

Гидрометеорология и экология. 2026. № 83. С. 231—254.  
Hydrometeorology and Ecology. 2026;(83):231—254.

## ***ОКЕАНОЛОГИЯ. В ПОРЯДКЕ ОБСУЖДЕНИЯ***

Научная статья  
УДК [551.526.6:551.513](268.45)  
doi: 10.33933/2713-3001-2026-83-231-254

### **О влиянии атмосферной циркуляции на формирование межгодовых вариаций теплового режима Баренцева моря**

***Александр Иванович Угрюмов,***

***Павел Антонович Вайновский, Дмитрий Владимирович Густоев***

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, [gustoev@mail.ru](mailto:gustoev@mail.ru).

*Аннотация.* В работе представлены результаты исследования влияния атмосферного блокинга и региональных меридиональных процессов в атмосфере на сезонные и межгодовые вариации теплоотдачи в атмосферу, океанической адвекции тепла и теплового режима деятельного слоя Баренцева моря за период с 1935 г. по 2015 г. на основе статистического анализа современных массивов натуральных, спутниковых и модельных данных. Показана ключевая роль меридиональных типов циркуляции Вангенгейма-Гирса атмосферы в зимний период, которая предопределяет вариации процесса зимнего конвективного перемешивания и охлаждения деятельного слоя, что изменяет интенсивность трансформации атлантических вод, проходящих через Баренцево море в Арктический регион.

*Ключевые слова:* Баренцево море, атмосферная циркуляция, тепловой режим, адвекция тепла течениями.

*Для цитирования:* Угрюмов А. И., Вайновский П. А., Густоев Д. В. О влиянии атмосферной циркуляции на формирование межгодовых вариаций теплового режима Баренцева моря // Гидрометеорология и экология. 2026. № 83. С. 231—254. doi: 10.33933/2713-3001-2026-83-231-254.

## ***OCEANOLOGY. DISCUSSION***

Original article

### **On the Influence of Atmospheric Circulation on the Formation of Interannual Variations in the Thermal Regime of the Barents Sea**

***Alexander I. Ugrumov, Pavel A. Vainovsky, Dmitry V. Gustoev***

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russian Federation, [gustoev@mail.ru](mailto:gustoev@mail.ru)

*Summary.* The paper presents the results of a study on the interannual variability of oceanic and atmospheric advective heat fluxes in the Barents Sea region for the period 1935—2015, based on a statistical

analysis of contemporary datasets of in-situ, satellite, and model data: WOCE, ICES, NOAA, and PINRO. The problem is addressed from the perspective of accounting for and describing the influence of atmospheric blocking processes and the development of anomalous meridional atmospheric processes in the Barents Sea (BS) on major thermal anomalies in the active layer of the BS within a variability range of 2—5 years. Based on the classification of atmospheric processes according to the Vangengeim-Girs typology, the key role of short-period synoptic variations in meridional types of atmospheric circulation over the BS in the winter period is demonstrated as the main factor shaping the seasonal and interannual variability of the temperature of the active layer of the BS. In the interannual-scale variability of the thermal regime of the Barents Sea, a special role is shown for synchronous oscillations of heat fluxes into the atmosphere and the advection of oceanic heat through the western boundary of the BS by Atlantic waters, under the influence of regional atmospheric circulation. In shaping the interannual variability of the oceanic heat flux, the leading role is demonstrated by changes in current velocity at the western boundary of the Barents Sea. Under the influence of meridional types of large-scale atmospheric circulation, an actual restructuring of the winter cooling process of the active layer occurs, and the intensity of transformation of Atlantic waters passing through the BS into the Arctic region changes.

*Keywords:* Barents Sea, atmospheric circulation, thermal regime.

*For citation:* Ugrumov A. I., Vainovsky P. A., Gustoev D. V. On the Influence of Atmospheric Circulation on the Formation of Interannual Variations in the Thermal Regime of the Barents Sea *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2026;(83):(231—254). doi: 10.33933/2713-3001-2026-83-231-254. (In Russ.).

## Введение

Всем известно, что Баренцево море — ворота в Арктику. Переносимое океаном и атмосферой тепло в регион Баренцева моря (БМ) формирует в нем ледовые условия и оказывает непосредственное влияние на климат всего Евразийского сектора Арктики [1—7], являясь одним из значимых факторов «арктического усиления» [8]. В атмосфере над БМ расположена планетарная фронтальная зона, разделяющая воздушные массы умеренной и арктической климатических зон, которая формирует зональные и меридиональные воздушные потоки [9]. Непосредственно над акваторией БМ идет интенсивный меридиональный перенос тепла и влаги в Арктику, который регулируется региональными особенностями атмосферной циркуляции [6, 10, 11].

Наблюдаемые тенденции потепления климата в Арктике связаны с изменениями атмосферной циркуляции в последние десятилетия, что наиболее ярко прослеживается над акваториями Норвежского и Баренцева морей. Если раньше фиксировалось преобладание антициклона в целом над Арктическим бассейном, то в середине 1990 гг. на фоне глобального потепления произошла перестройка системы циркуляции, при которой процессами блокирования западного зонального переноса в атмосфере над Баренцевым и Карским морями формировались циклонические образования [2, 12, 13]. В последние годы наблюдается ослабление западно-восточного переноса воздушных масс и рост числа блокирующих ситуаций в атмосфере [14, 15, 16].

С блокирующими атмосферными процессами связаны значительные климатические аномалии — экстремальные морозы зимой и засухи летом [17]. Формирование блокирующих ситуаций происходит в основном над Атлантико-Европейским сектором, где наблюдается 73 % их общего числа. Определяющую роль играют зимние блокинги, количество которых составляет до 42 % от всех случаев

[18, 19]. Продолжительность блокирующих ситуаций нередко достигает 50—60 суток, что имеет принципиальное значение для формирования экстремальных метеорологических аномалий в сезонных и годовых масштабах [17, 20, 21]. Эпизоды блокирования неразрывно связаны с меридиональными формами атмосферной циркуляции [9, 14, 22, 23]. Повторяемость аномального развития процессов меридиональной циркуляции в последние годы также неуклонно увеличивается, что было доказано на основе использования макросиноптического подхода к типизации атмосферных процессов в Северном полушарии [3, 20, 23].

Процессы, происходящие в атмосфере, существенно влияют на состояние гидросферы. Атмосфера воздействует на тепловой баланс БМ за счёт переносимого ею тепла и во многом определяет интенсивность океанического притока тепла. В БМ в районе взаимодействия тёплых атлантических и холодных арктических вод обнаруживается экстремальная межгодовая изменчивость температуры воды и ледовитости, циркуляции вод и конфигурации фронтальных зон, превосходящая по величине сезонные вариации океанических процессов [24]. Изучение причин изменения различных характеристик деятельного слоя моря возможно лишь при условии их анализа во взаимосвязи с изменениями региональных атмосферных процессов [22, 25—27].

Цель данной работы состоит в исследовании влияния особенностей региональной циркуляции атмосферы на формирование межгодовых вариаций теплового режима БМ. Для достижения цели решались следующие задачи:

- выявление особенностей региональной атмосферной циркуляции над БМ;
- оценка влияния атмосферной циркуляции на сезонные и межгодовые вариации теплоотдачи в атмосфере, океанической адвекции тепла и теплового режима деятельного слоя БМ.

### Исходные данные

Объектом исследования в данной работе является зона интенсивной трансформации атлантических вод на западе Баренцева моря от 20° в.д. до 40° в.д. (рис. 1). Анализ вариаций термохалинного режима проводился по материалам многолетних наблюдений за период с 1935 г. по 2015 г. на трёх стандартных океанографических разрезах: разрез о. Фуглей — о. Медвежий (Barents Sea Opening, BSO), разрез м. Нордкап — о. Медвежий (№3) и разрез Кольский меридиан (№6). Гидрофизический массив был сформирован на основе данных многолетних судовых наблюдений в западной части Баренцева моря из архива WOD [28]. Ряды месячных, сезонных и годовых значений температуры и солёности воды на стандартных разрезах №3 и №6 были заимствованы из архива ПИНРО [29, 30, 31, 32]. Ряды синхронных наблюдений течений и температуры воды на разрезе BSO были сформированы на основе архива Норвежского института морских исследований (IMR) [29, 33, 34].

Для анализа и описания синоптической ситуации использовался архив синоптических карт ЛГМИ-РГГМУ (поля приземного давления, геопотенциала 500 гПа) и каталог типов атмосферной циркуляции по классификации Вангенгейма-Гирса,

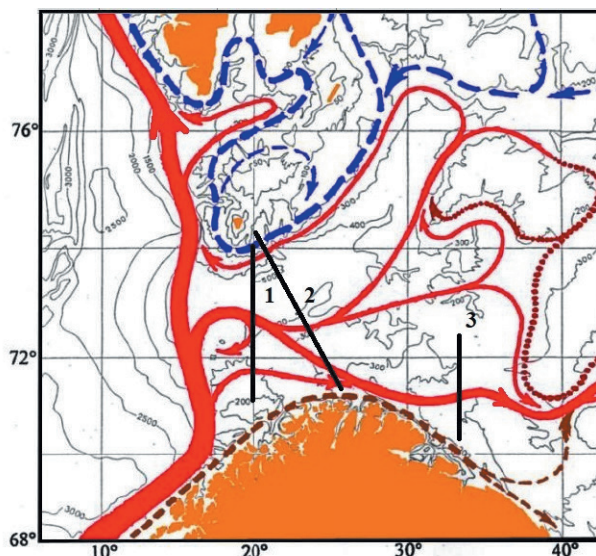


Рис. 1. Схема течений и стандартных разрезов на западе Баренцева моря [36].

Красные стрелки — атлантическом воды в Норвежском, Нордкапском и Мурманском течениях, зеленые стрелки — прибрежные воды в Норвежском прибрежном течении. Разрезы: 1 — BSO, 2 — м. Нордкап — о. Медвежий (разрез №3), 4 — Кольский меридиан (№6).

