

ОКЕАНОЛОГИЯ OCEANOLOGY

Оригинальная статья / Original paper

<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-256-276>

УДК 551.467.3:551.326.1



Пространственно-временная изменчивость теплосодержания в Северо-Европейском бассейне по данным реанализа ORAS5

Н.А. Лис✉, Е.А. Чернявская, Н.В. Лебедев, Л.А. Тимохов

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

✉ nalis@aari.ru

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

Аннотация. Исследование посвящено анализу пространственно-временной изменчивости теплосодержания в Северо-Европейском бассейне (СЕБ) — Баренцевом, Гренландском и Норвежском морях — по данным реанализа ORAS5 за период 1982–2024 гг. Актуальность работы обусловлена усилением климатических изменений в Арктике, влияющих на термохалинную циркуляцию и ледовый режим. Целью является анализ межгодовых изменений теплосодержания морей СЕБ по данным реанализа ORAS5 за период 1982–2024 гг. с учетом сезонной динамики, выявление пространственных закономерностей в распределении трендов теплосодержания для различных слоев и исследование особенностей вертикального распределения теплосодержания в контексте современных климатических изменений. Используются методы линейной регрессии, критерий Стьюдента и вертикальное зонирование слоев (0–600 м). Результаты показали, что максимальные тренды теплосодержания наблюдаются зимой в зонах адвекции ($R^2 > 0,5$), летом преобладает влияние стратификации и турбулентности. Выявлено углубление изотерм после 2000-х гг. в проливе Фрама, котловинах Борей и Лофотенской, в районе хребта Мона.

Ключевые слова: Северо-Европейский бассейн, Гренландское море, Баренцево море, Норвежское море, теплосодержание, тренд, межгодовая изменчивость, сезонная динамика, ORAS5

Для цитирования: Лис Н.А., Чернявская Е.А., Лебедев Н.В., Тимохов Л.А. Пространственно-временная изменчивость теплосодержания в Северо-Европейском бассейне по данным реанализа ORAS5. *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2025;71(3):256–276. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-256-276>

Поступила 27.05.2025

После переработки 25.07.2025

Принята 21.08.2025

© Авторы, 2025

© Authors, 2025

Space-time variability of heat content in the North European Basin based on ORAS5 reanalysis

Natalia A. Lis✉, Ekaterina A. Cherniavskaia,
Nikolai V. Lebedev, Leonid A. Timokhov

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

✉nalis@aari.ru

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

Abstract. The study investigates the spatiotemporal variability of heat content in the North European Basin (NEB) — the Barents, Greenland, and Norwegian Seas. The research is based on the ORAS5 (Ocean ReAnalysis System 5) reanalysis data for the period 1982–2024. The climatic vulnerability of the region, driven by Arctic amplification and the intense advection of warm Atlantic waters, necessitates a detailed investigation of heat redistribution mechanisms. The aim of the work is to quantify interannual changes, taking into account seasonal dynamics, to identify spatial patterns in the distribution of heat content trends for different layers (0–200 m, 200–300 m, 300–400 m, 400–500 m and 500–600 m) and to study the vertical distribution of heat content during the period of modern climate change. The analysis employed methods of linear regression, the coefficient of determination (R^2) of the linear trend, and layer-wise averaging; the statistical significance of the trends identified was assessed using Student's t-test. The most pronounced positive heat content trends ($R^2 > 0.5$) are observed during the winter season in key advection zones of warm Atlantic waters: along the West Spitsbergen Current, over the Mohn Ridge, and within the Bear Island Trough. The Lofoten Basin stands out due to exceptionally high and persistent R^2 values (> 0.6 down to a depth of 600 m), explained by the dominant role of mesoscale eddies in deep heat penetration processes. The analysis revealed significant vertical transformations in the thermohaline structure of the NEB waters since the 2000s: in the Fram Strait, the 1.4 °C isotherm descended from ~400 m to ~650 m; in the Boreas Basin, the 0 °C isotherm descended from ~500 m to ~650 m; over the Mohn Ridge, the layer of water warmer than 2 °C thickened from ~200 m to ~300 m. Summer months show minimal R^2 values in the central basins, reflecting the strong influence of seasonal stratification and enhanced turbulent mixing processes. The combination of changes observed — weakening of vertical stratification, intensification of meridional heat transport, and the progressive deepening and eastward spread of Atlantic-origin warm waters — serves as a key indicator of the accelerating “Atlantification” process of the NEB, fundamentally altering the regional heat balance. The results obtained highlight the decisive role of complex bathymetry and sustained advection in shaping the spatial patterns of heat accumulation within the basin. The patterns identified are of significant importance for forecasting thermohaline circulation and the sea ice regime of the Arctic under climate change conditions.

Keywords: North European Basin, Greenland Sea, Barents Sea, Norwegian Sea, heat content, trend, interannual variability, seasonal dynamics, ORAS5

For citation: Lis N.A., Cherniavskaia E.A., Lebedev N.V., Timokhov L.A. Space-time variability of heat content in the North European Basin based on ORAS5 reanalysis. *Arctic and Antarctic Research*. 2025;71(3):256–276. (In Russ.). <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2025-71-3-256-276>

Received 27.05.2025

Revised 25.07.2025

Accepted 21.08.2025

Введение

Моря Северо-Европейского бассейна (СЕБ) — Баренцево, Гренландское и Норвежское — играют ключевую роль в глобальной климатической системе, являясь зоной интенсивного взаимодействия между теплыми атлантическими и холодными арктическими водами. По оценкам МГЭИК [1], аномалии температуры воздуха в Арктике в 2,5 раза превышают глобальные, что является характерным проявлением Арктического усиления [2, 3]. Это явление, выражающееся в опережающем повышении

температуры в Арктике по сравнению со среднемировым, делает регион особенно уязвимым к климатическим изменениям [4]. В условиях наблюдающегося потепления изучение межгодовой изменчивости теплосодержания этих морей приобретает особую актуальность, так как оно напрямую влияет на термохалинную циркуляцию, ледовый режим и экосистемы Арктики. Важнейшими процессами, определяющими это влияние, являются адвекция теплых вод, теплообмен на границе океан–атмосфера и мезомасштабная динамика. Прямые измерения трансграничных потоков тепла через Гренландско-Шетландский порог показали ключевую роль адвекции атлантических вод (АВ) в тепловом балансе региона [5]. Для Баренцева моря модельные оценки [6] продемонстрировали сравнимое влияние адвективного теплопереноса и локальных воздушно-морских потоков тепла на изменчивость климата. В Норвежском море мезомасштабные вихри были идентифицированы как существенный механизм, ответственный за потерю ~35 % тепла, переносимого Норвежским склоновым течением, за счет его перераспределения в центральные части бассейна [7]. Важным фактором, модифицирующим тепловой баланс СЕБ, является «атлантификация» — усиление влияния теплых и соленых АВ на арктические экосистемы и гидрологические условия [8]. Этот процесс сопровождается проникновением АВ в высокие широты, ослаблением стратификации и увеличением вертикального теплообмена, что способствует сокращению ледяного покрова и перестройке циркуляционных паттернов [9]. В частности, усиление меридионального атмосферного и океанического переноса тепла, являющееся одним из важных механизмов Арктического усиления [4, 10], приводит к усилению адвекции через пролив Фрама и Баренцево море, прогреву промежуточных слоев (200–600 м) и углублению изотерм [10, 11].

