

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-19-34>

УДК 551.467.3:551.326.1



Ведущие моды крупномасштабной изменчивости температуры поверхности океана в приатлантическом секторе Арктики

Е.А. Чернявская[✉], Н.А. Лис, А.А. Соколов, Л.А. Тимохов

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

[✉]eachernyvskaia@aari.ru

ЕАЧ, 0000-0002-8517-1057; НАЛ, 0000-0003-0762-5188; ЛАТ, 0009-0001-9492-2174

Аннотация. Приатлантический сектор Арктики является критически важным регионом трансформации атлантических вод и арктического климата. В работе выполнен анализ крупномасштабной изменчивости температуры поверхности океана (ТПО) в Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях за период 1950–2024 гг. на основе данных реанализа ERA5 с применением метода эмпирических ортогональных функций (ЭОФ). Выделены три ведущие моды, суммарно объясняющие 55,8 % общей дисперсии поля ТПО. Первая мода (25 % дисперсии) демонстрирует дипольную пространственную структуру, разделяющую исследуемый район на западную и восточную части и являющуюся индикатором интенсивности адвективного переноса атлантических вод. Вторая мода (16,4 % дисперсии) характеризуется широтно-ориентированной дипольной структурой, модулируя поле аномалий ТПО под влиянием изменений интенсивности Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и Арктической осцилляции. Пространственное распределение третьей моды (14,4 % дисперсии) отличается обширной положительной аномалией в западной части акватории, связанной с процессами глубокой конвекции. Выявленные моды количественно описывают ведущие режимы перераспределения тепла в приатлантическом секторе Арктики и их связь с крупномасштабной атмосферной циркуляцией. Полученные результаты имеют ключевое значение для понимания механизмов регионального климатического отклика на глобальные изменения.

Ключевые слова: температура поверхности океана, Гренландское море, Норвежское море, Баренцево море, Северо-Европейский бассейн, эмпирические ортогональные функции, атлантические воды, глубинная конвекция, атмосферная циркуляция, термохалинная циркуляция

Для цитирования: Чернявская Е.А., Лис Н.А., Соколов А.А., Тимохов Л.А. Ведущие моды крупномасштабной изменчивости температуры поверхности океана в приатлантическом секторе Арктики. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2026;72(1):19–34. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-19-34>

Поступила 22.09.2025

После переработки 08.02.2026

Принята 03.03.2026

© Авторы, 2026

© Authors, 2026

Leading modes of the sea surface temperature large-scale variability in the Atlantic sector of the Arctic

Ekaterina A. Cherniavskaia✉, Natalia A. Lis,
Andrey A. Sokolov, Leonid A. Timokhov

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

✉eachernyvskaia@aari.ru

ID EAC, 0000-0002-8517-1057; NAL, 0000-0003-0762-5188; LAT, 0009-0001-9492-2174

Abstract. The study presents an analysis of the large-scale spatiotemporal variability of sea surface temperature (SST) in the Atlantic sector of the Arctic, a key region for the transformation of Atlantic waters and heat exchange between the North Atlantic and the Arctic Ocean. To achieve this, the Empirical Orthogonal Function (EOF) decomposition method was applied to the original monthly mean SST anomalies from the ERA5 reanalysis over the period 1950–2024. Three leading modes have been identified, collectively accounting for 55,8 % of the total SST variance. The first mode (25 % of the variance) exhibits a spatial dipole structure, separating the study area into western and eastern parts. It reflects the mechanism of intensified advection of Atlantic waters northward and eastward, correlating with the heat flux through Fram Strait ($R = 0.42$) and the Arctic Dipole index ($R = 0.27$). The second mode (16,4 % of the variance) is characterized by a latitude-oriented dipole structure. Its temporal evolution and significant correlation ($R = 0.58$) with the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) index reflect the influence of low-frequency oceanic variability. The third mode (14,4 % of the variance) exhibits a complex structure with a positive anomaly in the western and central parts of the basin. It is interpreted by the authors as an indicator of deep convection intensity in the Greenland Sea, a finding supported by its correlation with temperature in the 500–1750 m layer ($R = -0.48$). It is established that the spatial structures identified are formed under the combined influence of advective heat transport by Atlantic waters, multi-decadal variability in the intensity of the AMOC, and atmospheric circulation patterns associated with the Arctic Dipole and the Arctic Oscillation. The results obtained quantitatively determine the contribution of the leading modes to the total SST variability in the Atlantic sector of the Arctic, which is essential for understanding the regional climate response to global changes and for refining the mechanisms of Arctic amplification.

Keywords: sea surface temperature, Norwegian Sea, Greenland Sea, Barents Sea, North European Basin, empirical orthogonal functions, Atlantic water, deep convection, atmospheric circulation, thermohaline circulation

For citation: Cherniavskaia E.A., Lis N.A., Sokolov A.A., Timokhov L.A. Leading modes of the sea surface temperature large-scale variability in the Atlantic sector of the Arctic. *Arctic and Antarctic Research*. 2026;72(1):19–34. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2026-72-1-19-34>

Received 22.09.2025

Revised 08.02.2026

Accepted 03.03.2026

Введение

Температура поверхности океана (ТПО) — одна из ключевых переменных, определяющих изменчивость климатической системы Земли через регуляцию энергообмена между океаном и атмосферой и динамику годового цикла морского льда [1, 2].

По данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [3], глобальная температура океана с конца XX в. растет со средней скоростью 0,15 °C/10 лет. В своем исследовании мы фокусируемся на ключевых районах Северо-Европейского бассейна (СЕБ), включая Норвежское, Гренландское и Баренцево моря. В рамках настоящей работы под СЕБ понимается совокупность именно этих трех бассейнов как наиболее репрезентативных с точки зрения интенсивной трансформации атлантических вод и наблюдаемого значительного повышения

ТПО [4]. Процессы, протекающие в акватории морей СЕБ, служат ключевым звеном в теплообмене между Северной Атлантикой и Арктикой, напрямую влияя на стабильность Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и изменчивость площади арктического ледяного покрова [5]. Колебания ТПО в данном районе выступают индикатором не только краткосрочных атмосферно-океанических взаимодействий, но и долгосрочных изменений, связанных с глобальным потеплением и сокращением площади ледяного покрова [6, 7]. Поэтому изучение особенностей изменчивости ТПО как одного из ключевых элементов в механизме климатических колебаний представляет большой научный и практический интерес.

Адвекция атлантических вод (АВ), сезонная динамика ледяного покрова и региональные атмосферные процессы вносят комплексный вклад в формирование разномасштабных пространственно-временных аномалий ТПО в СЕБ [8].