Fig. 1. Scheme of currents and standard sections in the west of the Barents Sea [36].

Red arrows — Atlantic waters in the Norwegian-Nord Cape-Murmansk currents, green arrows — coastal waters in the Norwegian coastal current. Sections: 1 — BSO, 2 — North Cape — Bear Island (section №3), 4 — Kola section (№6).

сформированный в ААНИИ [22]. Оценка теплового взаимодействия атмосферы и океана проводилась на основе архива ре-анализа NCEP/NOAA [35] с ежедневными данными о температуре воздуха и воды, приземном давлении, ветре, геопотенциале 500 гПа, потоках явного и скрытого тепла из океана в атмосферу.

Фильтрация, интерполяция и визуализация данных выполнялась в программах ODV (Ocean Data View), SURFER. Статистический анализ взаимосвязей временных рядов методами корреляционно-регрессионного анализа был выполнен в программах ASAP, MATLAB, STATISTICA [36, 37, 38].

### Результаты и их анализ.

#### Анализ особенностей региональной атмосферной циркуляции над БМ

При анализе взаимосвязи вариаций теплового режима в БМ с региональными особенностями циркуляции атмосферы ключевым является характер переноса воздушных масс непосредственно над его акваторией. Как правило, исследователи приводят весьма упрощённую типовую схему развития тепловых процессов в Северо-европейском бассейне (СЕБ) однозначно увязывая её с индексом Северо-атлантического колебания (САК) [11, 34, 39, 40]. Постулируется доминирование

зонального атмосферного переноса, который прослеживается на синоптических картах приземного давления при формальном многолетнем осреднении метеорологических данных как глубокая ложбина Исландского минимума, вытянутая к Шпицбергену.

Такое распределение приземного атмосферного давления ассоциируется с положительными значениями САК, с которыми связывается стабильная адвекция тёплых атлантических вод в Норвежское и Баренцево моря [40]. Действительно, при многолетнем осреднении климатическая планетарная фронтальная зона в тропосфере, которая в приземной атмосфере прослеживается в виде исландской циклонической ложбины, проходит по линии Исландия — о. Медвежий — о. Новая Земля, и отделяет арктические воздушные массы от умеренных. Северная часть этого региона находится под прямым влиянием Арктического максимума, а южная — под влиянием Исландского минимума. Предполагается, что такая фоновая картина лишь эпизодически нарушается случайной блокировкой западного переноса и усилением меридиональных движений в атмосфере, что отражается в отрицательных значениях САК. При этом не фиксируется и не описывается ключевой вопрос о преобладающем направлении меридионального атмосферного переноса непосредственно над исследуемым регионом БМ в условиях блокировки западного переноса. Часто применяемые для описания атмосферной циркуляции индексы САК или индексы Арктической Осцилляции (АО), не могут ответить на этот вопрос.

В реальных условиях при ослаблении зонального переноса над Атлантикой могут возникать два принципиально различных типа меридиональной циркуляции в атмосфере над БМ:

— усиление переноса воздуха с юга на север и заток тепла над Норвежским и Баренцевым морями (арктический антициклон ослаблен, усилен Азорский максимум, высотная фронтальная зона смещается на север Шпицбергена),

— усиление затока холодных воздушных масс с севера на юг над экваторией БМ (арктический антициклон интенсивно развит, высотная фронтальная зона в атмосфере смещается на юг с выходом на Скандинавию) (рис. 2).

Специфика формирования межгодовых вариаций тепла в БМ, обусловленных влиянием региональных меридиональных атмосферных процессов, часто ускользает от внимания исследователей, особенно в последние десятилетия. Между тем, подобные нарушения зонального переноса в атмосфере БМ не являются случайными, кратковременными или малозначащими [9, 23]. Более того, под влиянием длительных блокировок формируются экстремальные тепловые аномалии в атмосфере и море [20, 21, 26], которые определяют принципиально различные состояния климатического режима БМ.

Для эффективного описания зональных и меридиональных атмосферных процессов над западом БМ нами использовался известный методический подход на основе классификации макросиноптических процессов Вангенгейма-Гирса [9, 22], в соответствии с которым по географической локализации основных особенностей барического поля над Атлантико-Европейским районом различают зональный (W) и два типа меридиональной циркуляции — форма С (центральная) и форма Е (восточная). В толще тропосферы при форме W преобладают зональные

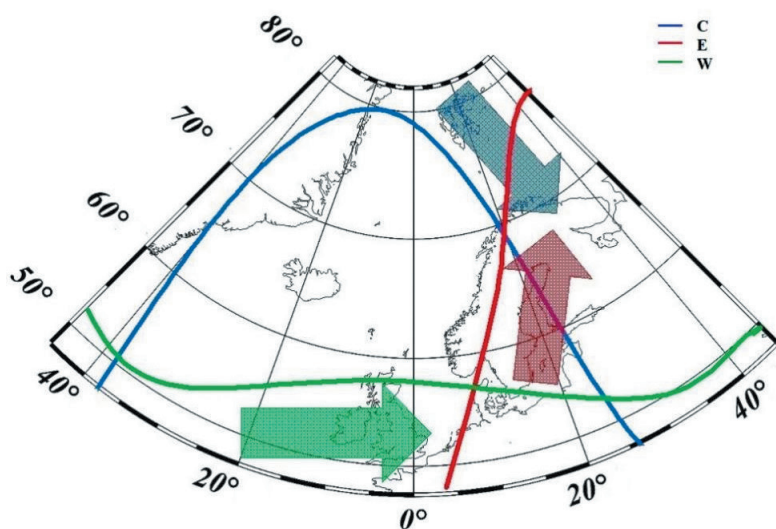


Рис. 2. Схема пространственного положения высотных фронтальных зон на изобарической поверхности 500 ГПа при основных типах циркуляции атмосферы [9]. Стрелки соответствующего цвета указывают направления преобладающего воздушного переноса.

Fig. 2. Scheme of the spatial position of high-altitude frontal zones on the 500 hPa isobaric surface for the main types of atmospheric circulation [9].

The arrows of the corresponding color indicate the directions of the prevailing air transport.

движения воздуха (рис. 2). С возникновением и развитием в тропосфере волн большой амплитуды нарастает процесс блокирования зонального переноса воздуха и происходит преобразование зональной формы циркуляции W в формы меридиональной циркуляции: центральную С или восточную Е. Сохранение направления основных переносов воздуха и географического распределения аномалий барического поля в течение нескольких суток понимается как естественный синоптический процесс (ЕСП), который относится к конкретному типу общей циркуляции атмосферы (ОЦА).

При меридиональной циркуляции типа С высотный гребень находится в исландском секторе и ориентирован по оси Азоры — Исландия — Гренландия, а над европейской территорией России по оси Новая Земля — Уральский хребет локализована высотная ложбина [23]. Типичная для такой формы ОЦА картина по срочным картам барической топографии 500 гПа (рис. 3 а) демонстрирует интенсивные северные воздушные переносы над районами БМ и Скандинавии.

При восточной форме циркуляции формы Е имеет место противоположная локализация высотных ложбин и гребней. Высотный гребень расположен над западом России и выходит на акваторию БМ, тогда как глубокая ложбина занимает западную Европу. Направление воздушных переносов при этом также противоположно циркуляции формы С (рис. 3 б): при форме Е усилены южные потоки, которые обеспечивают поступление теплого воздуха на акваторию БМ. Как

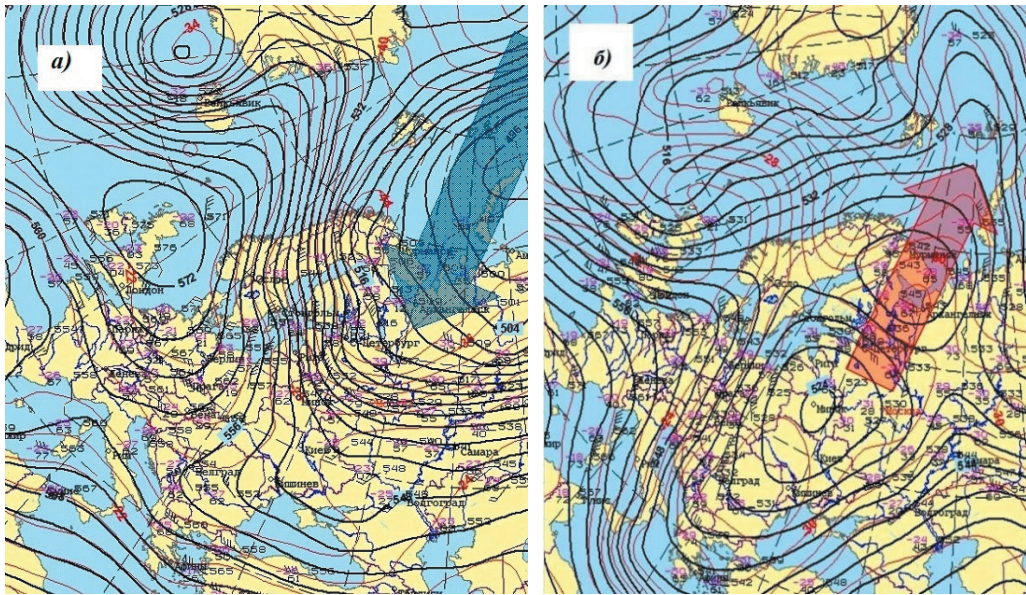


Рис. 3. Пространственное распределение геопотенциала на уровне 500 Гпа при меридиональной циркуляции атмосферы типа С (а) и Е (б).

Стрелками указаны воздушные переносы тепла (красная) и холода (синяя).

Fig. 3. Spatial distribution of geopotential at 500 hPa level under meridional circulation of atmosphere of type C (a) and E (b).

Arrows indicate air transport of heat (red) and cold (blue).

