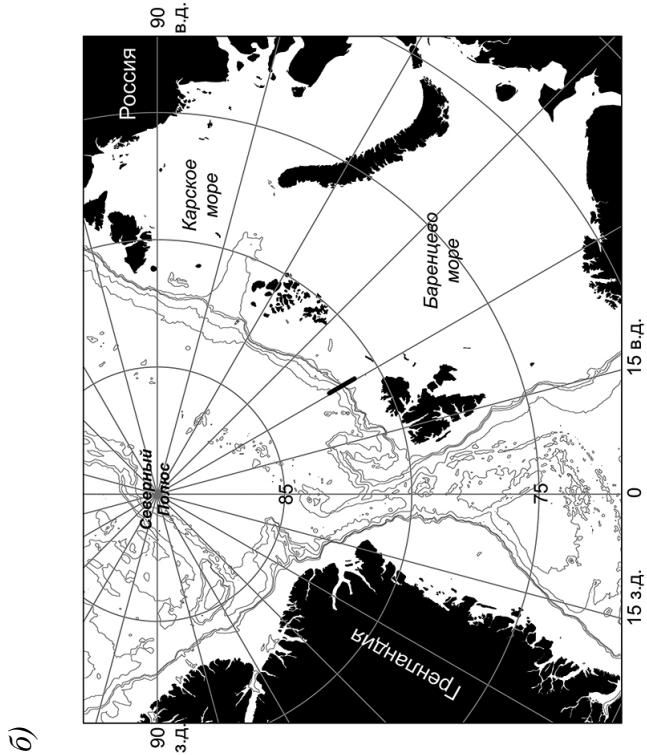
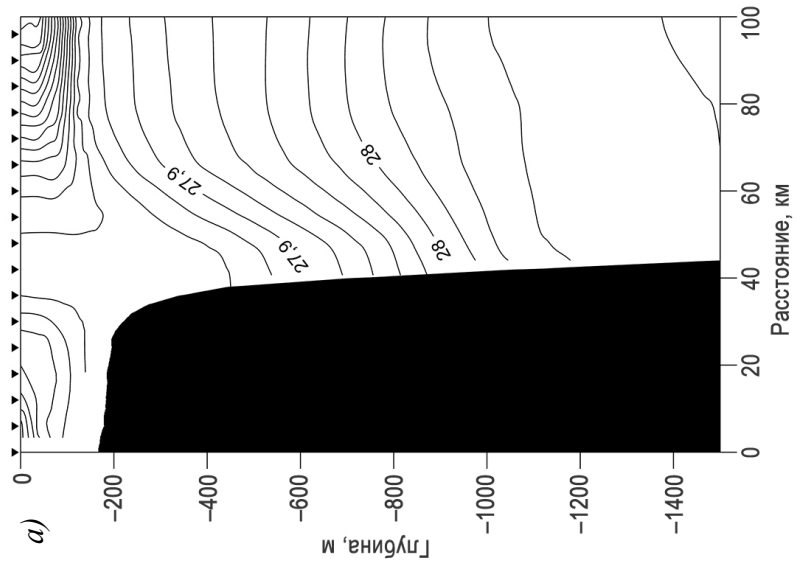


Рис. 1. Вертикальное распределение потенциальной плотности ($\text{кг}/\text{м}^3$) на гидрологическом разрезе 31 декабря 2016 г. по данным океанского ре-анализа MERCAТОR (a) и рельеф дна в регионе приатлантической Арктики (б). Положение анализируемого гидрологического разреза показано жирной черной линией

Fig. 1. Vertical distribution of potential density (kg / m^3) at the hydrological transect on December 31, 2016 according to the ocean reanalysis MERCAТОR (a) and bottom topography in the Atlantic sector of the Arctic Ocean (б). Position of the analyzed hydrological transect is shown by a thick black line