Ключевым механизмом, регулирующим этот меридиональный перенос тепла между широтами на десятилетних масштабах, является компенсация Бьеркнеса — взаимное замещение аномалий меридионального переноса тепла океаном и атмосферой при почти постоянном полном потоке [12, 13]. В СЕБ этот механизм проявляется пространственно неоднородно. В Норвежском море наблюдается классическая компенсация Бьеркнеса, при которой океан форсирует атмосферу (аномалии океанического переноса тепла опережают атмосферные на 1–3 года). Усиление адвекции теплых АВ приводит к уменьшению меридионального градиента температуры, снижению бароклинности атмосферы и, как следствие, ослаблению вихревого теплопереноса [12, 13]. В Баренцевом море, испытывающем значительное сокращение ледяного покрова и являющемся индикатором Арктического усиления [3, 9], действует иной режим взаимодействия. Здесь адвективные переносы тепла в океане и атмосфере не компенсируют, а действуют согласованно, усиливая общий эффект [14]. Усиление адвекции теплых АВ приводит к сокращению ледяного покрова, увеличению теплоотдачи океана в атмосферу и изменению вертикальной стратификации [15, 16]. Это, в свою очередь, способствует усилению циклонической завихренности атмосферы и конвергенции атмосферного теплопереноса над морем, создавая положительную обратную связь, ускоряющую региональное потепление [17].

Высокую чувствительность к изменениям меридионального переноса демонстрирует Норвежское море, через которое поступает основная масса АВ [7, 18]. До 70 % общего тепла поступает через Исландско-Шетландский порог [18]. Однако до 35 % этого тепла теряется из-за мезомасштабных вихрей, которые перераспределяют энергию в центральные части бассейна [7]. Дополнительным фактором изменчивости

являются полярные циклоны, частота которых возрастает в зимний сезон и влияет на теплообмен между океаном и атмосферой [17]. Гренландское море, напротив, характеризуется доминированием арктических вод и глубокой конвекцией, однако с 1980-х гг. здесь наблюдается переход от термобарической к термической конвекции, связанный с ослаблением стратификации [19]. Сокращение ледяного покрова после 2015 г. сопровождалось прогревом поверхностных вод на 0,19 °C за десятилетие, что усилило взаимодействие с АВ [20]. Ранние исследования продемонстрировали, что сезонная изменчивость теплосодержания в верхних слоях (0–500 м) минимальна, что позволяет рассматривать долгосрочные тренды как индикатор климатических трансформаций [21]. Особое значение имеет изучение теплосодержания в пределах различных глубин, поскольку каждый слой отражает уникальные динамические и термохалинные процессы. Как показано в работе [22], слои океана (0–700 м) демонстрируют колебания теплосодержания с периодом около 22 лет, причем эти колебания опережают изменения в более глубоких слоях (0–2000 м). Однако в условиях современного потепления усиливается роль нелинейных процессов, таких как мезомасштабные вихри и взаимодействие бароклинной/баротропной циркуляции, что свидетельствует о сложных механизмах передачи тепловых аномалий в вертикальном направлении и требует детального изучения вертикальной структуры теплосодержания для понимания климатических процессов в регионе [16].

Важным инструментом для их изучения являются данные реанализа, такие как ORAS5, обладающие высоким пространственно-временным разрешением и охватывающие период с 1982 по 2024 г. В отличие от локальных наблюдений, реанализы позволяют получить согласованные многолетние ряды данных по всему бассейну, что особенно важно для анализа сезонной и межгодовой изменчивости и выявления пространственных закономерностей.

Целью данной работы является анализ межгодовых изменений теплосодержания Баренцева, Гренландского и Норвежского морей по данным реанализа ORAS5 за период 1982–2024 гг. с учетом сезонной динамики, выявление пространственных закономерностей распределения трендов теплосодержания по различным слоям и исследование особенностей вертикального распределения теплосодержания в контексте современных климатических изменений.

Данные и методы

В работе использованы данные реанализа ORAS5 (Ocean Reanalysis System 5) [23], который предоставляет информацию о температуре и солёности воды на различных глубинах со среднемесячной дискретностью [24, 25]. В работе рассматривается период с 1982 по 2024 г. Данные представлены в узлах сетки размером $0,25 \times 0,25^\circ$.

Основная обработка данных выполнялась с использованием языка R в среде RStudio, что обеспечило гибкость и возможность применения различных статистических методов. Теплосодержание воды рассчитывалось по формуле [21]:

$$Q = \rho_{ref} \cdot C_p \int_0^D (T - T_{ref}) dz, \quad (1)$$

где Q — теплосодержание; ρ_{ref} — плотность воды (рассчитывается по температуре и солёности в слое с использованием функции gsw (*in-situ density*) по TEOS-10 и изменяется в диапазоне $\approx 1022\text{--}1028$ кг/м³); C_p — удельная теплоемкость воды (при-

[illegible]

Красными стрелками обозначены теплые течения, синими — холодные, зелеными — прибрежные. Глубины обозначены согласно цветовой шкале. Пунктирными линиями обозначены границы морей. ВАГ — Возвратное Атлантическое течение; ВГТ — Восточно-Гренландское течение; ВШТ — Восточно-Шпицбергенское течение; ЗПНЗТ — Западно-Приновоземельское течение; ЗШТ — Западно-Шпицбергенское течение; ЛВ — Лофотенский вихрь; МТ — Мурманское течение; НСТ — Норвежское склоновое течение; НТ — Нордкапское течение; НФТ — Норвежское фронтальное течение; ПНТ — Норвежское прибрежное течение; ПФ — пролив Фрама; СВ — Северная ветвь; ЦВ — Центральная ветвь; I — Гренландская котловина; II — котловина Борей; III — хребт Мона; IV — хребт Книповича; V — Медвежинский желоб; VI — Лофотенская котловина; VII — Норвежская котловина

Red arrows indicate warm currents, blue arrows — cold currents, and green arrows — coastal currents. Depths are shown according to the color scale. Dashed lines denote sea boundaries. BAT — Return Atlantic Current; BIT — East Greenland Current; BIIT — East Spitsbergen Current; 3ПНЗТ — West Novaya Zemlya Current; 3ИИТ — West Spitsbergen Current; JIB — Lofoten Vortex; MT — Murman Current; HCT — Norwegian Slope Current; HT — North Cape Current; HФТ — Norwegian Front Current; ПИТ — Norwegian Coastal Current; ПФ — Fram Strait; CB — Northern Branch; ЦБ — Central Branch; I — Greenland Basin; II — Boreas Basin; III — Mohn Ridge; IV — Knipovich Ridge; V — Bear Island Trough; VI — Lofoten Basin; VII — Norwegian Basin

с шагом 100 м в этих слоях важна для выявления вертикальной структуры прогрева, что служит индикатором «атлантификации», а также для точной оценки глубинной изменчивости трендов теплосодержания в тепловых резервуарах [7]. Дополнительно данные сгруппированы по сезонам: зимний (декабрь – апрель), весенний (май – июнь), летний (июль – сентябрь) и осенний (октябрь – ноябрь). Границы морей СЕБ и основные поверхностные течения представлены на рис. 1.

Для анализа долгопериодных изменений временных рядов использовался линейный тренд как основной показатель. Определение статистической достоверности результатов выполнялось стандартным методом проверки гипотез, использующим t -критерий Стьюдента при уровне значимости 0,05. Расчеты были выполнены для каждого узла сетки в рассматриваемых слоях. При анализе пространственного распределения тренда для оценки межгодовых изменений теплосодержания использовался коэффициент детерминации линейного тренда (R^2), а не абсолютная величина трендов. Такой выбор обусловлен необходимостью сравнения интенсивности изменений не только между сезонами, но и между слоями. Поскольку коэффициент R^2 является безразмерной величиной, это позволяет нивелировать влияние различий в абсолютных значениях теплосодержания, связанных с глубиной слоя. Это особенно важно для анализа многолетних трендов в условиях неоднородного распределения тепла по глубине и времени. R^2 отражает долю дисперсии, обусловленную линейным трендом, что делает его универсальным инструментом для оценки значимости изменений в разнородных условиях.

Результаты

Поверхностный слой 0–200 м

В пространственном распределении теплосодержания морей СЕБ в верхнем 200-метровом слое наблюдается значительная сезонная изменчивость (рис. 2).