отмечается в работах [22, 26], при W- и E-формах над регионом Северной Атлантики наблюдается похожий зональный ветровой режим. Так, над акваторией БМ при форме E фиксируется выраженный меридиональный перенос теплого воздуха на север. В этой фундаментальной особенности мы видим основную причину неэффективности использования индекса САК (как характеристики зонального переноса [32, 36]) для описания процессов формирования теплового режима в БМ, ибо северной границей влияния САК является область Исландской депрессии. Принципиальные различия воздушных переносов между типами атмосферной циркуляции E и C в районах Норвежского и Баренцева морей ярко проявляются в полях приземной температуры воздуха, атмосферного давления, ветра, влажности, что в итоге определяет интенсивность потоков тепла между атмосферой и подстилающим морем, ярко выраженную в зимние сезоны [9, 31].

Степень влияния ОЦА на термохалинные и динамические процессы в море можно охарактеризовать с помощью следующих критериев:

- повторяемость доминирования формы циркуляции (количество дней за рассматриваемый временной интервал, когда наблюдается данная форма ОЦА);
- интенсивность, которая традиционно определяется как перенос массы воздуха геострофическим ветром над рассматриваемым районом в зональном и

меридиональном направлениях через горизонтальные градиенты давления в тропосфере. Классификация синоптических процессов Вангенгейма-Гирса представляется универсальным подходом к анализу и описанию метеорологических процессов в масштабах от суток (синоптический процесс), до десятков лет (синоптическая эпоха), что позволяет с ее помощью проследить формирование аномалий теплового режима БМ под влиянием атмосферных процессов для различных временных масштабов: от суток до десятилетий.

### **Влияние атмосферной циркуляции на сезонные и межгодовые вариации теплоотдачи в атмосфере**

Теплоотдача в атмосферу является важнейшим фактором охлаждения атлантических вод в БМ [5, 6, 11, 23, 24]. В зимний сезон в условиях полярной ночи БМ практически не имеет прихода радиационного тепла, поэтому для зимнего сезона колебания температуры воды в деятельном слое определяются только балансом адвективного тепла Атлантических вод в Нордкапском течении (как приходной части) и теплоотдачи в атмосферу за счёт скрытого и явного потоков тепла (как расходной части в уравнении теплового баланса). Синоптическая изменчивость атмосферных процессов в этот период полностью определяет вариации теплоотдачи верхнего слоя вод [26, 31], а наибольшая сезонная и синоптическая изменчивость тепловых потоков в атмосферу концентрируется в западной части БМ. При этом, максимальная изменчивость потоков скрытого (LE) и явного тепла (P) тепла в атмосферу совпадает с зонами адвекции тепла атлантическими водами в районе центральной и южной ветвях Нордкапского течения в районе  $71\text{--}73^\circ$  с. ш.,  $20\text{--}30^\circ$  в. д. [6, 7, 24]. Отметим, что процесс интенсивной адвекции тепла в БМ на фоне современного потепления достаточно хорошо изучен, а проблематика резких похолоданий и связанной с этим 2—5-годовой изменчивости исследована недостаточно.

Рассмотрим особенности процесса теплоотдачи в атмосферу для района формирования Мурманского течения вблизи м. Нордкап:  $71\text{--}72^\circ$  с.ш.,  $24\text{--}25^\circ$  в.д., океанологические станции 1—3 разреза №3. Сопоставим многолетнюю динамику повторяемости формы С в зимний период и годовые аномалии температуры воды на Кольском меридиане ( $T_{\text{В}_\text{Кола}}$ ) за период с 1935 г. по 2015 г. Нетрудно заметить (рис. 4) высокое совпадение экстремумов межгодовой изменчивости этих временных рядов. Совместная вероятность экстремального максимума формы С и минимума  $T_{\text{В}_\text{Кола}}$  достигает 82 %. Аномально холодные годы в БМ и на Кольском меридиане (1941 г., 1942 г., 1947 г., 1963 г., 1966 г., 1987 г., 1997 г.) совпадают с максимумами повторяемости формы С зимой. Это можно объяснить крайне интенсивным охлаждением атлантических вод Мурманского течения в БМ в слое 0—200 м на участке от западной границы на  $20^\circ$  в.д. до Кольского меридиана на  $33^\circ$  в.д. в результате сильной теплоотдачи в атмосферу под влиянием полярных вторжений.

Для оценки интенсивности тёплых и холодных меридиональных вторжений в атмосферу на запад БМ воспользуемся меридиональным индексом Каца [32],

рассчитанным по среднемесячным данным архива [28] в зимний период с 1935 г. по 2015 г. для поверхности 500 Гпа в зоне 70—75° с.ш., 20—40° в.д. Он рассчитывался по среднемесячным данным архива [28] как градиент давления на карте геопотенциала 500 гПа между параллелями, ограничивающими рассматриваемую область. Его межгодовая изменчивость хорошо согласуется с повторяемостью меридиональной циркуляции формы С в зимний период: совпадают по времени практически все экстремумы (рис. 4), при чем коэффициент парной корреляции этих рядов составляет  $r = 0,87$ . Такая же высокая корреляция индекса Каца и годовых аномалий температуры воды на Кольском меридиане —  $r = 0,79$  (рис. 4). Отметим чрезвычайно высокую повторяемость формы С в периоды с 1941 г. по 1942 г. и с 1963 г. по 1966 г. в сочетании с синхронными интенсивными полярными вторжениями (минимумами индекса Каца), которая совпала по времени с экстремальными минимумами температуры воды на Кольском меридиане.

При этом положительные значения рассчитанного меридионального индекса Каца, характеризующие меридиональный поток тёплого воздуха умеренных

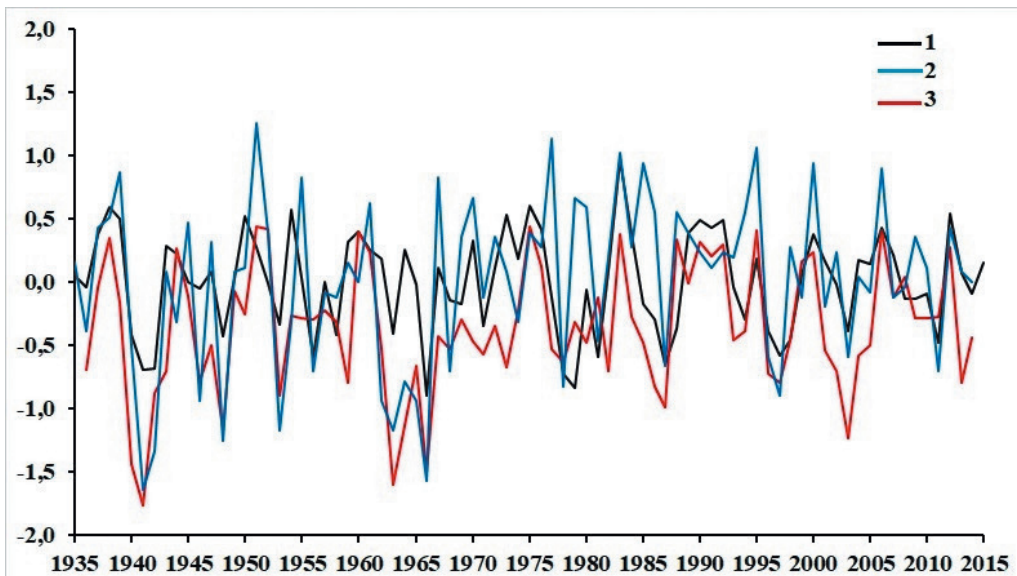


Рис. 4. Межгодовой ход повторяемости меридиональной циркуляции формы С (2) в зимний период и нормированный меридиональный индекс Каца (3) в зимний период в сравнении с аномалией годовой температуры воды в слое 0–200 м (1) на Кольском меридиане. Ряды стандартизированы, удалён тренд. Значения рядов 2 и 3 приведены с обратным знаком.

Fig. 4. Interannual course of the recurrence of the meridional circulation of type C (2) in the winter period and the normalized meridional Kats index (3) in the winter period in comparison with the anomaly of the annual anomalies of water temperature in the 0–200 m layer along the Kola meridian water temperature (1). The series are standardized, the long-period trend is removed. The values of rows 2 and 3 are given with the opposite sign.

широт, совпадают по времени с положительными аномалиями повторяемости меридиональной циркуляции формы Е. Рассчитанная корреляция межгодовых колебаний меридионального индекса Каца с повторяемостью формы Е в зимний период составила  $r = 0,63$ , а с аномалиями годовой температуры воды на Кольском меридиане  $r = 0,71$ . Таким образом, интенсификацию меридионального переноса на акваторию моря теплых воздушных масс умеренных широт при доминировании циркуляции типа ОЦА Е можно интерпретировать как фактор значимого уменьшения охлаждения атлантических вод на западе БМ и снижения теплоотдачи в атмосферу, что приводит к формированию положительных годовых аномалий температуры воды на Кольском меридиане.

Для периода 1940–х гг. нами проведён анализ взаимосвязей форм атмосферной циркуляции и формирования аномалий температуры воды поверхностного слоя на юго-западе БМ в пентадном, декадном, месячном и сезонном осреднении [31]. Было показано, что крупная годовая отрицательная аномалия температуры воды деятельного слоя на западе БМ представляет собой накопленный эффект, формирующийся вследствие интенсивных короткопериодных вторжений полярного воздуха с высокой повторяемостью в течение зимнего сезона. Так, в зимний сезон 1941 г. наблюдалась чрезвычайно высокая повторяемость меридиональной циркуляции формы С, которая сопровождалась крайне интенсивными затоками полярного воздуха на акваторию БМ. По данным береговых метеостанций, суточная аномалия температуры приземного воздуха при этом достигала  $-16^{\circ}\text{C}$  и сопровождалась систематическим усилением северного ветра до 18 м/с. В результате интенсивного теплового и динамического воздействия на верхний слой океана резко выросли потоки тепла в атмосферу с поверхности воды. По нашим оценкам, среднесуточные значения суммарного потока тепла  $P+LE$  неоднократно достигали  $450\text{--}550\text{ Вт/м}^2$ . Одновременно температура воды верхнего слоя скачкообразно снижалась за 5 дней на  $0,7\text{--}1,1^{\circ}\text{C}$ . Подобные аномальные потоки тепла в атмосферу встречаются нередко при интенсивных полярных вторжениях. Например, повторяющиеся вторжения холодного воздуха зимой 2002 г. даже в месячном масштабе осреднения формировали тепловые потоки до  $500\text{ Вт/м}^2$  [2], что обусловило резкое снижение температуры воды и вызвало чрезвычайно сильную неустойчивость в атмосфере с последующим развитием над водной поверхностью мезомасштабного полярного циклона.