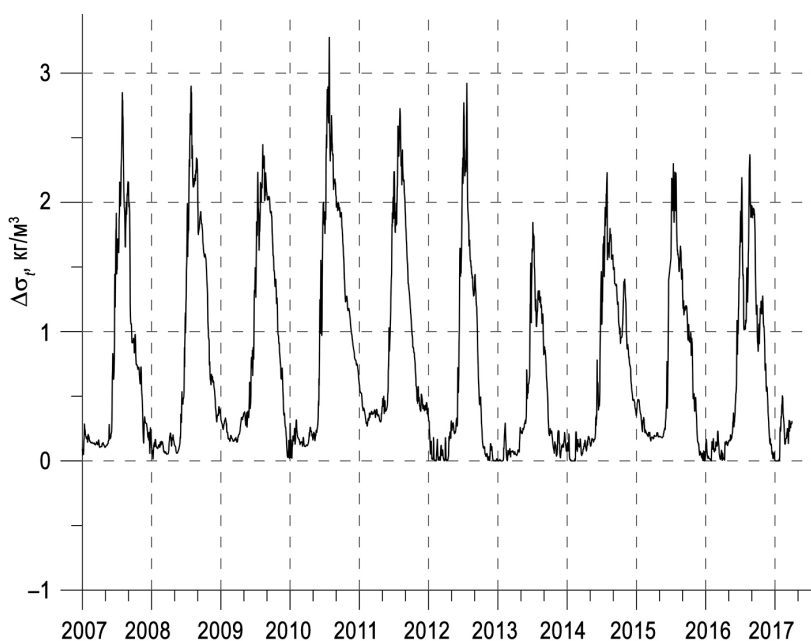


Рис. 2. Временные изменения контраста потенциальной плотности (кг/м^3) между горизонтом 155 м и поверхностью океана внутри области 25×25 км с центром в точке $81^\circ 30'$ с.ш., 31° в.д. по данным реанализа MERCATOR

Fig. 2. Temporal changes of the potential density contrast (kg/m^3) between the 155 m horizon and the ocean surface within a 25×25 km area centered at $81^\circ 30'$ N, 31° E. according to MERCATOR reanalysis data

сезон вертикальная однородность является следствием конвективного перемешивания, предполагает, что корреляция между значениями температуры и солёности по вертикали меняет знак на глубине, где опускающаяся с поверхности более холодная/пресная вода встречается с поднимающейся из глубин океана более тёплой/солёной водой. Графики корреляции между временными рядами температуры и солёности, центрированные относительно глубины 47 м для всего интервала реанализа (2007–2016 гг.) и для отдельных лет, показаны на рис. 3. На этих графиках представлен только зимний сезон. Глубина 47 м приблизительно соответствует середине верхнего слоя. Таким образом, можно ожидать, что вода, опускающаяся с поверхности, достигает этого уровня даже в годы с ослабленной вертикальной конвекцией. Корреляционная зависимость от глубины очень похожа во все годы: положительная корреляция в верхней части водной толщи и отрицательная корреляция в нижней.

Предлагаемое объяснение этой закономерности заключается в следующем: на активной стадии термической конвекции холодная (вследствие охлаждения на поверхности океана) вода опускается и охлаждает нижележащую воду. Компенсационный подъем теплой воды из глубин повышает температуру вышележащей воды. Это приводит к противоположным изменениям температуры в верхней и нижней частях водной толщи, находящейся под действием конвекции. Граница между двумя слоями с противоположными изменениями температуры (уровень, где температура не меняется) может рассматриваться как «нейтральный» уровень, на котором эффекты дви-