В последние десятилетия исследованию ТПО в СЕБ было уделено значительное внимание. Был проведен анализ линейных трендов прогрева и выявление связи ТПО с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции ТПО с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции [9]. Подчеркивалась роль адвекции теплых АВ в повышении ТПО Баренцева моря, особенно в период 2000–2010-х гг. [10, 11]. Продемонстрирована связь между аномалиями ТПО Норвежского моря и изменением интенсивности АМОЦ [12], и выявлено влияние колебаний площади ледяного покрова на сезонную изменчивость ТПО в Гренландском море [13]. Однако большинство работ ограничивались анализом отдельных морей или использовали данные, пространственное разрешение которых не позволяло детально воспроизвести мезомасштабную изменчивость, характерную для выбранных районов СЕБ. Несмотря на установление фундаментальных статистических связей между океаном и атмосферой, к ограничениям существующих подходов можно отнести игнорирование пространственной неоднородности процессов. Усреднение локальных аномалий в таких исследованиях могло скрывать значимые региональные особенности трансформации тепловых потоков.

В последние годы все более широкое применение находят методы многомерной статистики, такие как разложение на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ). Например, E. Efstathiou с соавторами [14] с помощью этого метода исследовали доминирующие пространственные закономерности изменчивости сплоченности морского льда в Баренцевом море, связанные с поступлением атлантических вод и локальным ветровым воздействием. Другая группа авторов использовала ЭОФ-анализ для исследования изменчивости уровня моря в Северной Атлантике [15]. Также разложения на ЭОФ применялись для анализа долгопериодной изменчивости ТПО Норвежского и Гренландского морей за период 1979–2020 гг. [16]. Тем не менее ограниченность анализа отдельными морями бассейна не позволяла сформировать единую картину когерентной изменчивости ТПО для всего приатлантического сектора Арктики в долгосрочной перспективе. Следующим логическим шагом, предпринятым в данной работе, является комплексный анализ пространственно-временной структуры ТПО для акватории СЕБ, включающей Норвежское, Гренландское и Баренцево моря, как единой системы. Добавление в ЭОФ разложение региона Баренцева моря, являющегося одним из основных путей проникновения атлантических вод в Арктический бассейн [17], делает результаты чувствительными к процессам, связанным с трансформацией атлантических вод на арктическом шельфе, что является важным

элементом современного изменения климата в Арктике. В отличие от предшествующих работ, мы предлагаем физическую интерпретацию трех доминирующих мод изменчивости, опираясь на сопоставление их пространственно-временной структуры с динамикой атмосферных и гидрологических процессов. Это позволяет выдвинуть обоснованные предположения о механизмах формирования экстремальных термических режимов в регионе.

Цель работы состоит в исследовании межгодовой изменчивости ТПО в морях Норвежском, Гренландском и Баренцевом с помощью разложения на ЭОФ. Анализ выполнен на основе среднемесячных данных реанализа ERA5 (1950–2024 гг.) с целью количественной оценки вклада ведущих мод в общую дисперсию поля ТПО в приатлантическом секторе Арктики и верификации их связи с ключевыми климатическими предикторами за последние 75 лет. Применение ЭОФ позволяет выделить доминирующие моды изменчивости ТПО, связанные с крупномасштабными климатическими явлениями, и количественно оценить их вклад в общую дисперсию поля ТПО [18]. Данный подход особенно релевантен для регионов с комплексной структурой, таких как СЕБ, характеризующийся активным смешением разнородных водных масс, выраженной изменчивостью ледяного покрова и высокой атмосферной динамикой.

Для первых трех мод разложения оцениваются их пространственные поля и временные коэффициенты (главные компоненты — ГК) мод и их связь с крупномасштабными атмосферными явлениями (например, индексами Северо-Атлантического колебания (САК), Арктического колебания (АК) и Арктического диполя (АД)). Выбор первых трех мод обусловлен их наибольшим вкладом в дисперсию изменчивости ТПО и возможностью интерпретации их физического смысла. Результаты позволяют уточнить механизмы формирования аномалий ТПО в период быстрых изменений климата Арктики и прогнозировать его влияние на региональные экосистемы и ледовый режим исследуемого района.

Данные и методы

Для исследования использовались среднемесячные данные по ТПО за период 1950–2024 гг., взятые из реанализа ERA5 (ECMWF Reanalysis v5), где они представлены в кельвинах (К) и с пространственным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ [19]. Для удобства интерпретации и визуализации результаты значения были пересчитаны в градусы Цельсия ($^\circ\text{C}$) путем вычитания константы 273,15. Реанализ ERA5 был выбран в качестве источника исходных данных, поскольку он обеспечивает физическую согласованность полей ТПО с потоками импульса, тепла и массы, используемыми в единой системе ассимиляции данных [20]. Это критически важно для корректного моделирования и анализа причин изменчивости ТПО. Кроме того, реанализ предоставляет большую длину ряда и был верифицирован для района Северной Атлантики и СЕБ [20, 21].

Пространственно-временная изменчивость ТПО СЕБ исследовалась методом разложения поля на ЭОФ, который позволил выявить доминирующие режимы изменчивости в многомерных данных [18]. Процедура подготовки данных к расчету ЭОФ включала несколько этапов для обеспечения статистической однородности поля. Исходные среднемесячные значения ТПО были осреднены до среднегодовых значений за период 1950–2024 гг. Для исключения влияния долгопериодных климатических трендов из временных рядов в каждом узле сетки была удалена линейная

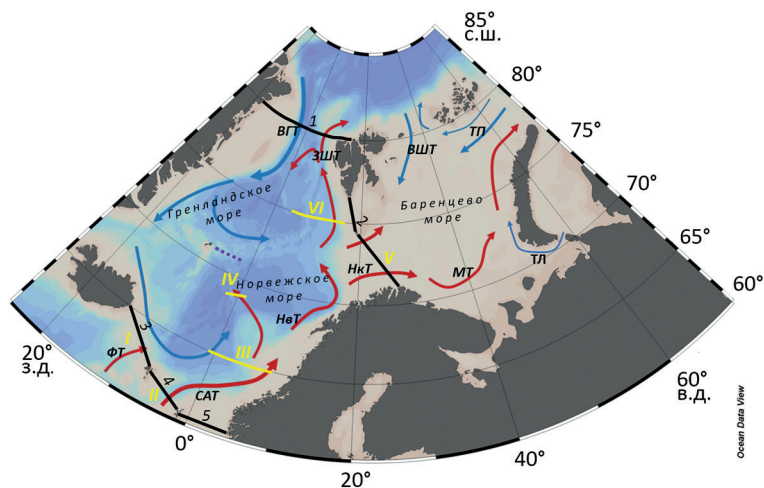


Рис. 1. Район исследований.

Красными стрелками показана схема движения теплых течений, синими стрелками — холодных: ВГТ — Восточно-Гренландское течение; ВШТ — Восточно-Шпицбергенское течение; ЗШТ — Западно-Шпицбергенское течение; САТ — Северо-Атлантическое течение; ФТ — Фарерское течение; НвТ — Норвежское течение; НкТ — Нордкапское течение; МТ — Мурманское течение; ТП — течение Персея; ТЛ — течение Литке.