Аналогичная экстремальность теплоотдачи фиксируется и в другие аномально холодные годы с преобладанием затока полярного воздуха. Анализируя потоки тепла в 1966 г., мы наблюдаем зимние максимумы суточного потока явного тепла до  $360\text{ Вт/м}^2$  и скрытого тепла до  $290\text{ Вт/м}^2$ , что в 3–5 раз превышает норму потоков в этом регионе. В среднемесячном осреднении поток явного тепла в январе 1966 г. составил  $170\text{ Вт/м}^2$ , а скрытого тепла —  $140\text{ Вт/м}^2$ , что почти на треть выше среднегодовой нормы.

Подчеркнём, что повышение теплоотдачи в атмосферу зимой формируется только в периоды полярных вторжений при доминировании меридиональной циркуляции формы С вследствие экстремально высоких потоков тепла с поверхности свободной ото льда западной части БМ. Сравнивая годовой ход потоков

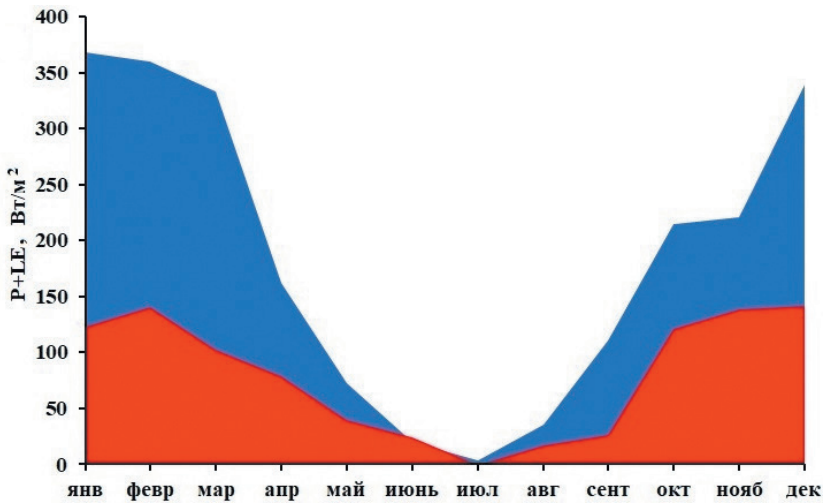


Рис. 5. Годовой ход суммарных ( $P+LE$ ) потоков тепла ( $Вт/м^2$ ) на юго-западе БМ в anomalно теплый год (красный) и anomalно холодный год (синий).

Fig. 5. Annual course of total ( $P+LE$ ) heat fluxes ( $W/m^2$ ) in the south-west of the Barents Sea in an anomalно warm year (red) and an anomalно cold year (blue).

тепла в anomalно тёплый 1995 г. и anomalно холодный 1997 г. (рис. 5), можно увидеть значимость зимних месяцев в формировании anomalий годового бюджета тепла в БМ: в anomalно холодные годы поток тепла зимой в атмосферу более, чем в 2 раза превышает значения, характерные для теплого года. Наблюдается высокая межгодовая изменчивость потоков тепла в зимний сезон (амплитуда среднемесячных оценок превышает  $200 \text{ Вт/м}^2$ ), которая в 5—7 раз выше их летней изменчивости.

Анализ межгодовой изменчивости зимней теплоотдачи в период с 1935 г. по 2015 г. показывает (рис. 6):

- синхронность максимумов среднесезонных потоков явного и скрытого тепла с высокой повторяемостью формы С (парная корреляция рядов составляет 0,81 и 0,74, соответственно), а также синхронность минимумов потоков явного и скрытого тепла с высокой повторяемостью формы Е (корреляция  $-0,68$  и  $-0,63$ , соответственно);

- межгодовая изменчивость потерь тепла в атмосферу в БМ формируется почти полностью в результате зимних anomalий потоков тепла. Вклад средних зимних (декабрь—март) вариаций потоков тепла в формирование вариаций годовых составляет для явного тепла (78 %), для скрытого тепла (71 %);

- максимумы суммарной теплоотдачи зимой в anomalно холодные годы обусловлен резким увеличением потока явного тепла (на 50—60 %) и его 2—3-кратным преобладанием над скрытым потоком, который растёт всего на 17 % от многолетней нормы.

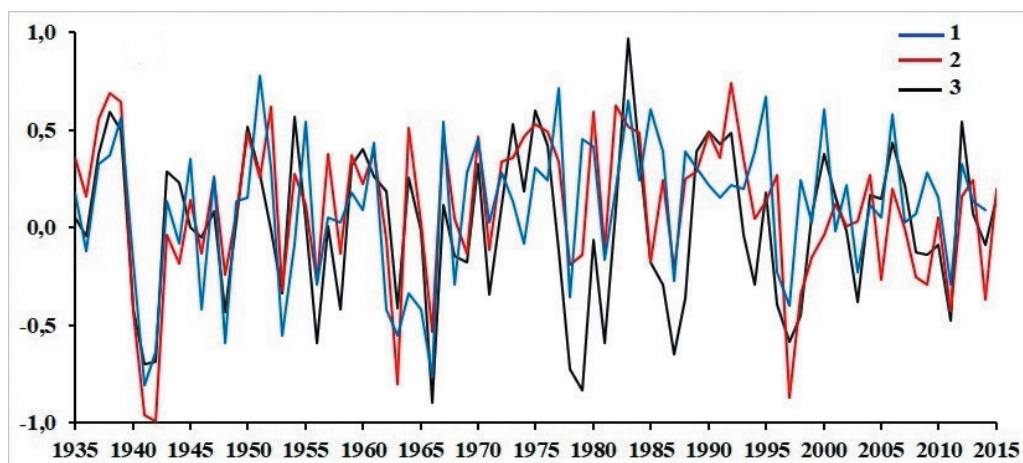


Рис. 6. Межгодовой ход повторяемости меридиональной атмосферной циркуляции формы С (1), средних суммарных ( $P+LE$ ) потоков тепла ( $W/m^2$ ) в атмосферу в зимний сезон в юго-западной части Баренцева моря (2) и аномалии температуры воды слоя 0—200 м на разрезе Кольский меридиан (3). Ряды стандартизованы. Значения рядов 1 и 2 приведены с обратным знаком.

Fig. 6. Interannual variation of the recurrence of the meridional atmospheric circulation of type C (1), average total ( $P+LE$ ) heat fluxes ( $W/m^2$ ) into the atmosphere during the winter season in the southwestern part of the Barents Sea (2), and anomalies of water temperature in the 0—200 m layer along the Kola meridian (3). The series are standardized. The values of rows 1 and 2 are given with the opposite sign.

Полученные результаты позволяют заключить, что интенсивность меридиональных заточек тепла или холода в атмосфере в зимний период над БМ однозначно обусловлена типом меридиональной атмосферной циркуляции, значением индексов меридионального переноса тепла и холода в тропосфере, что определяет интенсивность теплоотдачи в атмосферу и формирование крупных аномалий температуры воды БМ. Усиление теплоотдачи в атмосферу вызывает охлаждение поверхностного слоя моря, что приводит к снижению вертикальной устойчивости воды и усилению зимней конвекции.

### Влияние атмосферной циркуляции на сезонные и межгодовые вариации адвекции тепла

Адвекция тепла в БМ осуществляется водами атлантического происхождения, пересекающими западную границу моря в потоке Нордкапского и Норвежского прибрежного течений. Южная ветвь Нордкапского течения переносит теплые атлантические воды на восток параллельно берегу, следуя рельефу, отклоняется к югу и близко подходит к побережью Норвегии в районе м. Нордкап. Взаимодействуя здесь с распресненными водами Прибрежного течения, она

формирует основной поток Мурманского течения (рис. 1). Именно Мурманское течение и определяет средние характеристики воды на Кольском меридиане [24].

На своём пути от BSO до Кольского меридиана атлантические воды интенсивно трансформируются: теряют тепло, главным образом, за счёт теплоотдачи в атмосферу и снижают солёность в результате смешения с водами прибрежного течения. Такая средняя климатическая картина оказывается чрезвычайно изменчивой в синоптическом, сезонном и годовом осреднении. Однако достоверно проанализировать эту изменчивость удалось совсем недавно на основе продолжительных наблюдений за течениями на западной границе БМ, выполненных в последние 30 лет [33, 35]. Длительные инструментальные наблюдения течений и температуры воды на 9 станциях разреза BSO с дискретностью 20 мин позволили впервые достоверно оценить вариации и средние характеристики тепло- и массопереноса атлантическом вод в БМ в различных масштабах времени. Наблюдения показали, что генеральный перенос вод на разрезе происходит в восточном направлении. Однако в отдельные периоды времени продолжительностью от 1 до 19 дней течение на большей площади разреза может быть направлено в противоположную сторону и указывать на преобладающий отток вод из БМ. Смена направления течений происходит быстро, в течение нескольких часов практически синхронно во всей площади разреза до дна. Эти изменения всегда сопровождаются изменениями в поле приземного атмосферного давления и ветра над западом БМ.