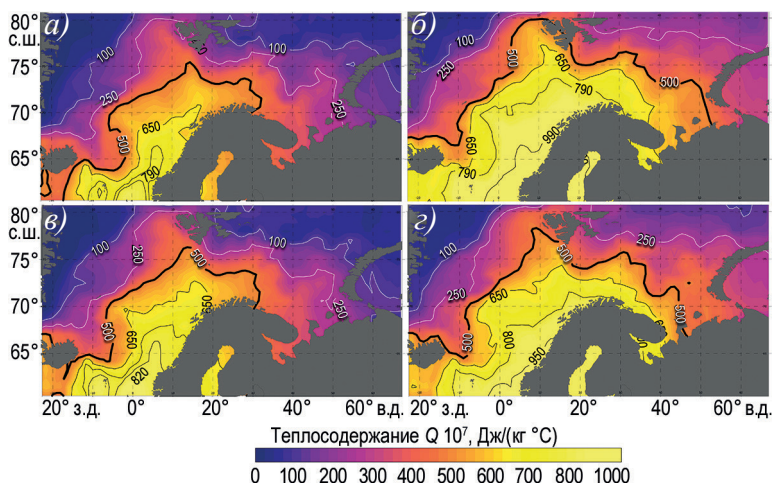


Рис. 2. Сезонная изменчивость теплосодержания $Q \times 10^7$ Дж/(кг·°C) в слое 0–200 м: а) зимний; б) летний; в) весенний; г) осенний сезоны

Fig. 2. Seasonal variability of heat content in the 0–200 m layer: (a) winter, (б) summer, (в) spring, (г) autumn

Максимальные значения Q ($950\text{--}1000 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)) устойчиво фиксируются во все сезоны в Фареро-Шетландском проливе и вдоль побережья Скандинавии. Это обусловлено адвекцией теплых вод Северо-Атлантического течения, трансформирующегося в ветви Норвежского. Напротив, в Гренландском море отмечены минимальные значения Q ($250\text{--}400 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)), что объясняется преобладающим влиянием холодных арктических водных масс и интенсивными процессами ледообмена с Арктическим бассейном.

В зимний сезон (см. рис. 2а) в Баренцевом море максимум Q ($> 500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)) смещается к юго-западным районам под влиянием Нордкапского течения, тогда как северные участки ($< 100 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)) остаются под воздействием арктических вод. При этом изолиния $500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C) достигает 75° с. ш. на границе Гренландского и Норвежского морей, что отражает ограниченное проникновение теплых вод в высокоширотные районы. В летний сезон (см. рис. 2б) отмечается значительное расширение зоны высоких значений теплосодержания во всех исследуемых районах. Так, в Норвежском море максимум достигает $> 990 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C), а изолиния $500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C) продвигается до 78° с. ш. в районе западного Шпицбергена. Весенний сезон (см. рис. 2в) демонстрирует начало прогрева в юго-западной части Баренцева моря ($500\text{--}600 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)), тогда как северные районы ($< 100 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C)) сохраняют зимние термические характеристики. Осеннее (см. рис. 2г) снижение

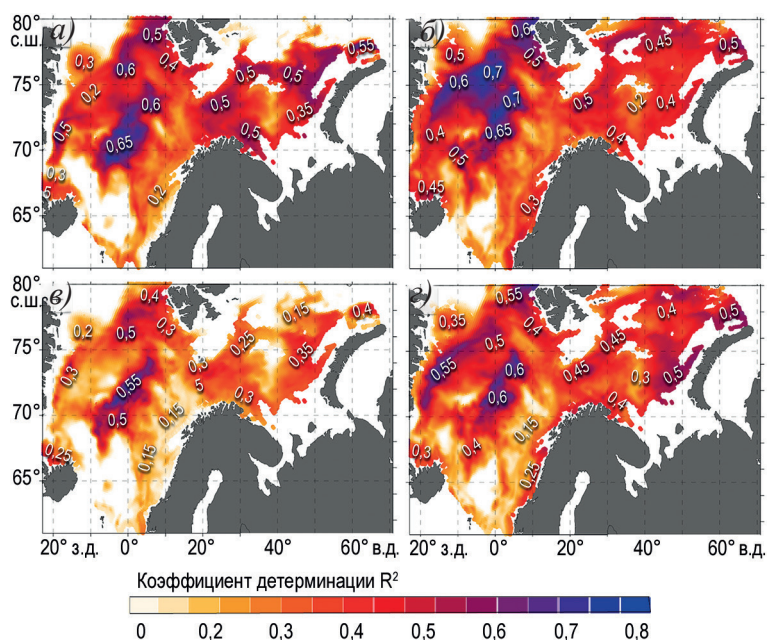


Рис. 3. Пространственное распределение коэффициента детерминации линейного тренда (R^2) теплосодержания в слое 0–200 м СЕБ за период 1982–2024 гг.: а) зимний, б) летний, в) весенний, г) осенний сезоны

Fig. 3. Spatial distribution of the coefficient of determination (R^2) for heat content trends in the 0–200 m layer: (a) winter, (b) summer, (v) spring, (z) autumn

теплосодержания в Баренцевом море (до $400\text{--}500 \cdot 10^7$ Дж/(кг $\cdot$ °C)) контрастирует с сохранением повышенных значений в Норвежском море (до $950 \cdot 10^7$ Дж/(кг $\cdot$ °C)).

Для анализа пространственно-временной изменчивости теплосодержания в СЕБ за период 1982–2024 гг. был применен метод линейной регрессии с последующей оценкой статистической значимости трендов с использованием критерия Стьюдента (уровень значимости $\alpha = 0,05$). Коэффициент детерминации R^2 , отражающий долю дисперсии, обусловленную линейным трендом, использовался для количественной оценки силы трендов. При этом все выявленные статистически значимые линейные тренды ($R^2 > 0,06$) оказались положительными. Результаты для верхнего 200-метрового слоя представлены на рис. 3, демонстрирующем пространственное распределение R^2 для каждого сезона.

В зимний сезон (см. рис. 3а) максимальные значения R^2 наблюдаются в областях адвекции тепла и вертикального перемешивания: на хребте Мона ($R^2 = 0,65$), в Медвежинском желобе ($R^2 = 0,5$) и у северной оконечности Новой Земли ($R^2 = 0,55$). При этом в Лофотенской ($R^2 = 0,35$) и Гренландской ($R^2 = 0,4$) котловинах отмечено снижение R^2 , а для Норвежской котловины характерны крайне низкие значения ($R^2 < 0,2$).

В летний сезон (см. рис. 3б) наблюдается общий рост значений коэффициента детерминации. В частности, в Гренландской котловине R^2 достигает 0,55, а на шельфе Гренландии севернее 75° с. ш. — 0,5. Максимальные значения ($R^2 = 0,7$) фиксируются на хребте Книповича и северо-западнее Шпицбергена ($R^2 = 0,6$). В северной части Норвежской котловины также отмечено повышение R^2 до 0,4, однако в ее центральной части по-прежнему сохраняются крайне низкие значения R^2 (≈ 0).

Весенний сезон (см. рис. 3в) характеризуется общим снижением R^2 (на 20–40 % относительно зимнего сезона). Минимальные значения R^2 наблюдаются в Норвежской ($R^2 < 0,2$) и Гренландской ($R^2 < 0,2$) котловинах, а также в прибрежном Норвежском течении ($R^2 < 0,15$). При этом на хребте Мона ($R^2 = 0,55$) и Книповича ($R^2 = 0,5$) отмечается сохранение умеренных значений.

В осенний сезон (см. рис. 3г) отмечается восстановление величины R^2 в ВГТ ($R^2 = 0,5$), в районе Адмиралтейского вала ($R^2 = 0,5$) и у северо-запада Шпицбергена ($R^2 = 0,55$). Высокие значения сохраняются в районах хребтов Мона ($R^2 = 0,6$) и Книповича ($R^2 = 0,6$), тогда как в Гренландской ($R^2 < 0,2$) и Норвежской котловинах ($R^2 < 0,2$) наблюдается снижение R^2 .