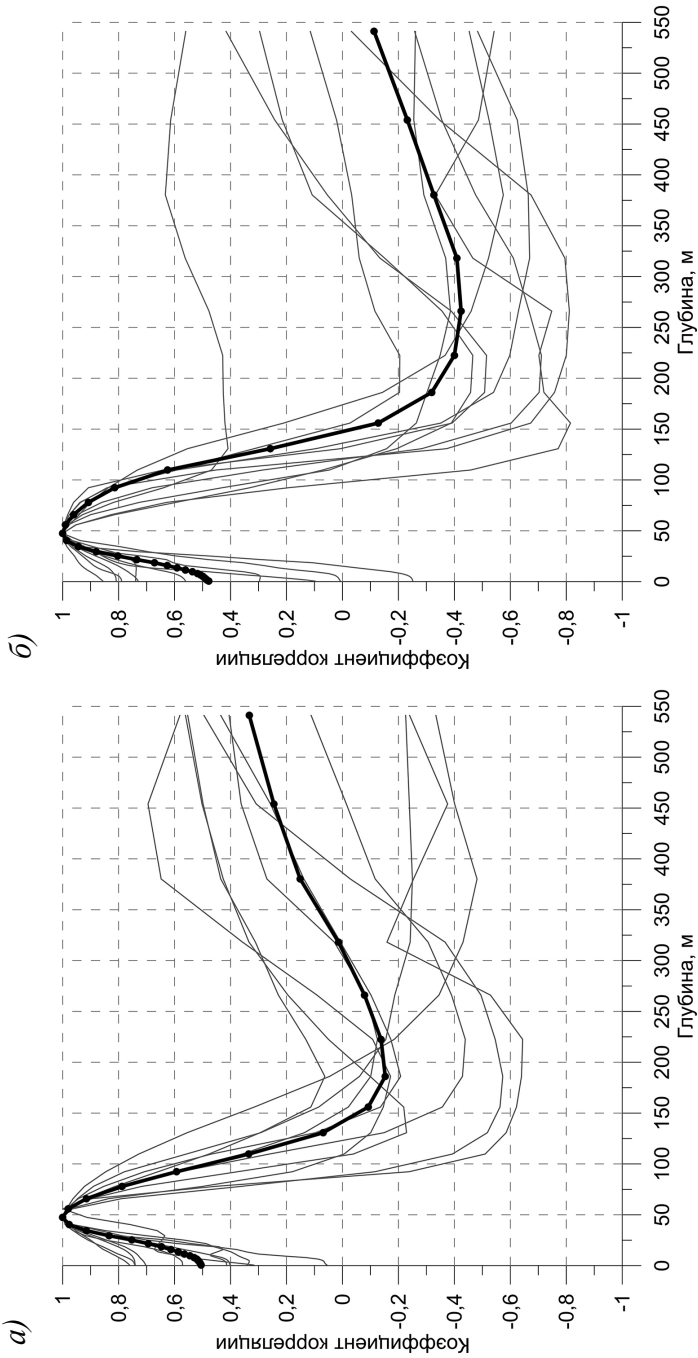


Рис. 3. Коэффициент корреляции по вертикали между временными рядами температуры (а) и солёности (б) внутри области 25×25 км с центром в точке 81°30' с.ш., 31° в.д. на различных горизонтах относительно уровня 47 м для отдельных зим (с 1 декабря по 30 апреля) с 2007 по 2017 г. — тонкие линии, и средние за интервал 2007–2017 г. — жирные линии (по данным реанализа MERCATOR)

Fig. 3. Vertical correlation coefficient between time series of temperature (a) and salinity (b) within 25×25 km with center at 81° 30' N, 31° E at different horizons with respect to the 47 m depth for individual winters (from December 1 to April 30) from 2007 to 2017 — thin lines, and for the entire interval 2007–2017 — thick lines (according to reanalysis MERCATOR)



Рис. 4. Положение средней границы морского льда с концентрацией более 50 % (выделена серой заливкой) в феврале 2017 г. по данным спутниковых наблюдений [14]

Fig. 4. The position of the average sea ice extent with a concentration of more than 50% (highlighted with gray fill) in February 2017 according to satellite observations [14]

жущихся в противоположных направлениях объемов воды нейтрализуют друг друга. После окончания активной стадии конвекции вода в верхнем гомогенизированном слое охлаждается (приобретает избыточную плотность) за счет дальнейшей теплоотдачи в атмосферу, а вода в глубинном слое нагревается вследствие поступления тепла за счет горизонтальной адвекции. Эти процессы также ведут к противоположным изменениям температуры в верхней и нижней частях водной толщи. Как следует из рис. 3, «нейтральный» уровень (где знак корреляции меняется) находится в среднем на глубине 100–150 м. Коэффициент корреляции между зимней температурой и соленостью для всего временного ряда равен 0,86, что косвенно подтверждает, что термическая конвекция доминирует над халинной в исследуемой области. Однако этот вывод следует делать с оговоркой, что такой высокий коэффициент корреляции является также следствием положительной корреляции температуры и солености в атлантической водной массе.