Характер атмосферных ситуаций, которые формируют экстремальные колебания притока атлантических вод в БМ, можно интерпретировать в терминах классификации Вангенгейма-Гирса. Мы провели такое сравнение ежедневных данных этой типизации и наблюдений течений [34, 35]. Обобщенный результат в виде схем потоков течений на разрезе BSO для типовых форм ОЦА представлен на рис. 7. Наши оценки показывают, что существенное ослабление притока атлантических вод в БМ происходит синхронно с блокингом зонального атмосферного переноса, развитием высотного барического гребня над Норвежским морем,

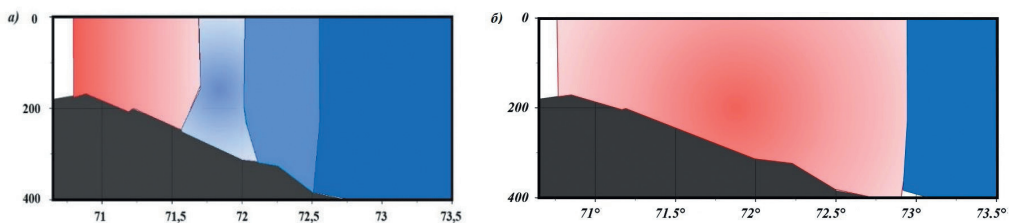


Рис. 7. Схемы пространственного распределения потоков воды на разрезе BSO для форм циркуляции атмосферы форм С (а) и Е (б).

Приток в Баренцево море — красного цвета,  
отток из Баренцева в Норвежское море — синего цвета.

Fig. 7. Schemes of spatial distribution of water flows on the BSO section for atmospheric circulation forms of type C (a) and E (b).

Inflow to the Barents Sea — red, outflow from the Barents to the Norwegian Sea — blue.

формированием меридиональной атмосферной циркуляции формы С и усилением северных ветров в зоне BSO и на западе БМ. Вероятность таких совместных событий в исследуемых данных составила 93 %, а средняя продолжительность — 9 суток. И, наоборот, усиление притока атлантических вод в БМ однозначно синхронизировано с развитием синоптических процессов зонального типа W, (корреляция рядов повторяемости формы циркуляции W и среднесуточной зональной компоненты течения в BSO составила  $r = 0,67$ ) или восточного типа E (корреляция рядов  $r = 0,74$ ). В эти периоды преобладает ветровой перенос с юга и юго-запада, а распределение приземного давления характеризуется выраженной ложбиной Исландского минимума. Такие режимы повышенного притока в БМ могут сохраняться на период от 1 до 3 недель и связаны с интенсивностью развития Исландского минимума.

Подавляющая доля изменчивости скорости и направления течений сосредоточена в короткопериодной части спектра с периодами колебаний от 1 до 16 суток. Вариации суточных значений скорости течений более, чем в 5 раз превышают вариации среднемесячных скоростей и почти в 8 раз больше сезонных и межгодовых. Причём, в аномально тёплые годы, когда в зимний сезон преобладала атмосферная циркуляция формы E, происходит смещение максимума рассчитанной кривой вероятностей в сторону положительных значений и соответствующая асимметрия распределения вероятностей скорости течения. В холодные годы с преобладанием формы С возникает вторичный максимум распределения вероятностей, характеризующий высокую повторяемость оттока из БМ.

Межгодовая изменчивость скоростей течений формируется в наибольшей степени за счёт вариаций направления течения в зимние сезоны: средний приток атлантических вод в зимний период почти в 2 раза больше летнего и равен 1,7 Sv [35]. Но в аномально холодные годы при доминировании формы С и при сильных ветрах северной четверти (1997 г.) приток в зимний период падает до 0,9 Sv. В аномально тёплые годы при доминировании формы E и усилении южных ветров (1999 г.) средний приток в зимний сезон усиливается до 3,6 Sv.

Относительные вклады скорости течений и изменчивости температуры воды в формирование вариаций адвекции тепла атлантических вод в БМ неоднократно оценивались ранее [11, 36]. Однако полученные результаты весьма неоднозначны в силу недостатка фактических данных наблюдений за течениями и температурой. На основе материалов инструментальных наблюдений [29, 35] за период с 1997 г. по 2013 г. мы сделали подобные оценки на разрезе BSO в слое 100—200 м для различных масштабов осреднения по времени. В результате расчетов выявлено:

— при суточном осреднении вклад скорости течения в дисперсию потока тепла достигает 72 % (корреляция суточных аномалий скорости и потока тепла  $r = 0,86$ ), причем ее вклад превосходит роль температурных вариаций в 3 раза;

— при сезонном осреднении (зима) вклады скорости и температуры в дисперсию адвекции тепла примерно равнозначны (соответственно 57 % и 43 %).

Для оценки межгодовых вариаций адвекции тепла в BSO были использованы результаты работы [11], в которой выполнено моделирование адвекции тепла за период с 1948 г. по 2006 г. с помощью региональной гидродинамической модели.

Модель учитывает короткопериодные вариации дрейфового и геострофического переноса через разрез BSO под влиянием суточных вариаций полей ветра и приземного атмосферного давления, которые показали хорошее совпадение с нашими оценками притока тепла по натурным данным инструментальных наблюдений за период с 1997 г. по 2001 г. [35]. Суммарный приток тепла через BSO в зимний период составляет до 70 % годового притока и потому играет ключевую роль в формировании климатических колебаний в БМ [4, 5, 24, 31]. Межгодовые вариации зимнего потока тепла через BSO в 3—5 раз превосходят его летнюю изменчивость, поэтому обоснованно полагаются надежным индикатором теплового состояния деятельного слоя БМ [34].

Приток тепла за счет атлантических вод в БМ оказывается в значительной степени зависимым от типа доминирующей региональной меридиональной атмосферной циркуляции. Сопряженность межгодовых колебаний притока тепла и характеристик атмосферной циркуляции над БМ наглядно демонстрирует рис. 8. Этот вывод подтверждается высокой корреляцией рядов межгодовых аномалий зимней (декабрь—март) адвекции тепла через BSO с вариациями меридиональной атмосферной циркуляции: повторяемостью формы С ( $r = -0,79$ ), формы Е ( $r = 0,71$ ) и меридиональным индексом Каца ( $r = 0,84$ ).

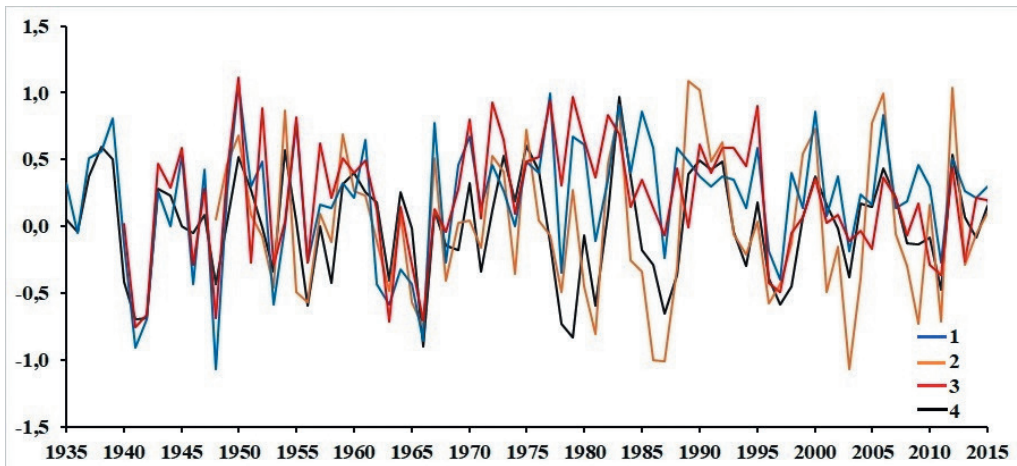


Рис. 8. Межгодовой ход повторяемости меридиональной атмосферной циркуляции формы С (1) в сравнении с притоком тепла через разрез BSO в зимний сезон (2), потоком тепла в атмосферу (3) и годовыми аномалиями температуры воды в слое 0—200 м на разрезе Кольский меридиан (4).

Ряды стандартизированы, удалён климатический тренд.

Fig. 8. Interannual variability of the C-type meridional atmospheric circulation (1) compared with the heat influx through the BSO section during the winter season (2), the heat flux into the atmosphere (3), and annual anomalies of water temperature in the 0—200 m layer along the Kola meridian (4).

The series have been standardized and the climate trend has been removed.

Можно с уверенностью утверждать, что в годы максимального развития меридиональной циркуляции атмосферы с интенсивным притоком полярного воздуха чаще всего наблюдается минимум зимнего притока тепла в БМ, что неизбежно формирует отрицательную аномалию годовой температуры деятельного слоя на Кольском меридиане. Совместная вероятность таких событий за рассматриваемый период времени составила 81 %.

Проведённый анализ позволяет заключить, что тип циркуляции атмосферы над БМ, преобладающий в холодную часть года, следует считать главным фактором формирования синоптических, сезонных, межгодовых вариаций скорости течений и температуры воды в BSO, которые формируют изменчивость адвекции тепла атлантических вод в БМ.

### **Влияние атмосферной циркуляции на межгодовые вариации параметров деятельного слоя БМ**

Реакцию деятельного слоя БМ на вариации атмосферной циркуляции можно проследить на основе анализа пространственного распределения температуры и солёности на разрезе №3. В теплые годы при доминировании в зимние сезоны меридиональной циркуляции формы E с выносом теплых воздушных масс и усиленной адвекцией тепла через BSO на разрезе №3 наблюдается устойчивая стратификация вод с выраженными ядрами Нордкапского и Норвежского прибрежного течений (рис. 9). Причем южнее 72,5° с.ш. устойчивость прослеживается в распределении как температуры, так и солёности с глубиной. Причина тому — усиление прибрежного Норвежского течения, переносящего в БМ теплые и распресненные воды с пониженной плотностью, которые выклиниваются в поверхностном слое 0—50 м до широты 72,5° с.ш., накрывая теплые атлантические воды Нордкапского течения, поэтому здесь снижена относительно нормы интенсивность теплоотдачи в атмосферу и, соответственно, не развито зимнее конвективное перемешивание. Оно развивается существенно восточнее и явно прослеживается только на долготе 31° в.д. (разрез Варде-N), где воды Мурманского течения уже отходят от побережья Норвегии к северу. В такие годы наблюдается общая положительная аномалия температуры воды в зимний сезон, что согласуется с данными наблюдений на Кольском меридиане.