В целом анализ пространственного распределения коэффициента детерминации линейного тренда теплосодержания в слое 0–200 м СЕБ за период 1982–2024 гг. выявил выраженные сезонные различия. Наиболее высокие коэффициенты детерминации характерны для зон интенсивных течений, подводных хребтов и желобов. Тогда как в глубоководных котловинах (за исключением Лофотенской) и на шельфах преобладают низкие значения. Примечательно, что Лофотенская котловина является исключением, демонстрируя более высокие значения R^2 .

Промежуточный слой 200–600 м

Пространственное распределение коэффициентов детерминации линейного тренда теплосодержания в слоях 200–300 м, 300–400 м, 400–500 м и 500–600 м за период 1982–2024 гг. в зимний и летний сезоны представлено на рис. 4.

В зимний сезон в слое 200–300 м (см. рис. 4а) наиболее высокие значения коэффициента детерминации ($R^2 = 0,7\text{--}0,75$) отмечаются в Лофотенской котловине, а также в районе хребта Мона и Медвежинского желоба. Повышенные значения

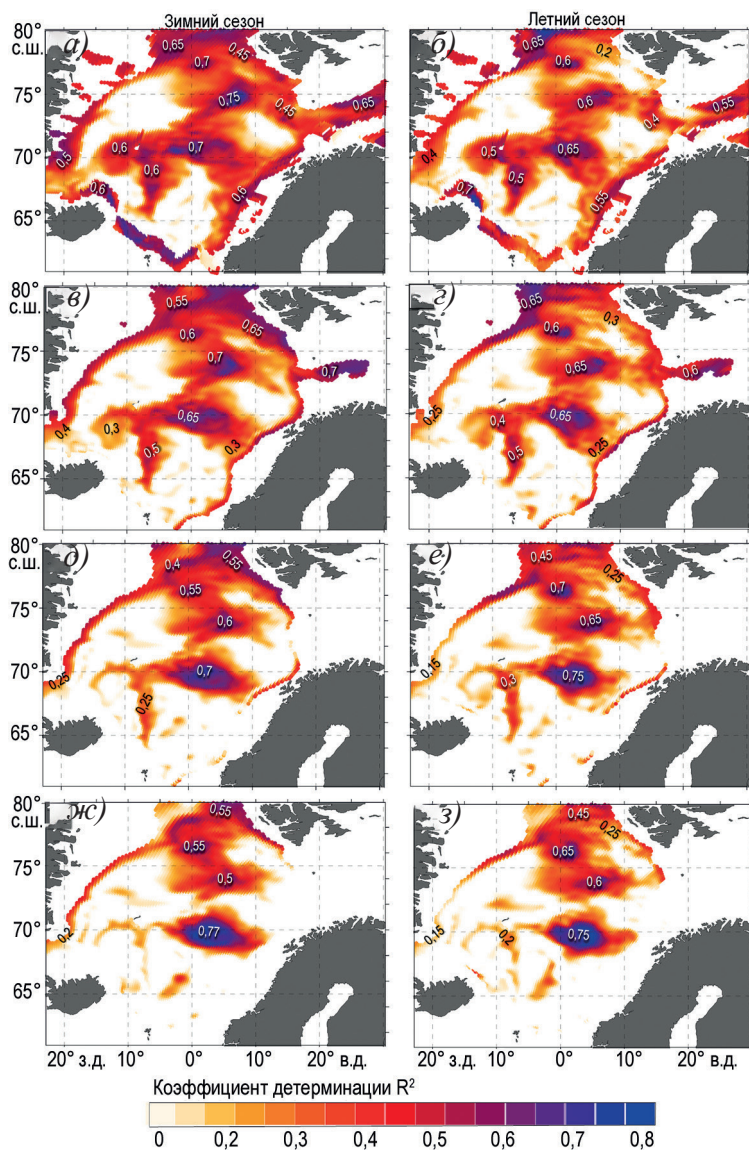


Рис. 4. Пространственное распределение коэффициента детерминации линейного тренда R^2 теплосодержания в Северо-Европейском бассейне за период 1982–2024 гг. в зимний и летний сезоны по слоям: а) и б) 200–300 м; в) и з) 300–400 м; д) и е) 400–500 м; ж) и з) 500–600 м

Fig. 4. Spatial distribution of determination coefficient R^2 for heat content linear trends in intermediate layers during winter and summer: а) & б) 200–300 m; в) & з) 300–400 m; д) & е) 400–500 m; ж) & з) 500–600 m

($R^2 = 0,5–0,65$) фиксируются также вдоль Западно-Шпицбергенского и Норвежского склоновых течений. В то же время в центральных частях Норвежской и Гренландской котловин, равно как и на шельфе Гренландии севернее 75° с. ш., значения R^2

не превышают 0,15, что свидетельствует о слабой связи долгосрочных изменений теплосодержания с линейным трендом.

В *летний сезон* (см. рис. 4б) в слое 200–300 м отмечается общее снижение уровня R^2 , особенно выраженное в районах фронтальных зон. Так, в Лофотенской котловине коэффициент уменьшается до 0,65, а вдоль Западно-Шпицбергенского течения — до 0,2. Однако, несмотря на это, в котловине Борей и северо-западнее Шпицбергена значения R^2 по-прежнему сохраняются высокими (0,6–0,65).

При переходе к более глубоким слоям (300–400 м) в *зимний сезон* (см. рис. 4в) высокие значения коэффициента детерминации продолжают наблюдаться в Лофотенской котловине ($R^2 = 0,65$) и вдоль хребта Мона ($R^2 = 0,7$). Вместе с тем в ВГТ коэффициент снижается до 0,4. Обратная тенденция прослеживается в Западно-Шпицбергенском течении и Медвежинском желобе, где вклад тренда увеличивается, достигая 0,65–0,7. В *летний сезон* (см. рис. 4г) на этой глубине фиксируется дальнейшее снижение R^2 во фронтальных зонах (например, вдоль хребта Книповича до 0,3).

В слоях 400–500 м (см. рис. 4д) и 500–600 м (см. рис. 4ж) в *зимний сезон* максимальные значения ($R^2 = 0,6–0,77$) преимущественно сосредоточены в Лофотенской котловине и вдоль Норвежского склонового течения.

В *летний сезон* (см. рис. 4е, з), хотя наблюдается общее снижение R^2 в большинстве регионов, в котловине Борей коэффициент возрастает до 0,7. В центральных котловинах и на шельфе Гренландии тренд практически отсутствует.

Пространственное распределение коэффициентов детерминации линейного тренда теплосодержания в слоях 200–300 м, 300–400 м, 400–500 м и 500–600 м за период 1982–2024 гг. в *весенний* и *осенний сезоны* представлено на рис. 5.

Весенний сезон демонстрирует промежуточное состояние между зимними и летними условиями, что отражается на общем снижении вклада линейного тренда в изменчивость теплосодержания.

В слое 200–300 м (см. рис. 5а) это проявляется по-разному в ключевых районах: в Лофотенской котловине коэффициент детерминации снижается до 0,55, а вдоль ВГТ R^2 падает еще значительно — до 0,3. Однако в котловине Борей и северо-западнее Шпицбергена сохраняются относительно высокие значения ($R^2 = 0,6$). На большей глубине, в слое 300–400 м (см. рис. 5в), весной в Лофотенской котловине вклад тренда, напротив, достигает 0,65, что близко к зимним показателям. При этом в Западно-Шпицбергенском течении коэффициент снижается до 0,4.