Чтобы оценить, насколько полученные на основе реанализа выводы соответствуют реальности, были использованы спутниковые данные [14] о распространении морского льда в исследуемом районе (рис. 4). Как следует из рисунка, до февраля 2017 г. наблюдалась аномально-смещенная к северо-востоку граница сплоченного морского льда. Данные реанализа свидетельствуют в пользу того, что этому в значительной степени способствовала развитая термическая конвекция (см. рис. 1), обеспечившая подъем теплой и соленой воды из атлантического слоя к поверхности океана.

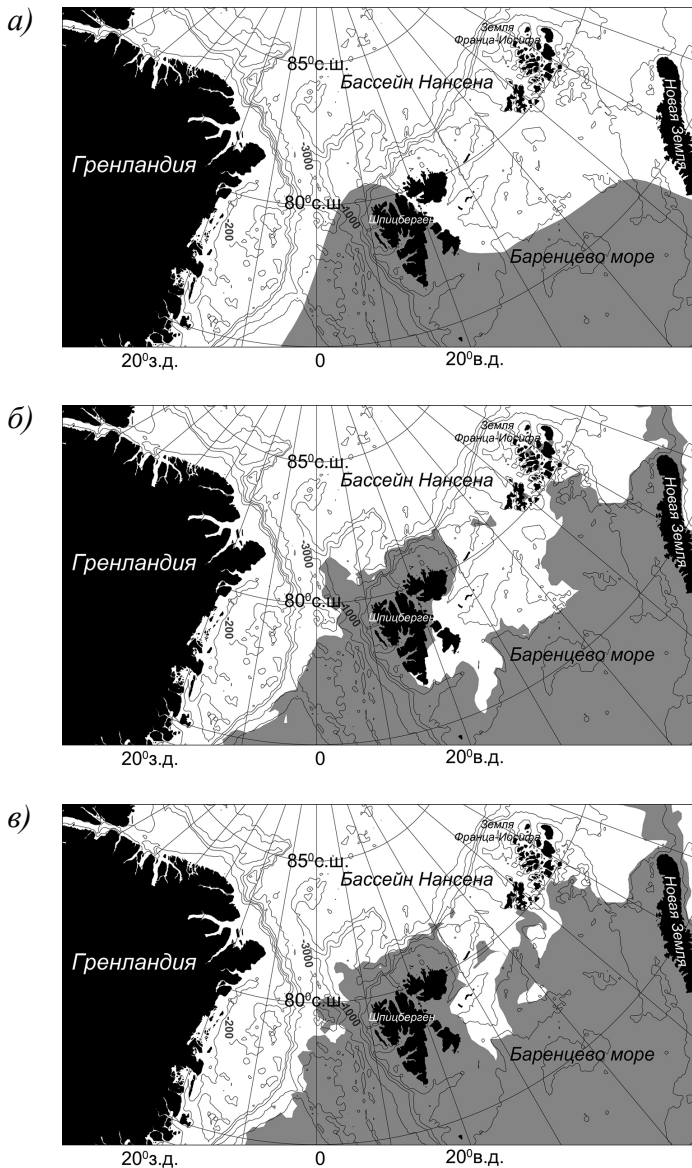


Рис. 5. Карта распределения критерия термической конвекции на акватории приатлантической Арктики для глубины 125 м: расчет по средним летним климатическим значениям 1950–1990 гг. [15] (а); расчет по данным реанализа МЕРКАТОР за 15 ноября 2015 г. (б); расчет по данным реанализа МЕРКАТОР за 15 ноября 2016 г. (в). Область, в пределах которой критерий конвекции превышает единицу, выделена серой заливкой.