Устойчивая в целом по стратификации картина меняется радикально в годы подавляющего развития зимой формы C, что подтверждается данными натурных наблюдений и результатами моделирования [11, 12, 26, 33]. Интенсивное выхолаживание верхнего слоя моря вследствие высокой теплоотдачи в атмосферу в период полярного вторжения холодного воздуха является спусковым механизмом начала глубокой зимней конвекции (рис. 9). Полярное вторжение сопровождается смещением глубоких циклонов из арктической зоны на акваторию Баренцева моря. Соответствующее штормовое усиление ветра (до 30 м/с) и резкое похолодание (на 10 °C) обуславливает скачкообразный рост суммарного потока тепла в атмосферу (со 100 Вт/м<sup>2</sup> до 300 Вт/м<sup>2</sup> в месячном осреднении), что приводит к резкому охлаждению верхнего слоя вод атлантического происхождения на 1—2 °C

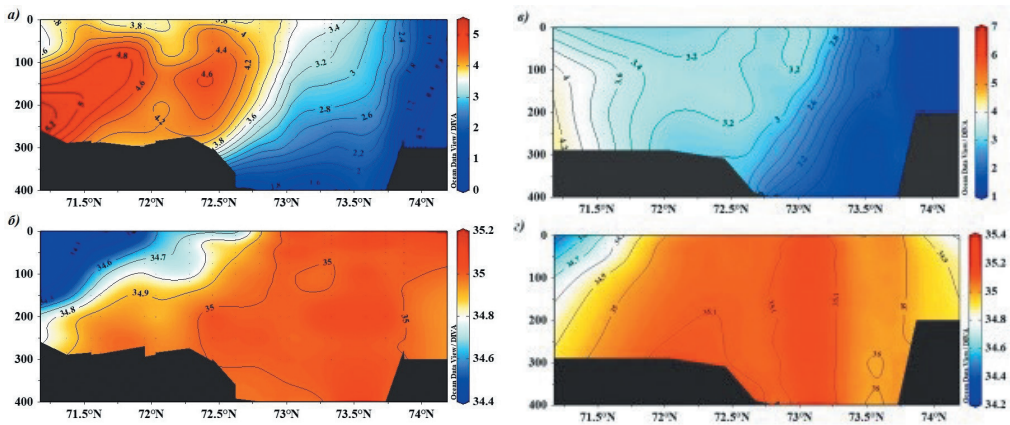


Рис. 9. Среднее распределение температуры и солёности на разрезе №3 (м. Нордкап — о. Медвежий) в зимний период: *а, б* — температура и солёность в теплый год; *в, г* — температура и солёность в холодный год.

Fig. 9. Average distribution of temperature and salinity in Section No. 3 (North Cape-Bear Island) in winter: *a, b* — temperature and salinity in a warm year; *c, d* — temperature and salinity in a cold year.

за сутки. Поверхностный слой теплых распресненных вод прибрежного течения полностью размывается, в результате формируется неустойчивость, вызывающая многократный рост теплоотдачи в атмосферу в период полярного вторжения [12].

Прибрежный фронт в районе м. Нордкап смещается к югу на 100—150 км на границу шельфа и фьордов с глубинами 100—200 м. Подобные вариации прибрежного фронта — это прямое следствие интенсивного динамического воздействия меридиональных атмосферных процессов. Сильные штормовые ветра формируют потоки дрейфовых и градиентных течений, которые тормозят зональный перенос воды на восток и смещают прибрежный фронт на юг до 71,5° с.ш. Атлантические воды Нордкапского течения в такой ситуации подвергаются интенсивной тепловой и динамической трансформации на фоне повышения турбулентности деятельного слоя и скачкообразного повышения неустойчивости вод вследствие высокой теплоотдачи в атмосферу. Это провоцирует интенсивную конвекцию, которая при непрерывном и продолжительном (до 20 суток) полярном вторжении проникает до 200—300 м, практически достигая дна. Дальнейшее охлаждение воды всего деятельного слоя будет продолжаться при сохранении интенсивной теплоотдачи в атмосферу. Такая ситуация представляется вполне возможной в случае длительного и неоднократно повторяющегося в зимний сезон вторжения полярного воздуха при доминировании формы С. Так формируется аномальное переохлаждение всего деятельного слоя с выраженной отрицательной аномалией температуры воды в сезонном и годовом масштабе осреднения.

В зимние сезоны, когда преобладает меридиональная циркуляция атмосферы формы С, средневзвешенная температура атлантических вод Нордкапского

течения в слое 0—200 м на входе в БМ уже может быть на 0,3—0,5 °С ниже многолетней нормы [24]. Отрицательная аномалия адвекции тепла обусловлена переохлаждением атлантических вод Норвежского атлантического течения. Это происходит в аномально холодные годы, когда над акваторией Норвежского моря доминируют полярные вторжения, которые усиливают теплоотдачу в атмосферу [9, 25]. В условиях интенсивных зимних вторжений полярного воздуха атлантические воды Нордкапского течения переохлаждены уже на долготе 24° в.д. и формируют Мурманское течение, будучи аномально холодными и практически полностью перемешанными до дна. Далее воды Мурманского течения, проходя в течение 2—3 месяцев от разреза №3 до Кольского меридиана, в годы преобладания интенсивных полярных вторжений теряют дополнительно относительно нормы ещё 1,0 °С во всем слое 0—200 м.

Могут ли фиксируемые аномалии теплообмена с атмосферой объяснить наблюдаемые межгодовые вариации температуры деятельного слоя БМ? В качестве первого приближения можно оценить воздействие вариаций теплоотдачи в атмосферу на конвективное перемешивание деятельного слоя в тёплый 1940 г. и холодный 1941 г., полагая, что океан пассивно реагирует на аномальное воздействие. Оценки параметров конвекции по методу Зубова показали, что в аномально тёплый год с преобладанием залива тёплых воздушных масс в условиях формы Е, средняя теплоотдача зимой снижена в среднем на 70 Вт/м<sup>2</sup>, а конвекция за 100 дней проникает на глубину 70 м и охлаждает перемешанный слой на 0,4 °С. В аномально холодный год, когда на фоне высокой повторяемости формы С доминируют полярные вторжения, суммарная месячная теплоотдача повышена относительно многолетней нормы на 105 Вт/м<sup>2</sup> и конвекция за 100 дней охватит слой 200 м с понижением температуры слоя на 0,9 °С. Именно этот масштаб изменений и фиксируется наблюдениями в аномально тёплые и холодные годы исследуемого периода, когда зимняя повторяемость формы Е или формы С превышает климатическую норму на 30—40 суток. Сделанные оценки объясняют формирование межгодовой изменчивости теплосодержания деятельного слоя на западе БМ под влиянием региональных особенностей зимней атмосферной циркуляции.

### Заключение

Результатами статистического анализа доказывается, что межгодовая изменчивость теплового режима деятельного слоя БМ находится под прямым влиянием вариаций региональной атмосферной циркуляции. Форма атмосферной циркуляции, преобладающая в зимний период над БМ, представляется ключевым управляющим механизмом, определяющим синхронные вариации адвекции тепла в Нордкапском течении и теплоотдачи в атмосферу на западе БМ, которые формируют сезонные и годовые аномалии температуры воды слоя 0—200 м на Кольском меридиане.

Применение типизации Вангенгейма-Гирса к анализу особенностей региональной атмосферной циркуляции эффективно описывает синоптические процессы над западом Баренцева моря. При смене типа циркуляции атмосферы,

преобладающего над Баренцевом море зимой, происходит синхронный скачок в межгодовом ходе океанической адвекции и теплоотдачи в атмосфере, сезонные и межгодовые вариации которых при этом превышают  $2\sigma$ , что позволяет говорить о фактической смене теплового режима деятельного слоя на западе БМ.

При доминировании холодных полярных атмосферных вторжений, характерных для меридиональной циркуляции формы С, БМ переходит зимой в арктический режим, а при доминировании притока тёплого воздуха из умеренных широт в периоды атмосферной циркуляции формы Е — становится водоёмом с изменчивостью подобной умеренным морям. При этом, от 50 % до 70 % приходящего океанического тепла отдается в атмосферу в акватории БМ [10, 12, 36, 41]. Синхронные межгодовые колебания адвекции и теплоотдачи под влиянием меридиональных форм региональной атмосферной циркуляции формируют экстремальные колебания теплового режима БМ, которые напрямую влияют на климат арктического бассейна.

Полученные оценки взаимосвязей атмосферных процессов и теплового режима БМ имеют очевидную практическую ценность в настоящее время, когда короткопериодные межгодовые вариации температуры воды на разрезе «Кольский меридиан», несут в значительной степени экстремальный характер. Соответствующая изменчивость процессов атмосферной циркуляции возрастает столь интенсивно, что в ближайшее десятилетие общая циркуляция атмосферы над северной Атлантикой и СЕБ может претерпеть коренные изменения [14, 22, 36].

Наступившее десятилетие становится эпохой преобладания меридиональной циркуляции формы С с высокой повторяемостью полярных вторжений на акваторию БМ. Анализ недавних изменений атмосферной циркуляции в Арктике указывает на переход к меридиональной структуре потоков, что может привести к формированию стационарных погодных условий (блокирующих явлений), сопровождающихся экстремальными погодными явлениями.