В *осенний сезон* (см. рис. 5г, 5е) наблюдается частичное восстановление высоких значений R^2 , особенно выраженное в слоях 300–400 м и 400–500 м. В Лофотенской котловине коэффициент детерминации возрастает до 0,6–0,75, а вдоль ВГТ в верхних слоях R^2 повышается до 0,5. Тем не менее в наиболее глубоких слоях (500–600 м) в осенний сезон отмечено снижение вклада тренда в районах хребтов Книповича и Мона (см. рис. 5з).

В целом пространственно-временное распределение коэффициента детерминации линейного тренда теплосодержания в СЕБ демонстрирует выраженную зависимость от сезонных циклов. Наибольший вклад тренда, как правило, наблюдается в *зимний сезон* в районах интенсивных фронтальных зон (Лофотенская котловина, хребет Мона) и вдоль теплых течений (Норвежское склоновое, Западно-Шпицбергенское). Глубинные слои (400–600 м) характеризуются устойчиво высокими значениями коэффициента детерминации в Лофотенской котловине и котловине Борей,

что указывает на устойчивые положительные тренды теплосодержания в этих слоях, особенно выраженные в Лофотенской котловине в диапазоне 300–600 м. Примечательно, что в осенний сезон в глубоководных районах (500–600 м) сохраняются высокие значения R^2 (0,5–0,7), подтверждая устойчивость тренда даже в этот период.

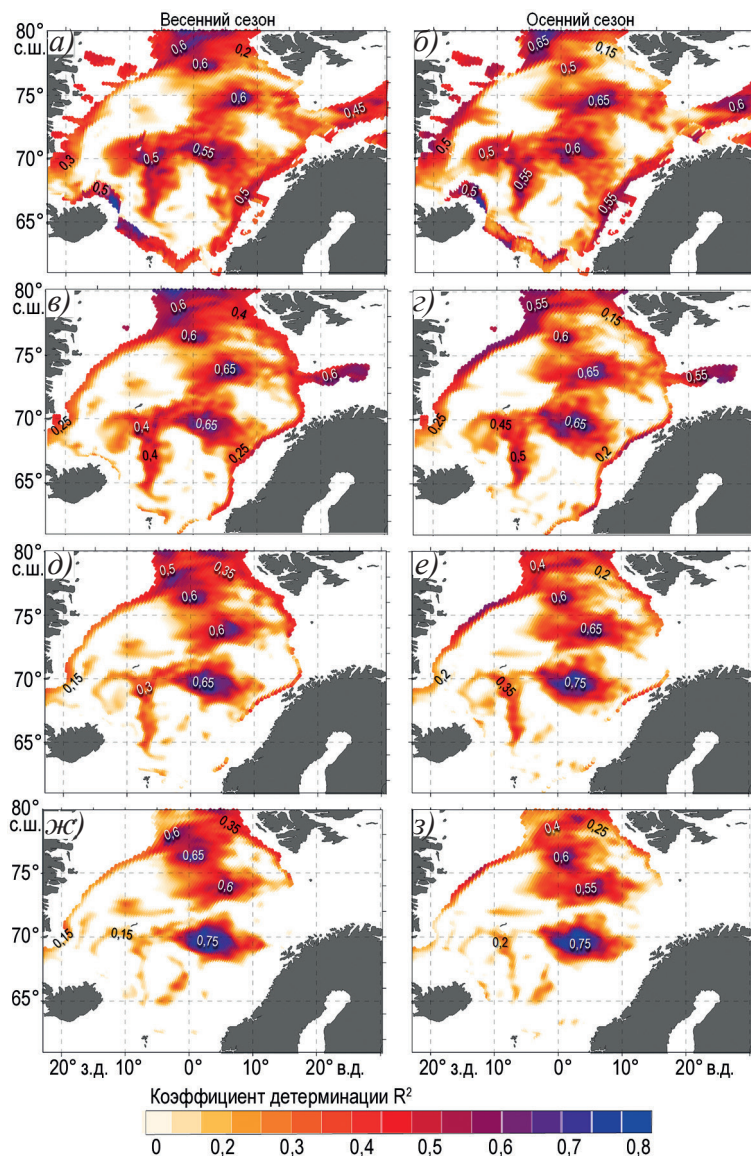


Рис. 5. Пространственное распределение коэффициента детерминации линейного тренда R^2 теплосодержания в Северо-Европейском бассейне за период 1982–2024 гг. в весенний и осенний сезоны по слоям: а) и б) 200–300 м; в) и з) 300–400 м; д) и е) 400–500 м; ж) и з) 500–600 м

Fig. 5. Spatial distribution of determination coefficient R^2 for heat content linear trends in intermediate layers during spring and autumn: а) & б) 200–300 m; в) & з) 300–400 m; д) & е) 400–500 m; ж) & з) 500–600 m

Трансформация вертикальной структуры вод

Для анализа вертикальной структуры вод на разрезах (рис. 6) использовалась температура, а не теплосодержание, поскольку она является локальной характеристикой, не зависящей от толщины слоя. Это позволило выявить существенные изменения термической структуры в районах наиболее высоких коэффициентов детерминации линейного тренда теплосодержания при сравнении периодов 1982–2000 и 2001–2024 гг. (рис. 7). Рубеж 2000–2001 гг. был выбран потому, что до него северная часть Баренцева моря характеризовалась относительно стабильным режимом с сильной стратификацией и отсутствием значимых трендов теплосодержания. После 2000-х импорт морского льда сократился на 60 %, что запустило процесс изменений, сопровождавшийся экспоненциальным ростом температуры [9]. Указанный период отражает переход между двумя различными режимами. Этот переход подтверждается изменениями вертикальной структуры вод (углубление изотерм, исчезновение арктического слоя) и согласуется с «атлантификацией» Арктики [9, 10].

Пролив Фрама (см. рис. 6, разрез I) демонстрирует выраженное увеличение температуры воды в слое до 600 м. Если в период 1982–2000 гг. (см. рис. 7а) изотерма 1,4 °C располагалась в слое 200–400 м в районе разделения Свальбардской ветви Западно-Шпицбергенского течения и ветви плато Ермак, то к 2001–2024 гг. (см. рис. 7б) она распространилась на поверхностные слои (4–8° в. д.) и углубилась до 650 м. Это привело к формированию вытянутого «языка» теплых вод, который пересекает практически всю глубоководную часть пролива. Температура в слое 200–600 м поднялась почти на 1 °C. Нулевая изотерма сместилась к западу (до 3,5° з. д.), а глубина ее залегания уменьшилась со 180 м до 100 м. Максимальные температуры выросли с 1,4 °C до 2 °C.

В *котловине Борея* (см. рис. 6, разрез II) зафиксировано значительное углубление теплых вод. Так, в период 1982–2000 гг. (см. рис. 7в) изотерма 1 °C ограничивалась верхними 50 м. Однако к 2001–2024 гг. (см. рис. 7г) восточная часть разреза прогрелась до 300 м, а нулевая изотерма опустилась с 500 до 650 м. Наблюдается рост температуры с 1,5 °C до 2,5 °C и расширение толщины теплого слоя.