Fig. 5. Map of the distribution of the thermal convection criterion in the Atlantic sector of the Arctic Ocean for 125 m depth: calculation for the average summer climatic values of 1950–1990. [15] (a); calculation based on reanalysis data from MERCATOR for November 15, 2015 (b); calculation based on reanalysis data from MERCATOR for November 15, 2016 (c). The region within which the convection criterion exceeds one is highlighted by a gray fill.

РАСШИРЕНИЕ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ В 2000-е ГОДЫ

Пространственное распределение критерия термической конвекции относительно глубины 125 м (Kk_{125}), рассчитанное по климатическим данным из электронного Атласа СЛО [15] и данным реанализа МЕРСАТОР для 15 ноября 2015 и 2016 гг. на акватории ПА, представлено на рис. 5.

Штриховкой выделены зоны, где $Kk_{125} > 1$. Распределение критерия по климатическим данным (рис. 5а) в значительной мере повторяет ареал распространения вод атлантического происхождения в поверхностном слое ПА в XX в. [16]. В Баренцевом море граница $Kk_{125} > 1$ проходит приблизительно по линии полярного фронта [17], оставляя всю северо-восточную часть моря в зоне, где термическая конвекция не в состоянии охватить 125-метровый слой до начала ледообразования. В бассейне Нансена распространение зоны термической конвекции, достигающей искомой глубины, ограничено так называемой Китовой бухтой [18], расположенной непосредственно к северо-западу от Шпицбергена. К востоку от Шпицбергена граница $Kk_{125} > 1$ не простирается далее 15° в.д., а к северу находится на расстоянии 40–50 морских миль от побережья архипелага.

Расширение потенциальных конвективных зон в 2010-е гг. наглядно проиллюстрировано на рис. 5б и 5в. Сопоставление пространственных распределений Kk_{125} в 2015 и 2016 гг. со средним климатическим позволяет выделить следующую закономерность: продвижение зон, в которых термическая конвекция способна достигнуть глубины 125 м вдоль траекторий распространения ветвей АВ в Баренцевом море и в бассейне Нансена. Степень этого продвижения является более высокой в Баренцевом море, где зона с $Kk_{125} > 1$ в ноябре 2016 г. сдвинулась на северо-восток на расстояние более 600 км, с возрастанием площади охвата на 185 тыс. кв. морских миль. В бассейне Нансена аналогичное продвижение зоны конвекции, достигающей глубины 125 м, примерно вдвое меньше (около 300 км с увеличением площади охвата на 40 тыс. кв. морских миль), но тоже достаточно заметно. Одновременно наблюдается также изменение общей конфигурации границы $Kk_{125} > 1$, заключающееся в сужении зоны ослабленной термической конвекции, ее вытягивании с северо-востока на юго-запад вдоль «языка» пакового льда между Шпицбергенем и Землей Франца-Иосифа (см. рис. 4). Последнее, возможно, связано с компенсационным выносом льда из бассейна Нансена в Баренцево море вследствие усиления адвекции в ветвях АВ с севера и с юга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аномально низкая площадь ледяного покрова в 2010-е гг. наблюдается в так называемой приатлантической Арктике, включающей Баренцево море и западную часть бассейна Нансена. Существенным при этом является то, что устойчивое уменьшение площади льда в этом регионе отмечено не только летом, но и зимой. Зима 2016/17 г. оказалась рекордной за имеющийся ряд спутниковых наблюдений по абсолютному минимуму площади ледяного покрова на пике его сезонного максимума. Как обобщается в статье, связь наблюдаемых аномалий параметров ледяного покрова с поступающими из умеренных широт теплыми атлантическими водами реализуется через усиление вертикального теплового потока из океана, обусловленного интенсификацией вертикального конвективного перемешивания. Благодаря постепенному сокращению объема морского льда в 1990–2010-е гг. изменилась вертикальная стра-

тификация вод. В результате этого возросла потенциальная возможность проникновения вертикальной термической конвекции в теплый и соленый атлантический слой и расходование теплозапаса и солезапаса этого слоя на прогрев и осолонение вышележащих вод. Выносимый на теплую воду лед быстро разрушается и тает, следствием чего является длительное сохранение обширных зон открытой воды в западной части бассейна Нансена в зимний сезон. В климатическом контексте [19] такая последовательность событий может трактоваться как усиление «атлантификации» СЛО, заключающейся в продвижении зоны влияния атлантических вод на гидрологический и ледовый режим вдоль траектории распространения этих вод.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-05-00558.