Черными линиями с цифрами показаны створы, через которые рассчитывались потоки тепла: 1 — пролив Фрама, 2 — граница между Баренцевым и Норвежским морями, 3 — Фареро-Исландский хребет, 4 — Фареро-Шетландский пролив, 5 — Восточный канал.

Желтыми линиями и римскими цифрами обозначены разрезы, на которых рассчитывались средние значения температуры воды. Фиолетовая пунктирная линия показывает положение вертикального океанографического разреза. Схема течений адаптирована по данным Атласа океанов [24]

Fig. 1. Study area.

The red arrows show the pathways of warm currents, the blue arrows show cold currents: ВГТ — East Greenland Current; ВШТ — East Spitsbergen Current; ЗШТ — West Spitsbergen Current; САТ — North Atlantic Current; ФТ — Faroe Current; НвТ — Norwegian Current; НкТ — North Cape Current; МТ — Murmansk Current; ТП — Persey Current, ТЛ — Litke Current.

The black lines with numbers indicate sections for heat flux calculations: 1 — Fram Strait, 2 — the Barents Sea — Norwegian Sea boundary, 3 — Faroe-Iceland ridge, 4 — Faroe-Shetland channel, 5 — Eastern channel.

The yellow lines with Roman numerals denote hydrographic sections for calculating mean water temperature values. The purple dotted lines denote the positions of vertical oceanographic sections. The current chart is adapted from data in the Ocean Atlas [24]

составляющая, рассчитанная методом наименьших квадратов. Далее данные были центрированы и нормированы на локальное среднеквадратическое отклонение, чтобы избежать доминирования областей с высокой естественной изменчивостью ТПО в структуре ЭОФ только за счет большой амплитуды колебаний. Для корректного учета сокращения площади ячеек сетки при движении к полюсу выполнено взвешивание данных путем их умножения на квадратный корень из косинуса широты. К полученному массиву нормированных аномалий был применен метод разложения на ЭОФ. Моды, их главные компоненты (ГК) и доля описываемой дисперсии рассчитывались с помощью функции PCA в программном пакете MATLAB. Первые три моды описывают более 55 % дисперсии исходных данных ТПО СЕБ. Выбор данного количества мод обоснован критерием Норта [22], согласно которому только первые три моды

являются статистически разделяемыми и значимыми на фоне шума. Каждой моде ЭОФ соответствует определенная пространственная структура, при этом все моды не коррелированы между собой, что дает возможность разделить сигналы разной природы и определить, какие процессы вносят наибольший вклад в изменчивость ТПО.

Поскольку пространственные структуры и временные компоненты ЭОФ являются результатом математической декомпозиции, их физическая содержательность требует дополнительного подтверждения. Для оценки соответствия выделенных мод реальным океанологическим процессам был проведен корреляционный анализ ГК с различными факторами, такими как среднемесячные потоки тепла через вертикальные створы в проливах СЕБ, среднемесячные значения температуры толщи воды на разрезах вдоль пути распространения АВ [23] (рис. 1) и индексы атмосферной циркуляции. Это позволило верифицировать статистические моды как отражение конкретных механизмов трансформации вод СЕБ.

Для оценки адвективного притока тепла через границы СЕБ был использован ансамбль океанских реанализов (GLORYS2V4, ORAS5 и C-GLORSv7) [25]. Выбор данных продиктован их успешной валидацией для условий высоких широт, а также результатами сравнительного анализа в проливе Фрама, где расчеты тепло-массопереноса по этим реанализам показали хорошее согласие с данными инструментальных измерений [26]. Использование ансамбля из трех реанализов позволило минимизировать систематические ошибки и получить более устойчивые оценки интегральных потоков на границах бассейна. Поток тепла вычислялся через произведение аномалии температуры относительно точки замерзания морской воды ($-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$), скорости течения, плотности морской воды и ее удельной теплоемкости. Суммарные переносы через весь разрез были получены путем горизонтального интегрирования вертикально осредненных потоков по длине разреза с использованием метода трапеций, с учетом расстояния между соседними узлами расчетной сетки [27].

В качестве факторов, отражающих влияние атмосферных процессов на изменчивость ТПО исследуемого района, были использованы индексы: Северо-Атлантического колебания (САК), показывающего разницу атмосферного давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом [28]; Арктического диполя (АД), представляющего собой вторую моду разложения на ЭОФ атмосферного давления на уровне моря в Северном полушарии (севернее 60° с. ш.) [29] и отражающего чередование областей высокого/низкого давления над Евразийской и Северо-Американской частями Арктики; Арктической осцилляции (АО) как разницы атмосферного давления между Арктикой и средними широтами, влияющей на силу полярного вихря и погодные аномалии в Северном полушарии [30], а также Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) — ансамблевого среднего значения максимума меридиональной функции тока на широте $26,5^{\circ}$ с. ш. [31].

Дополнительно были построены вертикальные океанографические разрезы температуры по данным из базы «Климатологического атласа северных морей и Северной Атлантики» [32] за период 1958–2012 гг. Данные вертикальных профилей использовались при интерпретации физического смысла мод.

Оценка влияния перечисленных факторов осуществлялась путем расчета коэффициентов корреляции с временными рядами главных компонент первых трех мод. При этом из всех используемых данных перед расчетом корреляций были удалены сезонность и тренд. Для анализа крупномасштабной временной изменчивости глав-

ных компонент их среднемесячные временные ряды осреднялись до среднегодовых значений, что обеспечивало более наглядное представление долгосрочных тенденций за 75-летний период исследования.

Результаты

В результате разложения ТПО СЕБ методом ЭОФ были выделены моды, представленные в виде пространственных карт-схем (рис. 2), которые демонстрируют расположение центров действия процессов, определяющих основную часть изменчивости ТПО. Для последующего анализа были выбраны первые три моды, суммарно объясняющие 55,8 % общей дисперсии ТПО, из которых на первую моду приходится 25 %, на вторую — 16,4 %, а на третью — 14,4 %.