### *Список литературы*

1. Adlandsvik B., Loeng H. A study of the climatic system in the Barents Sea // *Polar Research*. 1991. Vol. 10. P. 45—49. doi: 10.3402/polar.v10i1.6726.
2. Иванов В. В., Архипкин В. С., Лемешко Е. М. и др. Изменение гидрологических условий в Баренцевом море как индикатор климатических трендов в Евразийской Арктике в XXI веке // *Вестник Московского университета. Сер. 5. Геогр.* 2022. № 1. С. 13—25. doi: 10.25624/0579-9414-2022-1-13-25.
3. Barnes E. A., Slingo J., Woollings T. A methodology for the comparison of blocking climatology across indices, models and climate scenarios // *Clim Dyn.* 2012. Vol. 38. No. 11—12. P. 2467—2481. doi: 10.1007/s00382-011-1243-6.
4. Smedsrud L. H. et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Rev. Geophys.* 2013. Vol. 51. P. 415—449. doi: 10.1002/rog.20017.
5. Smedsrud L. H., Muilwijk M., Brakstad A. et al. Nordic Seas heat loss, Atlantic inflow, and Arctic sea ice cover over the last century // *Rev. Geophys.* 2022. Vol. 60. P. 1—36. doi:10.1029/2020rg000725.
6. Адров Н. М. Природа энергообмена водных и воздушных масс Баренцева моря. Мурманск: МГТУ, 2012. 64 с.
7. Latonin M. M., Bashmachnikov I. L., Semenov V. A. Enhanced wintertime convergence of atmospheric and oceanic heat transports in the Barents Sea region under present climate warming // *Russ. J. Earth Sci.* 2025. Vol. 25. P. 1—11. doi: 10.2205/2025ES000967.

8. Алексеев Г. В., Харланенкова Н. Е., Вязилова А. Е. Арктическое усиление: роль междуширотного обмена в атмосфере // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2023. Т. 9, № 1. С. 13—32. DOI: 10.21513/2410-8758-2023-1-13-32.
9. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные метеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоздат, 1971. 280 с.
10. Алексеев Г. В., Кузмина С. И., Уразильдеева А. В. и др. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2016. Т. 1. С. 43—63. doi: 10.21513/2410-8758-2016-1-43-63.
11. Sando A. B., Nilsen J. E., Gao Y. Importance of heat transport and local air-sea heat fluxes for Barents Sea climate variability // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. No. C7. doi: 10.1029/2009JC005884.
12. Дианский Н. А., Панасенкова И. И., Фомин В. В. Исследование отклика верхнего слоя Баренцева моря на прохождение интенсивного полярного циклона в начале января 1975 года // *Мор. гидрофиз. журн.* 2019. Т. 35. № 6. С. 530—548. doi: 10.22449/0233-7584-2019-6-530-548.
13. Hakkinen S., Rhines P. B., Worthen D. L. Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability // *Science*. 2011. Vol. 334. No. 6056. P. 655—659. doi: 10.1126/science.1205127.
14. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В. М. Катцова. СПб: Научное издательство «Лань», 2022. 676 с.
15. Sousa P. M., Trigo R. M., Barriopedro D., Soares P. M., Santos J. A. European temperature responses to blocking and ridge regional patterns // *Clim Dyn.* 2018. Vol. 50, No. 1—2. P. 457—477. doi: 10.1007/s00382-017-3620-2.
16. Brunner L., Schaller N., Anstey J. et al. Dependence of present and future European temperature extremes on the location of atmospheric blocking // *Geophys. Res. Lett.* 2018. Vol. 45. P. 6311—6320. doi: 10.1029/2018GL079509.
17. Sillmann J., Croci-Maspoli M., Kallache M. et al. Extreme cold winter temperatures in Europe under the influence of North Atlantic atmospheric blocking // *J. Clim.* 2011. Vol. 24. No. 22. P. 5899—5913. doi: 10.1175/2011JCLI4126.1.
18. Tyrllis E., Hoskins B. J. Aspects of a Northern Hemisphere atmospheric blocking climatology // *J. Atmos. Sci.* 2008. Vol. 65. P. 1638—1652. doi: 10.1175/2007JAS2448.1.
19. Woollings T., Barriopedro D., Methven J. Blocking and its response to climate change // *Curr. Clim. Change Rep.* 2018. Vol. 4. P. 287—300. doi: 10.1007/s40641-018-0108-z.
20. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Часть 1. М., 2014. 58 с.
21. Small D., Atallah E. H., Gyakum J. R. An objectively determined blocking index and its northern hemisphere climatology // *J. Clim.* 2014. Vol. 27. P. 2948—2970. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00162.1.
22. Дмитриева А. А., Дубравина В. Ф., Белязо В. А. Атмосферные процессы Северного полушария (1891—2018 гг.), их классификация и использование. СПб.: «СУПЕР Издательство», 2018. 306 с.
23. Кондратович К. В. Классификации макрометеорологических процессов и их использование для учёта воздействия атмосферы на гидрологический режим // *Труды ЛГМИ*. 1976. Вып. 58. С. 83—96.
24. Бойцов В. Д. Изменчивость температуры воды Баренцева моря и её прогнозирование. Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2006. 292 с.
25. Алексеев Г. В., Глок Н. И., Смирнов А. В. и др. Влияние Северной Атлантики на климатические изменения в Баренцевом море и их предсказуемость // *Метеорология и гидрология*. 2016. № 7. С. 38—56.
26. Гирс А. А. Учёт развития макросиноптических процессов при изучении причин изменения фоновых характеристик гидросферы // *Труды ЛГМИ*. 1970. Вып. 32. С. 145—169.
27. Семенов В. А. Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57. № 1. С. 21—33. doi: 10.31857/S0002351521010119.
28. National Centers for Environmental Information. Электронный ресурс. URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database-1>. Дата обращения 22.02.2021.
29. OpenDat NODC. Электронный ресурс. URL: <https://opendap1.nodc.no/thredds/catalog/physics/Mooring/BSO/catalog.html/> Дата обращения 22.12.2024.

30. Бочков Ю. А. Ретроспектива температуры воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море (1900—1981 гг.) // Экология и промысел донных рыб СевероЕвропейского бассейна. Мурманск: Издво ПИНРО, 1982. С. 113—122.
31. Угрюмов А. И., Вайновский П. А., Густоев Д. В. К вопросу о механизме формирования аномально низких значений температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» в середине XX века // Арктика и инновации. 2026. Т. 4 (в печати).
32. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Л.: Гидрометеоздат. 1960. 270 с.
33. Ingvaldsen R., Asplin L., Loeng H. Velocity field of the western entrance to the Barents Sea // J. Geophys. Res. 2004a. Vol. 109. C030201. P. C030201.1—C030201.12. doi: 10.1029/2003JC001813.
34. Ingvaldsen R., Asplin L., Loeng H. The seasonal cycle in the Atlantic transport to the Barents Sea during the years 1997—2001 // Cont. Shelf Res. 2004b. Vol. 24. P. 1015—1032. doi: 10.1016/j.csr.2004.01.009.
35. Электронный ресурс «NOAA 20th Century Reanalysis Project». URL: [https://psl.noaa.gov/data/20thC\\_Rean/](https://psl.noaa.gov/data/20thC_Rean/) Дата обращения 22.08.2025.
36. Ожигин В. К., Ившин В. А., Трофимов А. Г. и др. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. Мурманск: ПИНРО. 2016. 260 с.
37. Вайновский П. А., Густоев Д. В. Статистическое прогнозирование временных рядов. СПб.: РГГМУ. 2019. 240 с.
38. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Том 2. Анализ временных рядов и случайных полей. СПб.: РГГМУ. 2020. 196 с.
39. Hurrell J. W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Washington, DC: American Geophysical Union, 2003. 298 p. doi: 10.1029/134GM01.
40. Lien V. S., Schlichtholz P., Skagseth O., Vikebø F. B. Winddriven Atlantic Water flow as a direct mode for reduced Barents Sea ice cover // J. Climate. 2017. Vol. 30. P. 803—812. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0241.1.
41. Малинин В. Н., Вайновский П. А. Когда наступит безледный режим регионов Арктики? // Ученые записки РГГМУ. 2019. №56. С. 98—109. doi: 10.33933/2074-2762-2019-56-98-109.

## References

1. Adlandsvik B., Loeng H. A study of the climatic system in the Barents Sea. *Polar Research*. 1991; (10): 45—49. doi: 10.3402/polar.v10i1.6726.
2. Ivanov V. V., Arkhipkin V. S., Lemesheko E. M. et al. Changes in hydrological conditions in the Barents Sea as an indicator of climate trends in the Eurasian Arctic in the 21st century. *Vestnik Mosk. un-ta. Ser. 5. Geogr. = Moscow University Bulletin. 5: Geography*. 2022; (1): (13—25). doi: 10.25624/0579-9414-2022-1-13-25. (in Russ.).
3. Barnes E. A., Slingo J., Woollings T. A methodology for the comparison of blocking climatology across indices, models and climate scenarios. *Climate Dynamics*. 2012; 38 (11—12): 2467—2481. doi: 10.1007/s00382-011-1243-6.
4. Smedsrud L. H. et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013; (51): 415—449. doi: 10.1002/rog.20017.
5. Smedsrud L. H., Muilwijk M., Brakstad A. et al. Nordic Seas heat loss, Atlantic inflow, and Arctic sea ice cover over the last century. *Reviews of Geophysics*. 2022; 60 (e2020RG000725): 1—36. DOI: 10.1029/2020rg000725.
6. Adrov N. M. *Priroda energovlagoobmena vodnih I vozdushnih mass Barentseva morya = The nature of energy and moisture exchange between water and air masses in the Barents Sea*. Мурманск: MSTU, 2012: 64 p. (in Russ.).
7. Latonin M. M., Bashmachnikov I. L., Semenov V. A. Enhanced wintertime convergence of atmospheric and oceanic heat transports in the Barents Sea region under present climate warming. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2025; (25): 1—11. doi: 10.2205/2025ES000967.
8. Alekseev G. V., Kharlanenkova N. E., Vyazilova A. E. Arctic amplification: the role of meridional exchange in the atmosphere. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya = Fundamental and Applied Climatology*. 2023; 9(1): (13—32). DOI: 10.21513/2410-8758-2023-1-13-32. (in Russ.).