Acknowledgments. The reported study was funded by RFBR according to the research project № 17-05-00558.

ЛИТЕРАТУРА

1. Reigstad M., Wassmann P., Riser C. W., Øygarden S., Rey F. Variations in hydrography, nutrients and chlorophyll a in the marginal ice-zone and the central Barents Sea // *Journal of Marine Systems*. 2002. № 38. С. 9–29.
2. Årthun M.A., Eldevik T., Smedsdrud L.H., Skagseth O., Ingvaldsen R.B. Quantifying the influence of Atlantic heat on the Barents Sea ice variability and retreat // *Journ. Clim.* 2012. № 25. С. 4736–4743.
3. Иванов В.В., Алексеев В.А., Репина И.А. Возрастание воздействия атлантических вод на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Труды международной конференции памяти академика А.М. Обухова. М.: ГЕОС, 2014. С. 267–273.
4. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V.V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R., Yulin A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Science*. 2017. № 356. P. 285–291.
5. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Кольдун Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
6. Иванов В.В. Климатообразующие гидрофизические процессы в приатлантической Арктике: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 2012. 305 с.

REFERENCES

1. Reigstad M., Wassmann P., Riser C. W., Øygarden S., Rey F. Variations in hydrography, nutrients and chlorophyll a in the marginal ice-zone and the central Barents Sea. *Journal of Marine Systems*. 2002, 38: 9–29.
2. Årthun M.A., Eldevik T., Smedsdrud L.H., Skagseth O., Ingvaldsen R.B. Quantifying the influence of Atlantic heat on the Barents Sea ice variability and retreat. *Journ. Clim.* 2012, 25: 4736–4743.
3. Ivanov V.V., Alekseev V.A., Repina I.A. *Turbulentnost', dinamika atmosfery i klimata. Trudy mezhdunarodnoi konferentsii pamiati akademika A.M. Obukhova "Vozrastanie vozdeistviia atlanticheskikh vod na ledianoi pokrov Severnogo Ledovitogo okeana"*. The increase in the impact of Atlantic waters on the ice cover of the Arctic Ocean. Turbulence, atmospheric and climate dynamics. Proc. of the International Conference in memory of Academician A.M. Obukhov. Moscow: GEOS, 2014: 267–273. [In Russian].
4. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V. V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R., Yulin A. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. *Science*. 2017, 356: 285–291.
5. Ivanov V.V., Alekseev V.A., Alekseeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A.V. Does the Arctic ice cover become seasonal? *Issledovaniia Zemli iz kosmosa*. Earth exploration from space. 2013, 4: 50–65. [In Russian].

7. Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback // *Journ. Phys. Oceanogr.* 2016. № 46. С. 1437–1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.
8. Onarheim I. H., Årthun M. Toward an ice-free Barents Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2017. № 44. P. 8387–8395. doi:10.1002/2017GL074304.
9. Lellouche J.-M., Le Galloudec O., Drévilion M., Régnier C., Greiner E., Garric G. et al. Evaluation of real time and future global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan // *Ocean Science Discussions.* 2012. V. 9. № 2. P. 1123–1185. <https://doi.org/10.5194/osd-9-1123-2012>.
10. Madec G.V. NEMO Ocean engine. Laboratoire d’Oceanographie et du Climat: Experimentation et Approches Numeriques. 2008. URL: www.nemo-ocean.eu (дата обращения 01.02.2018).
11. Pham D., Verron J., Christine Roubaud M. A singular evolutive extended Kalman filter for data assimilation in oceanography // *Journal of Marine Systems.* 1998. V. 16. P. 323–340. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(97\)00109-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(97)00109-7).
12. Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* 2011. V. 137. P. 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
13. Иванов В.В., Репина И.А. Влияние сезонной изменчивости атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // *Изв. РАН, Сер. Физика атмосферы и океана.* 2018. Т. 54. № 1. С. 73–82.
14. Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally H.J. (updated daily). Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Version 1. Boulder, Colorado USA // SA DAAC at the National Snow and Ice Data Center. 1996. <http://dx.doi.org/10.5067/8GQ8LZQVLOVL>.
15. Environmental Working Group (EWG): Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean (1997). National Snow and Ice Data Centre, Boulder, Co., USA. <http://nsidc.org/data/g01961>
16. Korablev A., Smirnov A., Baranova O.K. Climatological Atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic. 2014. D. Seidov, A.R. Parsons, Eds., 6. Ivanov V.V. *Klimatoobrazuiushchie gidrofizicheskie protsessy v priatlanticheskoi Arktike.* Climate-forming hydrophysical processes in the Atlantic area of the Arctic. Dr. phys. and math. sci. diss. Moscow: 2012: 305 p. [In Russian].
7. Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback. *Journ. Phys. Oceanogr.* 2016, 46: 1437–1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.
8. Onarheim I. H., Årthun M. Toward an ice-free Barents Sea. *Geophys. Res. Lett.* 2017, 44: 8387–8395. doi:10.1002/2017GL074304.
9. Lellouche J.-M., Le Galloudec O., Drévilion M., Régnier C., Greiner E., Garric G. et al. Evaluation of real time and future global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan. *Ocean Science Discussions.* 2012, 9: 1123–1185. <https://doi.org/10.5194/osd-9-1123-2012>.
10. Madec G.V. NEMO Ocean engine. Laboratoire d’Oceanographie et du Climat: Experimentation et Approches Numeriques. 2008. Available at: www.nemo-ocean.eu (accessed 01.02.2018).
11. Pham D., Verron J., Christine Roubaud M. A singular evolutive extended Kalman filter for data assimilation in oceanography. *Journal of Marine Systems.* 1998, 16: 323–340. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(97\)00109-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(97)00109-7).
12. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* 2011, 137: 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
13. Ivanov V.V., Repina I.A. Influence of seasonal variability of Atlantic water on the ice cover of the Arctic Ocean. *Izvestiia RAN, Seriya Fizika atmosfery i okeana.* Proc. of the Russian Academy of Sciences, Series Physics of the Atmosphere and Ocean. 2018, 54: 73–82. [In Russian].
14. Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally H.J. (updated daily). Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Version 1. Boulder, Colorado USA. SA DAAC at the National Snow and Ice Data Center. 1996. <http://dx.doi.org/10.5067/8GQ8LZQVLOVL>.

NOAA Atlas NESDIS 77, 122, dataset doi: 10.7289/V54B2Z78.

17. Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 270 с.

18. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Repina I.A., Koldunov N.V., Smirnov A.V. Tracing Atlantic water signature in the Arctic sea ice cover East of Svalbard // *Advances in Meteorology*. V. 2012. Article ID 201818, 11 p. <https://doi.org/10.1155/2012/201818>.

19. IPCC: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013.

15. Environmental Working Group (EWG): *Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean* (1997). National Snow and Ice Data Centre, Boulder, Co., USA. <http://nsidc.org/data/g01961>

16. Korablev A., Smirnov A., Baranova O.K. *Climatological Atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic*. 2014. D. Seidov, A.R. Parsons, Eds., NOAA Atlas NESDIS 77, 122 pp., dataset doi: 10.7289/V54B2Z78.

17. Nikiforov E.G., Shpaikher A.O. *Zakonomernosti formirovaniia krupnomasshtabnykh kolebaniid gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana*. Regularities in the formation of large-scale fluctuations in the hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980: 270 p. [In Russian].

18. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Repina I.A., Koldunov N.V., Smirnov A.V. Tracing Atlantic water signature in the Arctic sea ice cover East of Svalbard. *Advances in Meteorology*. 2012, Article ID 201818, 11 p. <https://doi.org/10.1155/2012/201818>.

19. IPCC: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Eds T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2013.