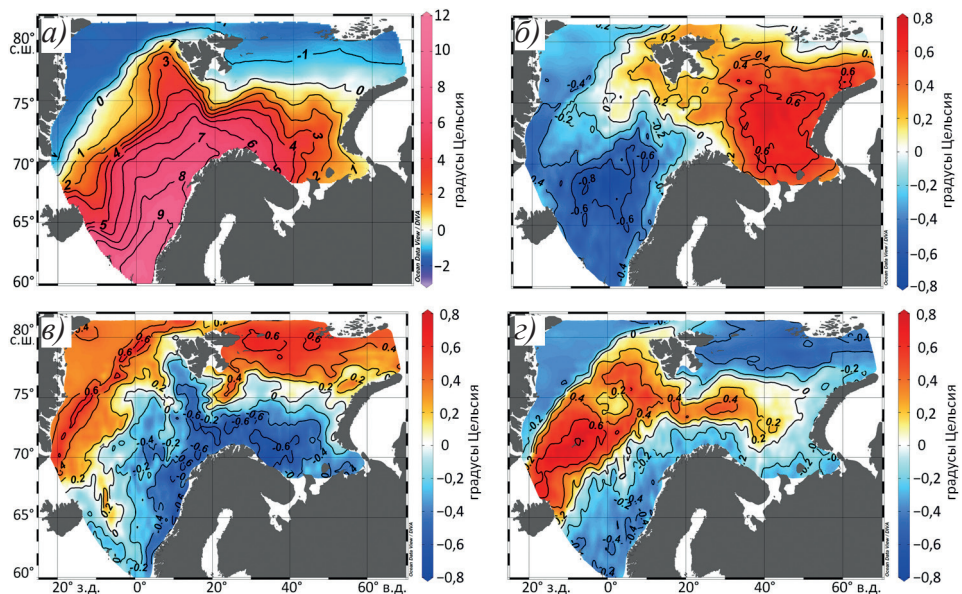


Рис. 2. Среднее поле ТПО за 1950–2024 гг. (а) и первые три моды разложения ТПО на ЭОФ: б — первая мода, в — вторая мода, г — третья мода

Fig. 2. Mean sea surface temperature (SST) field for 1950–2024 (a) and the first three modes of the EOF decomposition of SST: (б) first mode, (в) second mode, (г) third mode

Пространственная структура мод отличается неоднородностью. Первая мода (ЭОФ₁), составляющая наибольшую долю общей дисперсии ТПО рассматриваемого района, представляет собой дипольную структуру, разделяющую СЕБ на восточную и западную части (см. рис. 2б). Область максимальных положительных значений весовых коэффициентов локализована в восточной части бассейна, с максимальными значениями в юго-восточном секторе Баренцева моря. Положительные аномалии распространяются широким фронтом вдоль арктического шельфа, захватывая акваторию вплоть до границ Карского моря. Западная часть бассейна занята зоной отрицательных значений, максимум отрицательной аномалии которой располагается в центральной части Норвежского моря. Подобная дипольная структура описывалась ранее в контексте атлантификации Баренцева моря [33].

Вторая мода (ЭОФ₂) также имеет дипольную структуру, указывающую на противофазные изменения ТПО, но ориентированную в широтном направлении. Всю северную часть Баренцева моря и западную половину Гренландского моря занимают области с положительными значениями ЭОФ₂. На остальной части рассматриваемого региона вторая мода имеет отрицательные значения с минимумами в центральной части Баренцева моря, вдоль побережья Скандинавского п-ова (см. рис. 2в). По морфологическим признакам данная пространственная конфигурация во многом повторяет структуру изменчивости, характерную для аномалий ТПО, формируемых под влиянием субполярного круговорота Северной Атлантики [16, 34]. Наличие аналогичного диполя в СЕБ указывает на транзит крупномасштабных термических аномалий из субполярной Атлантики далее на север.

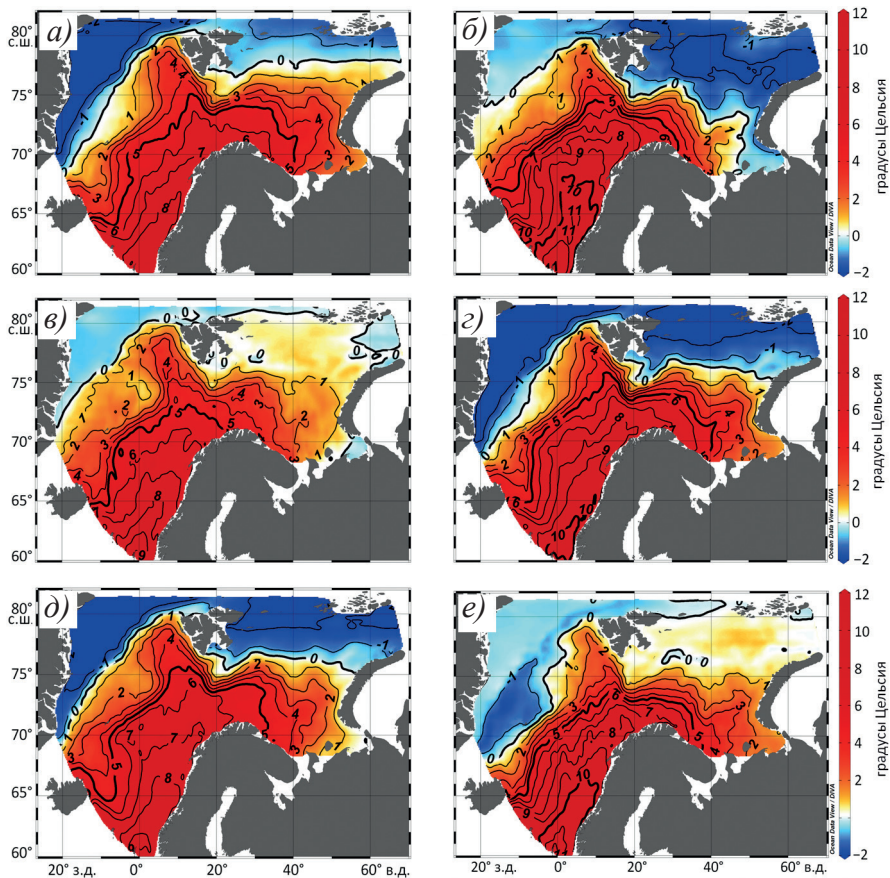


Рис. 3. Поля состояния максимальных амплитуд ЭОФ мод разложения ТПО: а, в, д — максимальные положительные фазы 1-й, 2-й и 3-й ЭОФ соответственно; б, з, е — максимальные отрицательные фазы 1-й, 2-й и 3-й ЭОФ соответственно

Fig. 3. Spatial patterns of the leading SST EOF modes at their maximum amplitudes: (a, в, д) maximum positive phases of the 1st, 2nd, and 3rd EOF, respectively; (б, з, е) maximum negative phases of the 1st, 2nd, and 3rd EOF, respectively

Особенностью пространственной конфигурации третьей моды (ЭОФ_3) является выраженная аномалия положительных значений весовых коэффициентов, охватывающая значительную часть западной и центральной акватории (см. рис. 2з). Этот центр простирается от юго-западной части Гренландского моря на северо-восток до архипелага Шпицберген с ответвлением в центральную часть Баренцева моря. В противовес положительной зоне выделяются две области с отрицательными значениями. Одна из них расположена в северной части Баренцева моря, простираясь к границам Карского моря. Вторая находится в юго-восточной части Норвежского моря, прилегающей к побережью Скандинавского п-ова. В отличие от первых двух мод, ЭОФ_3 не имеет прямых пространственных аналогов в опубликованных источниках по изменчивости ТПО в СЕБ, что может указывать на ее связь с локальными физико-географическими особенностями бассейна или специфическими условиями перемешивания.