Хребет Мона (см. рис. 6, разрез III) показал увеличение глубины проникновения теплых вод с 150 м до 300 м. В 1982–2000 гг. (см. рис. 7ж) изотерма 2 °C охватывала лишь верхние 100–200 м, тогда как к 2001–2024 гг. (см. рис. 7з) она достигла

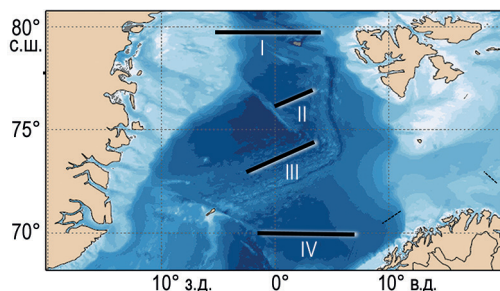


Рис. 6. Схематичное расположение разрезов: I разрез — пролив Фрама; II разрез — котловина Борея; III разрез — хребет Мона; IV разрез — Лофотенская котловина

Fig. 6. Schematic location of the sections: I section — Fram Strait; II section — Borea's basin; III section — Mohn Ridge; IV section — Lofoten Basin

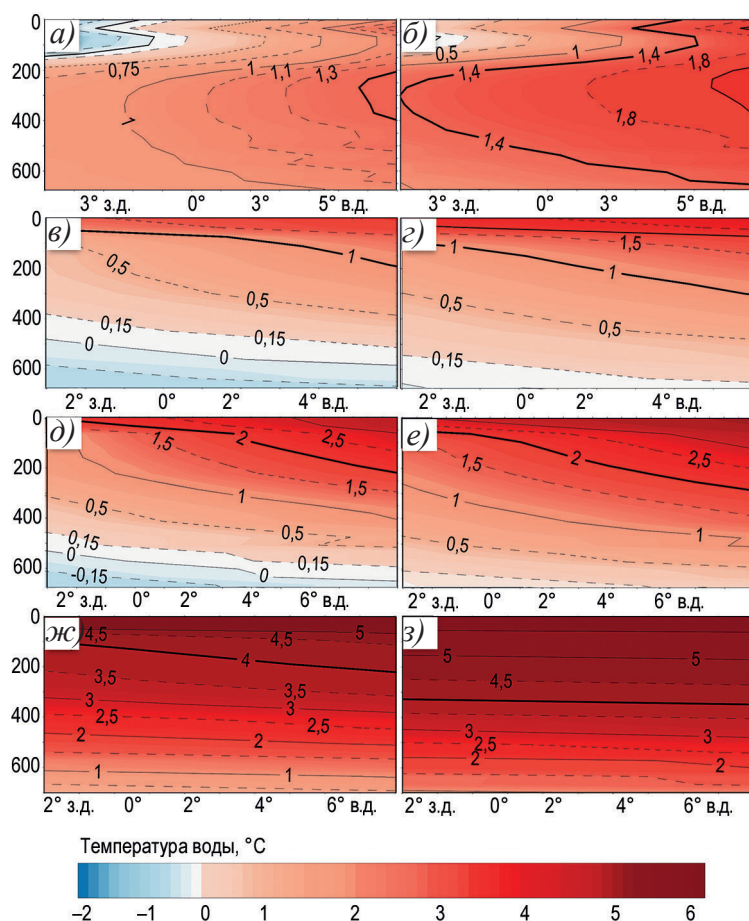


Рис. 7. Среднемноголетняя температура воды в слое 0–600 м на зональных разрезах за периоды: слева 1982–2000 гг.; справа 2001–2024 гг.: I разрез — пролив Фрама — а, б; II разрез — котловина Борей — в, г; III разрез — хребт Мона — д, е; IV разрез — Лофотенская котловина — ж, з
 Fig. 7. Mean vertical temperature profiles 0–600 m across key transects, left panels: 1982–2000; right panels: 2001–2024: (I) Fram Strait (а, б), (II) Boreas Basin (в, г), (III) Mohn Ridge (д, е), (IV) Lofoten Basin (ж, з)

300 м, а нулевая изотерма опустилась с 550 м до 650 м. Отмечен рост максимальных температур с 3 °C до 3,5 °C.

Наиболее выраженные изменения наблюдаются в *Лофотенской котловине* (см. рис. 6, разрез IV). В период 1982–2000 гг. (см. рис. 7ж) изотерма 4 °C располагалась на глубине 150–200 м, а к 2001–2024 гг. (см. рис. 7з) она углубилась до 300 м, при этом изотерма 2 °C достигла 600 м. Максимальные температуры выросли с 5 °C до 7 °C. В слое 400–600 м Лофотенской котловины за последние два десятилетия зафиксирован рост температуры воды ($\Delta T \approx 2$ °C).

Общей чертой всех разрезов является увеличение температуры и смещение изотерм на большие глубины после 2001 г.

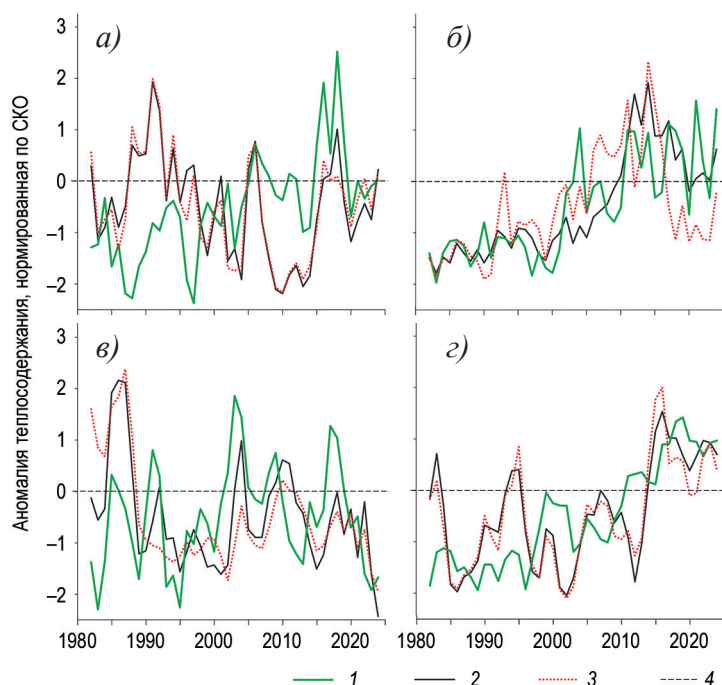


Рис. 8. Межгодовые изменения аномалий теплосодержания по слоям в: а) Гренландская котловина; б) пролив Фрама; в) Норвежская котловина; з) хребет Мона.

1 — слой 0–200 м, 2 — слой 300–400 м, 3 — слой 500–600 м, 4 — уровень нулевых аномалий

Fig. 8. Interannual changes in heat content anomalies by layers in: а) Greenland Basin; б) Fram Strait; в) Norwegian Basin; and з) Mona Ridge.

1 — 0–200 m layer; 2 — 300–400 m layer; 3 — 500–600 m layer; 4 — zero anomaly level

Для углубленного анализа межгодовых изменений теплосодержания океана по вертикальным слоям, а также особенностей формирования трендов и динамики аномалий теплосодержания (ΔQ) был проведен сфокусированный анализ в характерных районах исследования. Эти районы были выбраны на основе выраженности линейных трендов: устойчиво высокие, низкие (или статистически незначимые) и изменчивые в зависимости от глубины (рис. 8). Такой подход позволил выявить ключевые особенности формирования долгопериодных трендов и динамики ΔQ .

В Гренландской и Норвежской котловинах наблюдаются наименьшие долгопериодные изменения (см. рис. 3–5). В Гренландской котловине (см. рис. 8а) наблюдается выраженная пространственно-вертикальная дифференциация динамики ΔQ . Поверхностный слой (0–200 м) с конца 1990-х гг. характеризуется устойчивым ростом аномалий ΔQ . В контрасте с этим в более глубоких слоях (300–400 м и 500–600 м) в период с конца 1990-х до 2010 г. зафиксировано значительное снижение ΔQ , причем величины аномалий в этих двух слоях сопоставимы.

Пролив Фрама (см. рис. 8б) выделяется наиболее значительными различиями в изменениях ΔQ между слоями на фоне выраженного положительного линейного тренда. Интенсивное увеличение ΔQ , особенно заметное после 2000 г., сопровождалось возрастанием амплитуды межгодовых колебаний. Особое внимание привлекает

резкое снижение ΔQ в слое 500–600 м после 2015 г., при котором значения перешли через ноль в отрицательную область. Это снижение было более интенсивным по сравнению с вышележащим слоем 300–400 м. И происходило асинхронно с динамикой верхнего слоя (0–200 м), где в тот же период наблюдался рост ΔQ . Аномалии в верхних слоях при этом сохраняли положительные значения.