9. Girs A. A. *Mnogoletnie kolebaniya atmosfery tsirkulyatsii I dolgosrochnye meteorologicheskiye prognozi = Long-term fluctuations in atmospheric circulation and long-range meteorological forecasts*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1971: 280 p. (in Russ.).
10. Alekseev G. V., Kuzmina S. I., Urazgildeeva A. V. et al. Influence of atmospheric heat and moisture transport on Arctic warming in winter. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya = Fundamental and Applied Climatology*. 2016; (1): (43—63). doi: 10.21513/2410-8758-2016-1-43-63. (in Russ.).
11. Sando A. B., Nilsen J. E., Gao Y. Importance of heat transport and local air–sea heat fluxes for Barents Sea climate variability. *Journal of Geophysical Research*. 2010; 115 (C7). doi: 10.1029/2009JC005884.
12. Dianskii N. A., Panasenkova I. I., Fomin V. V. Study of the upper layer of the Barents Sea response to the passage of an intense polar cyclone in early January 1975. *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal = Marine Hydrophysical Journal*. 2019; 35(6): 530—548. doi: 10.22449/0233-7584-2019-6-530-548. (in Russ.).
13. Hakkinen S., Rhines P. B., Worthen D. L. Atmospheric blocking and Atlantic multidecadal ocean variability. *Science*. 2011; 334 (6056): 655—659. doi: 10.1126/science.1205127.
14. *The third assessment report on climate change and its impacts on the territory of the Russian Federation*. Edited by V. M. Kattsov. Rosgidromet. St. Petersburg: Naukoemkiye Tehnologii, 2022: 676 p. (in Russ.).
15. Sousa P. M., Trigo R. M., Barriopedro D., Soares J. A., Santos J. A. European temperature responses to blocking and ridge regional patterns. *Climate Dynamics*. 2018; 50 (1—2): 457—477. doi: 10.1007/s00382-017-3620-2.
16. Brunner L., Schaller N., Anstey J. et al. Dependence of present and future European temperature extremes on the location of atmospheric blocking. *Geophysical Research Letters*. 2018; (45): 6311—6320. doi: 10.1029/2018GL079509.
17. Sillmann J., Croci-Maspoli M., Kallache M. et al. Extreme cold winter temperatures in Europe under the influence of North Atlantic atmospheric blocking. *Journal of Climate*. 2011; 24 (22): 5899—5913. doi: 10.1175/2011JCLI4126.1.
18. Tyrlis E., Hoskins B. J. Aspects of a Northern Hemisphere atmospheric blocking climatology. *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2008; (65): 1638—1650. doi: 10.1175/2007JAS2448.1.
19. Woollings T., Barriopedro D., Methven J. Blocking and its response to climate change. *Current Climate Change Reports*. 2018; (4): 287—300. doi: 10.1007/s40641-018-0108-z.
20. *Vtoroi otsenochnyy doklad ob izmeneniyah klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii — Second Roshydromet assessment report on climate change and its impacts on the territory of the Russian Federation*. Moscow: Roshydromet. 2014: (1). 58 p. (in Russ.).
21. Small D., Atallah E. H., Gyakum J. R. An objectively determined blocking index and its northern hemisphere climatology. *Journal of Climate*. 2014; (27): 2948—2970. doi: 10.1175/JCLI-D-13-00162.1.
22. Dmitrieva A. A., Dubravina V. F., Belyazo V. A. *Atmosferniye protsessy Severnogo polushariya (1891—2018 gg.) = Atmospheric processes of the Northern Hemisphere (1891—2018): their classification and application*. St. Petersburg: SUPER Publishing, 2018: 306 p. (in Russ.).
23. Kondratovich K. V. Classifications of macrometeorological processes and their use for assessing the impact of the atmosphere on hydrological regime. *Trudy Leningradskogo Gidrometeorologicheskogo Instituta = Proceedings of the Leningrad Hydrometeorological Institute*. 1976; (58): (83—96). (in Russ.).
24. Boitsov V. D. *Izmenchivost temperaturi vodi Barentseva mrya I ee prognozirovaniye = Variability of water temperature in the Barents Sea and its forecasting*. Murmansk: PINRO Publishing, 2006: 292 p. (in Russ.).
25. Alekseev G. V., Glok N. I., Smirnov A. V. et al. Influence of the North Atlantic on climate changes in the Barents Sea and their predictability. *Meteorologiya i Gidrologiya = Meteorology and Hydrology*. 2016; (7): (38—56). (in Russ.).
26. Girs A. A. Accounting for the development of macrosynoptic processes in studying the causes of changes in background characteristics of the hydrosphere. *Trudy Leningradskogo Gidrometeorologicheskogo Instituta = Proceedings of Leningrad Hydrometeorological Institute*. 1970; (32): (145—169). (in Russ.).
27. Semenov V. A. Modern studies of the Arctic climate: progress, paradigm shifts, and current challenges. *Izvestiya RAN, Fizika Atmosfery I Okeana = Proceedings of the Russian Academy of Sciences*,

- Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021; 57 (1): (21—33). doi: 10.31857/S0002351521010119. (in Russ.).
28. Электронный ресурс «National Centers for Environmental Information». URL: <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database-1>. Дата обращения 22.02.2021.
  29. Электронный ресурс «OpenDat NODC» URL: <https://opendap1.nodc.no/thredds/catalog/physics/Mooring/BSO/catalog.html/> Дата обращения 22.12.2024.
  30. Bochkov Yu. A. Retrospective of water temperature in the 0–200 m layer along the Kola Meridian section in the Barents Sea (1900—1981). *Ekologiya i Promysel Glubokovodnykh Rub v Severo-Evropeyskom Basseyne = Ecology and fisheries of bottom fish in the NorthEuropean basin*. Murmansk: PINRO Publishing, 1982; (113—122). (in Russ.).
  31. Ugryumov A. I., Vainovsky P. A., Gustoev D. V. On the mechanism of formation of anomalously low water temperature values at the Kola meridian section in the mid-20<sup>th</sup> century. *Arktika i Innovatsii = Arctic and Innovations*. 2026; 4 (in print). (in Russ.).
  32. Kats A.L. *Sezonniye izmeneniya obshei tsirkulatsii atmosfery i dolgosrochniye prognozi pogodi = Seasonal changes in the general atmospheric circulation and long-range weather forecast*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1960: 270 p. (in Russ.).
  33. Ingvaldsen R., Asplin L., Loeng H. Velocity field of the western entrance to the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research*. 2004a. (109), C030201. P. C03021.1—C03021.12. doi: 10.1029/2003JC001813.
  34. Ingvaldsen R., Asplin L., Loeng H. The seasonal cycle in the Atlantic transport to the Barents Sea during the years 1997—2001. *Continental Shelf Research*. 2004b; (24): 1015—1032. doi: 10.1016/j.csr.2004.01.009.
  35. Электронный ресурс «NOAA 20th Century Reanalysis Project». URL: [https://psl.noaa.gov/data/20thC\\_Rean/](https://psl.noaa.gov/data/20thC_Rean/) Дата обращения 22.08.2025.
  36. Ozhigin V. K., Ivshin V. A., Trofimov A. G. *Vodi Barentseva morya: struktura, tsirkulatsiya izmenchivost = Waters of the Barents Sea: structure, circulation, and variability.* = Murmansk: PINRO, 2016: 260 p. (in Russ.).
  37. Vainovsky P. A., Gustoev D. V. *Statisticheskoye prognozirovanie vremennih ryadov = Statistical forecasting of time series*. St. Petersburg: RSHU Publ., 2019: 240 p. (in Russ.).
  38. Malinin V. N. *Statisticheskie metodi analiza gidrometeorologicheskoi informatsii. = Statistical methods for the analysis of hydrometeorological information*. St. Petersburg: RSHU Publ., 2020: 2. 196 p. (in Russ.).
  39. Hurrell J. W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Washington, DC: American Geophysical Union, 2003; 298. doi: 10.1029/134GM01.
  40. Lien V. S., Schlichtholz P., Skagseth O., Vikebø F. B. Winddriven Atlantic Water flow as a direct mode for reduced Barents Sea ice cover. *Journal of Climate*. 2017; (30): 803—812. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0241.1.
  41. Malinin V. N., Vainovsky P. A. When will the Arctic regions become ice-free? *Uchenye zapiski RGGMU = Scientific notes of RSHU*. 2019. (56): (98—109). doi: 10.33933/2074-2762-2019-56-98-109. (in Russ.).

### Сведения об авторах

**Угрюмов Александр Иванович**, доктор географических наук, профессор, профессор кафедры метеорологических прогнозов, Российский государственный гидрометеорологический университет, [ugryumov-met@mail.ru](mailto:ugryumov-met@mail.ru).

**Вайновский Павел Антонович**, кандидат географических наук, свободный исследователь, [pv974@yandex.ru](mailto:pv974@yandex.ru).

**Густоев Дмитрий Владимирович**, кандидат географических наук, доцент кафедры прикладной океанографии и комплексного управления прибрежными зонами, Институт гидрологии и океанологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, [gustoev@mail.ru](mailto:gustoev@mail.ru).

***Informations about authors***

Ugryumov Alexander I., Doctor of Geographical Sciences, Professor, Professor of the Department of Meteorological Forecasts, Russian State Hydrometeorological University.

*Vainovsky Pavel A.*, Candidate of Geographical Sciences, free researcher.

*Gustoev Dmitry V.*, Candidate of Geographical Sciences, Associate professor of the Department of Applied Oceanography and Integrated Coastal Zone Management, Institute of Hydrology and Oceanology, Russian State Hydrometeorological University.

**Конфликт интересов:** конфликт интересов отсутствует.

*Статья поступила 06.10.2025*

*Принята в печать после доработки 07.05.2026*

*The article was received on 06.10.2025*

*The article was accepted after revision on 07.05.2026*