Для интерпретации механизмов влияния процессов, связанных с выделенными модами, были построены композитные поля, соответствующие состояниям максимальных амплитуд каждой моды. Поле максимальной положительной фазы рассчитывалось путем сложения среднего поля ТПО с произведением соответствующей эмпирической ортогональной функции на максимальное значение ее главной компоненты. Аналогично поле максимальной отрицательной фазы рассчитывалась с использованием минимального значения соответствующей ГК. Таким образом, для каждой моды было получено по два поля, иллюстрирующих противоположные состояния пространственного распределения ТПО, описываемые данной модой (рис. 3) при положительных и отрицательных значениях главных компонент.

Первая главная компонента (ГК_1), описывающая 25 % общей дисперсии поля ТПО, отражает ключевой механизм перераспределения тепла в системе СЕБ — Арктика. График временной изменчивости ГК_1 (рис. 4а) демонстрирует высокую меж-

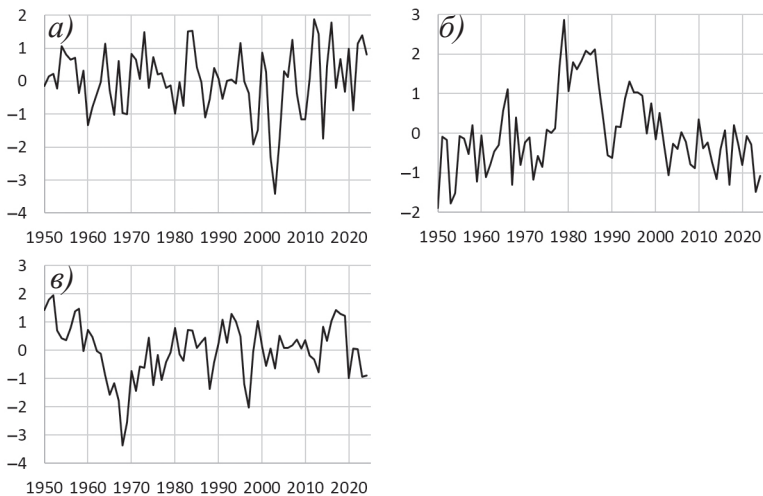


Рис. 4. Межгодовая изменчивость первых трех главных компонент: а — ГК первой моды; б — ГК второй моды; в — ГК третьей моды

Fig. 4. Interannual variability of the first three principal components: (a) PC of the first mode; (б) PC of the second mode; (в) PC of the third mode

годовую вариабельность с частыми переходами через нулевое значение, указывая на чередование периодов положительных и отрицательных аномалий ТПО, связанных с этой компонентой. Однако амплитуда колебаний значительно варьируется на протяжении всего периода. Так, среднеквадратическое отклонение значений GK_1 за период 1981–2024 гг. выросло более чем на 60 % по сравнению с 1950–1980 гг., что говорит о существенной интенсификации динамических процессов в исследуемом регионе.

Выявленные статистические взаимосвязи позволяют интерпретировать GK_1 как индикатор интенсивности адвективного переноса атлантических вод в арктическом направлении. Пространственное распределение максимальных фаз первой моды демонстрирует два противоположных пространственных состояния поля ТПО в СЕБ, определяемых знаками и амплитудами соответствующей главной компоненты. При максимальной положительной фазе тепло поступающих в бассейн атлантических вод проникает далеко на восток и на север (см. рис. 3а). При этом положительные аномалии ТПО заполняют всю южную половину Баренцева моря вплоть до 77° с. ш., а также повышают температуру Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ). При максимальной отрицательной фазе тепло атлантических вод задерживается и накапливается в Норвежском море, приводя к возникновению существенных положительных аномалий ТПО в этом районе (см. рис. 3б).

Такой переключающийся механизм подтверждается обнаруженными корреляционными связями. Положительная корреляция GK_1 с тепловым потоком через пролив Фрама ($R = 0,42$) указывает на то, что усиление первой моды синхронизировано с увеличением притока океанического тепла в глубоководную часть Арктического бассейна.

Отрицательная корреляция с ТПО на разрезах I–III между Исландией и Фарерскими островами (от $-0,33$ до $-0,35$) может говорить о том, что при интенсификации транзитного переноса тепла на север и восток происходит «смещение» теплового ядра дальше по траектории течения, что приводит к локальному снижению температуры на входе в бассейн (в районе Исландского порога) при одновременном прогреве района пролива Фрама и Баренцева моря. Связь GK_1 с АД ($R = 0,27$) подтверждает атмосферную обусловленность этого механизма. Положительная фаза АД формирует градиенты давления, способствующие усилению притока атлантических вод вдоль материкового склона. Таким образом, можно сказать, что первая мода описывает режим интенсификации Северо-Атлантического течения, при котором тепловой поток не задерживается в Норвежском море (отрицательная область диполя) и эффективно перераспределяется в Баренцево море и пролив Фрама, обеспечивая деградацию ледяного покрова и прогрев региона. А изменчивость GK_1 отражает скорость транзита атлантического тепла в СЕБ.

В максимальном положительном состоянии второй моды отмечается относительное уменьшение аномалий ТПО в Норвежском море, южной части Баренцева моря и в восточной части Гренландского моря (см. рис. 3в). Одновременно с этим северная часть акватории Баренцева моря и западная часть Гренландского моря становятся относительно теплее, по сравнению с таковыми при максимальном отрицательном состоянии (см. рис. 3з).

При максимальном отрицательном состоянии вторая мода воспроизводит состояние более контрастного разделения бассейна на южную и северную части, чем при положительном состоянии (см. рис. 3в, з). Положительные аномалии в Норвежском и Баренцевом морях выражены сильнее и распространяются дальше на север

Таблица

Коэффициенты корреляции между ГК первых трех мод и различными факторами

Table

Correlation coefficients between the PCs of the first three modes and various factors

	ГК ₁	ГК ₂	ГК ₃	Период данных
АО _{XII-IV} (-1)	–	–0,328	–	1950–2024
САК _{XII-IV} (-1)	–	–	0,506	1950–2024
АД	0,267	–	–	1950–2024
АМОЦ	–	0,578	–	1993–2023
Створ 1	0,422	–	0,401	1993–2020
Створ 4	–	0,467	–	1993–2020
Разрез I	–0,329	–	0,327	1958–2024
Разрез II	–0,353	–	–	1958–2024
Разрез III	–0,326	–	–	1958–2024
T_ГМ ₅₀₀₋₁₇₅₀ (-1)	–	–	–0,482	1958–2012