В Норвежской котловине (см. рис. 8б) динамика ΔQ характеризуется чередованием периодов уменьшения и увеличения, что исключает возможность выделения статистически значимого линейного тренда на большей части рассматриваемого периода. После 2010 г. значения ΔQ преимущественно отрицательны и демонстрируют тенденцию к снижению, хотя в верхнем слое (0–200 м) наблюдается кратковременный период резкого увеличения ΔQ в 2015–2018 гг.

Район хребта Мона (см. рис. 8г) отличается переходом отрицательных ΔQ в положительные после 2015 г., которые впоследствии стабилизировались, что контрастирует с другими исследуемыми областями. В верхнем слое (0–200 м) до 1996 г. значимый тренд отсутствовал, после чего началось его устойчивое увеличение. В слоях 300–400 м и 500–600 м рост ΔQ начался несколько позже — в начале 2000-х гг. Колебания с резкой сменой знака аномалий (переход через ноль) наблюдались исключительно в более глубоких слоях.

Сравнительный анализ всех районов показывает, что большая часть рассматриваемого периода характеризовалась преобладанием отрицательных значений ΔQ . Однако, начиная примерно с 2010 г., отмечается увеличение частоты возникновения положительных ΔQ и их доминирование над отрицательными во всех районах, за исключением Норвежской котловины.

Обсуждение

Полученные результаты демонстрируют выраженную пространственную неоднородность трендов теплосодержания в СЕБ, обусловленную региональной динамикой и батиметрией.

Устойчивые максимумы теплосодержания в верхнем 200-метровом слое Фареро-Шетландского пролива и вдоль побережья Скандинавии во все сезоны (см. рис. 2) обусловлены адвекцией теплых вод Северо-Атлантического течения, трансформирующегося в ветви Норвежского течения (см. рис. 1). В то же время минимальные значения теплосодержания в Гренландском море объясняются преобладающим влиянием холодных арктических водных масс и процессами ледообмена с Арктическим бассейном.

Пространственное распределение теплосодержания внутри морей также существенно зависит от региональной циркуляции. Например, в *зимний сезон* (см. рис. 2а) смещение максимума к юго-западным районам Баренцева моря обусловлено влиянием Нордкапского течения, тогда как северные участки остаются под воздействием холодных арктических вод. Наблюдаемое положение зимней изолинии $500 \cdot 10^7$ Дж/(кг $\cdot$ °C), достигающей лишь 75° с. ш., свидетельствует об ограниченном проникновении теплых вод в высокоширотные районы в этот сезон, при этом она может служить четким индикатором сезонных колебаний. В *летний сезон* (см. рис. 2б) значительное сезонное расширение зоны высоких значений указывает на усиление меридионального теплообмена [10]. Сезонная динамика теплосодержания характеризуется выраженной инерционностью. Повышенные значения в Норвежском море в *осенний сезон* объясняются аналогичной инерционностью летнего прогрева.

Лофотенская котловина выделяется наиболее устойчивыми положительными трендами теплосодержания вплоть до глубины 600 м (см. рис. 3–5). Это объясняется доминирующей ролью мезомасштабных вихрей, которые эффективно перераспределяют тепло из Норвежского склонового течения в центральные части котловины [7, 28]. Квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь и интенсивная генерация вихрей вдоль склона способствуют глубокому проникновению АВ, стабилизации температурного режима [7, 27] и кумулятивному накоплению тепла в промежуточных слоях [29]. Углубление изотерм после 2000-х гг. (см. рис. 7) напрямую связано с адвекцией тепла вихрями [10] и усилением циклонической циркуляции, способствующей вертикальному подъему АВ [28]. Топография *хребта Мона* направляет перемещение вихрей, модулируя адвекцию и снижая изменчивость [7]. Ослабление САК также смещает фронтальные зоны к котловине, усиливая адвекцию тепла [27].

В отличие от Лофотенской котловины, *Норвежская котловина* характеризуется низкой объясненной способностью линейных трендов (см. рис. 3–5) из-за доминирования нелинейных процессов. Это обусловлено застоем вод, интенсивной глубокой конвекцией [21], меандрированием Нордкапского течения [28] и усилением мезомасштабной турбулентности летом [27]. Застойные явления в сочетании с меандрированием фронтальных зон создают сложную гидродинамическую среду [27]. Весной дополнительную нелинейность вносит распреснение поверхностного слоя, ослабляющее вертикальный обмен [13]. Летом сезонное ослабление бароклинной неустойчивости из-за усиления стратификации снижает мезомасштабную активность [27]. Анализ ΔQ (рис. 8а) подтверждает сложную динамику: отсутствие значимого линейного тренда на большей части периода, чередование фаз увеличения и уменьшения ΔQ , а также преобладание отрицательных значений после 2010 г. (кроме кратковременного роста в слое 0–200 м в 2015–2018 гг.). Эта тенденция к снижению ΔQ в глубоких слоях, вероятно, связана с интенсификацией глубокой конвекции или изменением путей теплых вод/вихрей, обходящих котловину. Кратковременный поверхностный прогрев (2015–2018 гг.) может отражать аномальное атмосферное воздействие или временное усиление адвекции / вихревой активности, не затронувшее глубины из-за стратификации.

Параллельно наблюдаются контрастные закономерности в Гренландском море. Устойчивое прогревание в *котловине Борея* и над *хребтом Мона* (см. рис. 3–5) объясняется усилением Возвратного Атлантического течения [7, 30], а также интенсификацией мезомасштабных вихрей и циклонической циркуляции, способствующей вертикальному подъему АВ [28]. Ослабление САК усиливает адвекцию в этих районах [27]. Летом (см. рис. 3б) слабая стратификация и глубокая конвекция поддерживают высокий вклад тренда [21]. На *шельфе Гренландии* рост вклада тренда летом (см. рис. 3–5б) связан с активным поглощением тепла из атмосферы и устойчивым притоком теплых АВ [15]. В *Гренландской котловине* (см. рис. 8а) преобладает нелинейная динамика из-за слабой стратификации, благоприятствующей глубокой конвекции и вентиляции [21]. Что отчетливо проявляется в контрастной динамике ΔQ по слоям: устойчивый рост в верхнем слое (0–200 м) с конца 1990-х гг. на фоне значительного снижения ΔQ в слоях 300–400 м и 500–600 м в период примерно до 2010 г. Сопоставимые аномалии в этих двух глубоких слоях указывают на вовлечение в конвекцию значительных по толщине слоев, выносящих более холодные воды с глубины и/или способствующих эффективному выхолаживанию

промежуточных слоев за счет взаимодействия с холодной атмосферой. Изменчивость здесь определяется горизонтальными потоками, а не трендами, с минимальным влиянием мезомасштабных вихрей [7, 31]. Вдоль ВГТ устойчивый вынос холодных арктических вод и сезонная изменчивость ледяного покрова модулируют высокий R^2 зимой (см. рис. 3–5а) [7]. Однако замедление поверхностных скоростей ВГТ и потепление его верхних слоев указывают на усложнение динамики [20, 30].

Баренцево море демонстрирует выраженные тренды в зимний сезон в верхнем 200-метровом слое (см. рис. 3а). Устойчивый перенос тепла ветвями Норвежского и Западно-Приноземельского течений усиливается штормовой активностью и поллярными циклонами [17]. Динамика течений тесно связана с САК: его положительная фаза увеличивает перенос тепла через усиление западных ветров [6]. Адвективные переносы тепла в океане и атмосфере действуют согласованно, создавая положительную обратную связь: сокращение ледяного покрова усиливает теплоотдачу океана и циклоническую завихренность атмосферы [14, 17].