Примечание. ГК₁₋₃ — главные компоненты разложения ТПО в СЕБ на эмпирические ортогональные функции, показывающие временную изменчивость; АО_{XII-IV}(-1) — индекс Арктической осцилляции, осредненный за декабрь–апрель с заблаговременностью в один год; САК_{XII-IV}(-1) — индекс Северо-Атлантического колебания, осредненный за декабрь–апрель с заблаговременностью в один год; АД — индекс Арктического диполя, рассчитанный путем разложения полей давления на уровне моря от 60° до 90° с. ш. на эмпирические ортогональные функции; АМОЦ — индекс Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции; Створ 1, 4 — потоки тепла через разрезы: 1 — вдоль 80° с. ш. от Гренландии до Шпицбергена, 4 — между Фарерскими и Шетландскими островами; Разрез I–III — средние значения ТПО, рассчитанные вдоль разрезов (I — между Исландией и Фарерскими островами, II — между Фарерскими и Шетландскими островами, III — разрез вдоль 65° с. ш., в районе перехода Северо-Атлантического течения в Норвежское); T_ГМ₅₀₀₋₁₇₅₀(-1) — средняя температура воды Гренландского моря в слое 500–1750 м на океанографическом разрезе вдоль 72° с. ш. с заблаговременностью в 1 год.

Все приведенные коэффициенты корреляции значимы по критерию Стьюдента при $p \leq 0,05$.

Note. ГК₁₋₃ — principal components of the Empirical Orthogonal Function decomposition of Sea Surface Temperature in the North Atlantic, showing temporal variability; АО_{XII-IV}(-1) — Arctic Oscillation index, averaged over December–April with a one-year lead time; САК_{XII-IV}(-1) — North Atlantic Oscillation index, averaged over December–April with a one-year lead time; АД — Arctic Dipole index, calculated by decomposing sea level pressure fields from 60° to 90° N using Empirical Orthogonal Functions; АМОЦ — Atlantic Meridional Overturning Circulation index; Section 1, 4 — heat fluxes across sections: 1 — along 80° N from Greenland to Spitsbergen, 4 — between the Faroe and Shetland Islands; Section I–III — mean Sea Surface Temperature values calculated along sections (I — between Iceland and the Faroe Islands, II — between the Faroe and Shetland Islands, III — a section along 65° N in the area of the transition of the North Atlantic Current to the Norwegian Current); T_ГМ₅₀₀₋₁₇₅₀(-1) — mean water temperature in the Greenland Sea in the 500–1750 m layer along the oceanographic section at 72° N with a one-year lead time.

All correlation coefficients provided are significant according to Student's t-test at $p \leq 0.05$.

и восток вдоль Скандинавского п-ова, по сравнению с максимальной положительной фазой. Отрицательные аномалии также более выражены и охватывают всю северную часть Баренцева моря и западную часть Гренландского моря. Таким образом, вторая мода в своей отрицательной фазе воспроизводит состояние более интенсивного потепления в южной (в среднем на 0,9 °С) и восточной (в среднем на 1,8 °С) частях бассейна и более выраженного охлаждения (в среднем на 1,5 °С) в северной и западной частях СЕБ по сравнению с положительной фазой.

Временной ряд второй главной компоненты (GK_2) демонстрирует выраженную межгодовую и декадную изменчивость, в которой можно выделить три периода: фазу преимущественно отрицательных значений в 1950–1970-е гг., резкий переход к устойчивым высоким положительным значениям с конца 1970-х до конца 1990-х гг. и последующий постепенный возврат к значениям около нуля и ниже с конца 1990-х гг. (см. рис. 4б).

Корреляционный анализ показал наличие значимой положительной связи ($R = 0,58$) GK_2 с индексом АМОЦ. Общая картина изменчивости GK_2 хорошо вписывается в представления о долгопериодных циклах климатической системы Северной Атлантики. Период мощной положительной аномалии GK_2 (конец 1970-х — начало 1990-х) совпадает с фазой усиления АМОЦ и соответствующего потепления в Арктике, отмечавшегося с 1971 г. [35]. Последующее ослабление GK_2 и ее переход к отрицательным значениям после 2010-х гг. согласуется с данными о наблюдаемом с конца 1990-х гг. ослаблении интенсивности АМОС и меридионального переноса тепла [36]. Однако стоит отметить, что, несмотря на ослабление АМОЦ после 2008 г. [36], температура поступающих в СЕБ АВ продолжает расти [37]. То есть влияние увеличения теплосодержания поступающих вод перевешивает эффект ослабления циркуляции, вызывая рост ТПО в СЕБ [37]. Это подтверждается значимой корреляцией ($R = 0,47$) GK_2 с потоком тепла через Фареро-Шетландский пролив (см. таблицу).

Положительная корреляция GK_2 с интенсивностью АМОЦ и притоком тепла при одновременном формировании отрицательных аномалий ТПО в Норвежском море (рис. 3в) может быть объяснена через механизм атмосферного воздействия. GK_2 имеет значимую отрицательную корреляцию с индексом Арктической осцилляции (АО) с заблаговременностью в один год (см. таблицу). Отрицательная фаза АО характеризуется ослаблением западного переноса и усилением выноса холодного арктического воздуха в регион СЕБ, что ведет к интенсификации потоков явного и скрытого тепла из океана в атмосферу [38, 2]. В этом случае усиленный приток атлантических вод (при интенсификации АМОЦ) компенсируется аномально высокой теплоотдачей с поверхности. Океан выступает в роли донора, активно отдавая тепло атмосфере, что приводит к охлаждению ТПО в очагах интенсивного взаимодействия (Норвежское и юг Баренцева морей). В то же время ослабление выноса льда и пресных вод из Арктики, характерное для отрицательной фазы АО, способствует сохранению положительных аномалий температуры в западной части Гренландского моря и на севере Баренцева моря [39], что и формирует пространственную структуру ЭОФ₂. В экстремальную отрицательную фазу второй моды наблюдаются обратные процессы.

Максимальные состояния третьей моды (ЭОФ₃) характеризуются выраженной пространственной неоднородностью. При положительной фазе (см. рис. 3д) положительные аномалии ТПО в Норвежском, южной части Баренцева и в восточной части Гренландского моря относительно ниже (в среднем на 0,4 °С), чем в этих же районах при отрицательном состоянии (см. рис. 3е). В северной части СЕБ и в западной части Гренландского моря отрицательные аномалии ТПО также ниже (в среднем на 0,7 °С), чем при отрицательной фазе. Таким образом, экстремальное положительное состояние ЭОФ₃ характеризует относительное охлаждение всего бассейна в целом, в то время как отрицательное — его прогрев.

Анализ временного хода GK_3 (рис. 4в) и ее корреляционных связей позволяет интерпретировать третью моду как индикатор интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море. Ключевой особенностью GK_3 является наличие экстремального

минимума в 1968–1969 гг., что хронологически совпадает с «Великой соленостной аномалией» [40]. В этот период массивный вынос пресных вод и льда через пролив Фрама привел к подавлению вертикального перемешивания, формируя аномально холодный поверхностный слой при отсутствии охлаждения нижележащих горизонтов.

Физическая обоснованность связи ГК₃ с процессами глубокой конвекции подтверждается выявленной значимой отрицательной корреляцией ($R = -0,48$) с температурой слоя 500–1750 м в Гренландском море (с лагом в 1 год). Данная зависимость указывает на то, что положительная фаза ГК₃ соответствует периодам интенсивной зимней конвекции: охлаждение поверхности океана сопровождается опусканием охлажденных вод на глубину, что приводит к понижению температуры в промежуточном и глубинном слоях.

Атмосферным драйвером этого процесса выступает Североатлантическое колебание (САК). Положительная корреляция ГК₃ с зимним индексом САК ($R = 0,51$, лаг 1 год) объясняется тем, что усиление циклонической активности над СЕБ способствует «подъему» купола циклонического круговорота, что выводит плотные глубинные воды ближе к поверхности, облегчая их последующее зимнее выхолаживание. Одновременно с этим усиление меридионального переноса приводит к интенсификации притока атлантических вод в систему ЗШТ. Это подтверждается положительными корреляциями ГК₃ с потоком тепла в проливе Фрама ($R = 0,40$) и объясняет наличие более высоких положительных аномалий ТПО к западу от Шпицбергена в фазе активной конвекции по сравнению с отрицательной фазой ЭОФ₃. В отрицательную фазу третьей моды наблюдаются обратные процессы: подавление конвекции, ослабление меридионального транспорта тепла на север и преобладающий перенос атлантических вод в Баренцево море с Нордкапским течением.

Заключение

В работе исследована крупномасштабная изменчивость температуры поверхности океана в Северо-Европейском бассейне (Норвежское, Гренландское и Баренцево моря) за период 1950–2024 гг. на основе среднемесячных данных реанализа ERA5. Для выявления доминирующих пространственно-временных структур использовался метод разложения на эмпирические ортогональные функции.

Анализ позволил выделить три ведущие моды, суммарно объясняющие 55,8 % общей дисперсии поля температуры поверхности океана. Первая мода (25 % дисперсии) характеризуется дипольным пространственным распределением с противофазными аномалиями между восточной (положительные значения) и западной (отрицательные значения) частями бассейна. Вторая мода (16,4 % дисперсии) также имеет дипольную структуру, но ориентированную в широтном направлении и разделяющую регион на северную и южную части. Пространственная структура третьей моды (14,4 % дисперсии) отличается аномалией положительных значений, охватывающей западную и центральную акваторию, и двумя областями отрицательных значений на севере Баренцева и юго-востоке Норвежского морей.

Физическая интерпретация показала, что выделенные моды связаны с ключевыми климатическими процессами. Первая мода является индикатором интенсивности адвективного переноса атлантических вод на север и восток, отражая механизм атлантификации Баренцева моря. Ее изменчивость коррелирует с тепловыми потоками через пролив Фрама и индексом Арктического диполя. Вторая мода демонстрирует связь с низкочастотной изменчивостью интенсивности Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и модулирующим

влиянием Арктической осцилляции на теплообмен океан–атмосфера. Третья мода интерпретируется как индикатор интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море, что подтверждается ее корреляцией с температурой глубинных слоев и Североатлантическим колебанием.

Проведенное исследование подтверждает устойчивость выявленных крупномасштабных структур изменчивости температуры поверхности океана для Северо-Европейского бассейна. Пространственные распределения, соответствующие первой и второй моде, согласуются с ранее описанными в литературе механизмами атлантификации и влияния субполярного круговорота. Комплексный анализ всего бассейна с использованием современных данных высокого разрешения позволил количественно оценить вклад этих режимов в общую изменчивость ТПО и уточнить их связь с региональными и глобальными климатическими процессами.

Конфликт интересов. Конфликт интересов отсутствует.

Финансирование. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00221, <https://rscf.ru/project/24-27-00221/>.

Competing interests. No conflict of interests.

Funding. The study was supported by the Russian Science Foundation, grant No. 24-27-00221, <https://rscf.ru/project/24-27-00221/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ / REFERENCES

1. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Clim.* 2007;20:5473–5496. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1824.1>
2. Deser C., Alexander M.A., Xie S.P., Phillips A.S. Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annual review of marine science.* 2010;2(1):115–143. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>
3. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2021 — The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press; 2023. 2391 p. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
4. Carvalho K.S., Wang S. Sea surface temperature variability in the Arctic Ocean and its marginal seas in a changing climate: Patterns and mechanisms. *Global and Planetary Change.* 2020;193:103265. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103265>
5. Tsubouchi T., Våge K., Hansen B., Larsen K.M.H., Østerhus S., Johnson C., Jónsson S., Valdimarsson H. Increased ocean heat transport into the Nordic Seas and Arctic Ocean over the period 1993–2016. *Nature Climate Change.* 2021;11(1):21–26. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00941-3>
6. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature.* 2010;464(7293):1334–1337. <https://doi.org/10.1038/nature09051>
7. Dai A. Arctic amplification is the main cause of the Atlantic meridional overturning circulation weakening under large CO₂ increases. *Climate Dynamics.* 2022;58(11):3243–3259. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-06096-x>
8. Smedsrud L.H., Muilwijk M., Brakstad A., Madonna E., Lauvset S.K., Spensberger C., Born A., Eldevik T., Drange H., Jeansson E., Li C., Olsen A., Skagseth Ø., Slater D.A., Straneo F., Våge K., Arthun M. Nordic Seas heat loss, Atlantic inflow, and Arctic sea ice cover over the last century. *Reviews of Geophysics.* 2022;60(1):e2020RG000725. <https://doi.org/10.1029/2020RG000725>
9. Лис Н.А., Чернявская Е.А., Тимохов Л.А. Тренды температуры поверхности океана отдельных районов Баренцева моря в зимний сезон и механизмы их формирования. *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2024;70(3):276–294. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-276-294>

- Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Timokhov L.A. SST trends in certain areas of the Barents Sea in the winter season and mechanisms of their formation. *Arctic and Antarctic Research*. 2024;70(3):276–294. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-3-276-294>
10. Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R.B. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat. *Journal of Climate*. 2012;25(13):4736–4743. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00466.1>
 11. Asbjørnsen H., Årthun M., Skagseth Ø., Eldevik T. Mechanisms underlying recent Arctic atlantification. *Geophysical Research Letters*. 2020;47(15):e2020GL088036. <https://doi.org/10.1029/2020GL088036>
 12. Asbjørnsen H., Årthun M., Skagseth Ø., Eldevik T. Mechanisms of ocean heat anomalies in the Norwegian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019;124(4):2908–2923. <https://doi.org/10.1029/2018JC014649>
 13. Selyuzhenok V., Bashmachnikov I., Ricker R., Vesman A., Bobylev L. Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea. *The Cryosphere*. 2020;14(2):477–495. <https://doi.org/10.5194/tc-14-477-2020>
 14. Efstathiou E., Eldevik T., Årthun M., Lind S. Spatial patterns, mechanisms, and predictability of Barents Sea ice change. *Journal of Climate*. 2022;35(10):2961–2973. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0044.1>
 15. Volkov D.L., Schmid C., Chomiak L., Germaineaud C., Dong S., Goes M. Interannual to decadal sea level variability in the subpolar North Atlantic: the role of propagating signals. *Ocean science*. 2022;18(6):1741–1762. <https://doi.org/10.5194/os-18-1741-2022>
 16. Saes M.J., Gjelstrup C.V., Visser A.W., Stedmon C.A. Separating annual, interannual and regional change in sea surface temperature in the Northeastern Atlantic and Nordic seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2022;127(8):e2022JC018630. <https://doi.org/10.1029/2022JC018630>
 17. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Reviews of Geophysics*. 2013;51(3):415–449. <https://doi.org/10.1002/rog.20017>
 18. Hannachi A., Jolliffe I.T., Stephenson D.B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. *International journal of climatology*. 2007;27(9):1119–1152.
 19. ERA5 monthly mean Sea Surface Temperature (SST) data from 1940 to present. Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview> (accessed 31.03.2025).
 20. Yang C., Leonelli F.E., Marullo S., Artale V., Beggs H., Nardelli B.B., Chin T.M., De Toma V., Good S., Huang B., Merchant C.J., Sakurai T., Santoleri R., Vazquez-Cuervo J., Zhang H.-M., Pisano A. Sea Surface Temperature intercomparison in the framework of the Copernicus Climate Change Service (C3S). *Journal of Climate*. 2021;34(13):5257–5283. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0793.1>
 21. Mayer J., Haimberger L., Mayer M. A quantitative assessment of air-sea heat flux trends from ERA5 since 1950 in the North Atlantic basin. *Earth Syst. Dynam.* 2023;14:1085–1105.
 22. North G.R., Bell T.L., Cahalan R.F., Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly weather review*. 1982;110(7):699–706.
 23. ORAS5 global ocean reanalysis monthly data from 1958 to present. Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-oras5?tab=download> (accessed 30.10.2025).
 24. Фалеев В.И., Горшков С.Г. (ред.). *Атлас океанов: Северный Ледовитый океан*. Л.: Гл. упр. навигации и океанографии Мин. обороны СССР; 1980. 188 с.
 25. Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis (GLORYS2V4, ORAS5 и C-GLORSv7). Available at: <https://doi.org/10.48670/moi-00024> (accessed 08.08.2025).

26. Смирнов А.В., Иванов В.В., Соколов А.А. Сравнительный анализ процессов тепло-массо-переноса, рассчитанных по инструментальным измерениям и по продуктам океанского реанализа, в проливе Фрама. *Морской гидрофизический журнал*. 2024;40(3):402–425.
Smirnov A.V., Ivanov V.V., Sokolov A.A. Comparison analysis of heat and mass transport through Fram strait calculated using the mooring and Ocean reanalysis data. *Physical Oceanography*. 2024;31(3):354–386.
27. Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла атлантическими водами. *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2022;15(1):82–97. <https://doi.org/10.59887/fpg/1krp-xbuk-6grpz>
Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V., Smirnov A.V. Seasonal ice removal in the Barents Sea and its dependence on heat advection by Atlantic waters. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2022;15(1):82–97. (In Russ.). <https://doi.org/10.59887/fpg/1krp-xbuk-6grpz>
28. Monthly mean NAO index from January 1950 until present. Available at: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml> (accessed 31.03.2025).
29. ERA5 monthly mean data on single (SST) and pressure (SLP) levels from 1940 to present. Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/> (accessed 15.07.2025).
30. AO index, obtained by projecting the AO loading pattern to the daily anomaly 1000 millibar height field over 20° N–90° N latitude. Available at: <https://www.nci.noaa.gov/access/monitoring/ao/> (accessed 02.05.2024).
31. Ensemble Mean of Atlantic Meridional Overturning Circulation strength (maximum at 26.5N) from January 1993 to December 2023. Available at: https://data.marine.copernicus.eu/viewer/export?view=datasetServices&dataset=GLOBAL_OMI_NATLANTIC_amoc_max26N_timeseries (accessed 30.01.2026).
32. Korablev A., Smirnov A., Baranova O.K. Climatological Atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic (NCEI Accession 0118478). NOAA National Centers for Environmental Information. Dataset. 2014. Available at: <https://doi.org/10.7289/v54b2z78>. (accessed 27.07.2025).
33. Barton B.I., Lenn Y.D., Lique C. Observed Atlantification of the Barents Sea causes the Polar Front to limit the expansion of winter sea ice. *Journal of Physical Oceanography*. 2018;48(8):1849–1866.
34. Hátún H., Sandø A.B., Drange H., Hansen B., Valdimarsson H. Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation. *Science*. 2005;309(5742):1841–1844. <https://doi.org/10.1126/science.111477>
35. Дианский Н.А., Соломонова И.В., Гусев А.В. Прогностические оценки климатических изменений в Арктике на основе комбинированного сценария. *Российская Арктика*. 2018;4:24–33. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00003>
Diansky N.A., Solomonova I.V., Gusev A.V. Predictive estimates of climate changes in the Arctic based on the combined scenario. *Russian Arctic*. 2018;4:24–33. (In Russ.). <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00003>
36. Smeed D.A., Josey S.A., Beaulieu C., Johns W.E., Moat B.I., Frajka-Williams E., Rayner D., Meinen C.S., Baringer M.O., Bryden H.L., McCarthy G.D. The North Atlantic Ocean is in a state of reduced overturning. *Geophysical Research Letters*. 2018;45(3):1527–1533. <https://doi.org/10.1002/2017GL076350>
37. Oldenburg D., Armour K.C., Thompson L., Bitz C.M. Distinct mechanisms of Ocean heat transport into the Arctic under internal variability and climate change. *Geophysical Research Letters*. 2018;45(15):7692–7700. <https://doi.org/10.1029/2018GL078719>
38. Cayan D.R. Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperature. *Journal of Physical Oceanography*. 1992;22(8):859–881.
39. Visbeck M.H., Hurrell J.W., Polvani L., Cullen H.M. The North Atlantic Oscillation: past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2001;98(23):12876–12877. <https://doi.org/10.1073/pnas.23139159>
40. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J. The “great salinity anomaly” in the northern North Atlantic 1968–1982. *Progress in Oceanography*. 1988;20(2):103–151.