Особый интерес представляет *пролив Фрама*, где зафиксировано значительное углубление изотерм (см. рис. 7а, б). Эти изменения согласуются с сокращением ледяного покрова и усилением адвекции теплых АВ [8]. Ослабление вертикальной стратификации увеличивает вертикальное перемешивание [31], а формирование вытянутого «языка» теплых вод (см. рис. 7б) служит индикатором «атлантификации» региона [9]. Анализ ΔQ (рис. 8б) подтверждает общий положительный тренд и усиление амплитуды межгодовых колебаний после 2000 г., отражая интенсификацию адвекции АВ и связанную с «атлантификацией» изменчивость. Резкое снижение ΔQ в слое 500–600 м после 2015 г. (более интенсивное, чем в 300–400 м, и асинхронное с ростом в 0–200 м) может быть объяснено изменениями в вертикальной структуре адвекции (временное смещение АВ, усиление опускания более плотных вод) или активизацией вертикального перемешивания, выносящего тепло из глубинных слоев вверх на фоне ослабления стратификации.

Район *хребта Мона* (рис. 8г) демонстрирует отчетливый переход от отрицательных к устойчивым положительным ΔQ после 2015 г., что согласуется с усилением Возвратного Атлантического течения и мезомасштабной активности. Фазовый сдвиг (начало роста ΔQ в 0–200 м примерно с 1996 г., а в слоях 300–400 м и 500–600 м — с начала 2000-х) отражает вертикальное распространение тепла сверху вниз. Колебания с резкой сменой знака исключительно в глубоких слоях подчеркивают их большую инерционность и чувствительность к пульсациям адвекции тепла или эпизодам усиления вертикального выхолаживания.

Сезонные и вертикальные закономерности также играют ключевую роль. Зимой максимальная согласованность трендов наблюдается в зонах адвекции (*Западно-Шпицбергенское течение*, *хребет Мона*) из-за усиления ветрового воздействия, конвекции и мезомасштабной активности [11, 17]. Летом стратификация и ослабление бароклинной неустойчивости снижают R^2 , особенно в центральных котловинах [7, 27]. В верхних слоях (0–200 м) доминирует сезонное атмосферное воздействие, тогда как в глубинных слоях (400–600 м) устойчивые тренды в *Лофотенской котловине* и *котловине Борей* отражают долгосрочное накопление тепла мезомасштабными вихрями [29, 32]. Ослабление стратификации, усиление меридионального переноса тепла и сокращение ледяного покрова после 2000-х гг. согласуются с глобальными трендами, включая «атлантификацию» и положительную обратную связь «океан – лед – альбедо» [9, 33].

Заключение

Исследование теплосодержания СЕБ, выполненное на основе данных реанализа ORAS5 за период 1982–2024 гг., позволило проанализировать его пространственно-временную изменчивость. В результате представлены ключевые закономерности, связанные как с климатическими изменениями, так и с региональной динамикой. Впервые в данной работе была выполнена детальная послойная оценка долгопериодных изменений теплосодержания в верхнем 600-метровом слое СЕБ за период с 1982 по 2024 г. Это позволило выявить специфические вертикальные паттерны «атлантификации» и детализировать глубинную зависимость этих долгопериодных изменений теплосодержания.

Подтверждена неоднородность климатического отклика СЕБ, что обусловлено региональными особенностями циркуляции и батиметрией. Выявлено, что положение изолинии $500 \cdot 10^7$ Дж/(кг·°C) во все сезоны может служить индикатором сезонных колебаний.

Высокий вклад линейного тренда в районах с выраженным рельефом (хребты и котловины) ясно демонстрирует ключевую роль топографии в модуляции долгопериодных трендов теплосодержания. Наибольшие положительные тренды теплосодержания ($R^2 > 0,5$) выявлены зимой в зонах адвекции теплых атлантических вод: вдоль Западно-Шпицбергенского течения, над хребтом Мона и в Медвежинском желобе.

Лофотенская котловина демонстрирует устойчивые положительные тренды теплосодержания во всех рассматриваемых слоях ($R^2 > 0,6$) во все сезоны, что указывает на ее ключевую роль как долгосрочного резервуара тепла в СЕБ. После 2000 г. зафиксировано значительное углубление изотерм: в проливе Фрама изотерма $1,4^\circ\text{C}$ опустилась с 400 м до 650 м; в котловине Борей изотерма 0°C сместилась с 500 м до 650 м; над хребтом Мона слой воды теплее 2°C увеличился с 200 м до 300 м.

В зимний сезон пространственная согласованность трендов максимальна в зонах течений и хребтов. В летний сезон в глубоководных котловинах (Норвежская и Гренландская) преобладает слабая связь изменчивости с линейным трендом ($R^2 < 0,2$).

В слоях 400–600 м устойчивые положительные тренды сохраняются в Лофотенской котловине и котловине Борей даже осенью ($R^2 = 0,5\text{--}0,7$), что отражает долгосрочное накопление тепла в промежуточных слоях.

Сравнительный анализ динамики аномалий теплосодержания во всех исследованных районах выявил общую тенденцию: после 2010 г. наблюдается увеличение частоты и доминирование положительных аномалий теплосодержания над отрицательными. Исключение составила Норвежская котловина, где подобная закономерность не прослеживалась.

Полученные данные количественно подтверждают ускорение «атлантификации» СЕБ после 2001 г., проявляющееся в углублении изотерм и восточном распространении теплых вод.

Результаты подчеркивают критическую роль мезомасштабной динамики и сложной батиметрии в перераспределении тепла. Выявленные пространственно-временные паттерны служат основой для прогнозирования изменений термохалинной циркуляции, ледового режима Арктики и регионального климата в условиях продолжающегося изменения климата.

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. *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. Edited by H.O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press; 2019:755 p.
2. Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Glob. Planet. Change*. 2011;77:85–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>
3. Алексеев Г.В., Харланенкова Н.Е., Вязилова А.Е. Арктическое усиление: роль междуширотного обмена в атмосфере. *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2023;9(1):13–32. <https://doi.org/10.1134/S0001433823140025>
Alekseev G.V., Kharlanenkova N.E., Vyazilova A.E. Arctic amplification: The role of interlatitudinal exchange in the atmosphere. *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2023;59:S103–S110. <https://doi.org/10.1134/S0001433823140025>
4. Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P. The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020;13(3):3–19. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030016>
5. Østerhus S., Turrell W.R., Jónsson S., Hansen B. Measured volume, heat, and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean. *Geophysical Research Letters*. 2005;32(7):L07603. <https://doi.org/10.1029/2004GL022188>
6. Sando A.B., Nilsen J.E.Ø., Gao Y., Lohmann K. Importance of heat transport and local air-sea heat fluxes for Barents Sea climate variability. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014;119(3):1970–1987. <https://doi.org/10.1002/2013JC009699>
7. Bashmachnikov I.L., Raj R.P., Golubkin P., Kozlov I.E. Heat Transport by Mesoscale Eddies in the Norwegian and Greenland Seas. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;128:e2022JC018987. <https://doi.org/10.1029/2022JC018987>
8. Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Charette M., Cho K., Jung J., Kipp L., Muilwijk M., Whitmore L., Yang E.J., Yoo J. Atlantification advances into the Amerasian Basin of the Arctic Ocean. *Science Advances*. 2025;11(8):eadq7580. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adq7580>
9. Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import. *Nature Climate Change*. 2018;8(7):634–639. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0205-y>
10. Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin—a sub-Arctic hot spot of ocean variability. *Geophysical Research Letters*. 2013;40(4):738–743. <https://doi.org/10.1002/grl.50126>
11. Polyakov I.V., Ingvaldsen R.B., Pnyushkov A.V., Bhatt U.S., Francis J.A., Janout M., Kwok R., Skagseth Ø. Fluctuating Atlantic inflows modulate Arctic atlantification. *Science*. 2023;381(6661):972–979. <https://doi.org/10.1126/science.adh5158>
12. van der Swaluw E., Drijfhout S.S., Hazeleger W. Bjerknes compensation at high northern latitudes: The ocean forcing the atmosphere. *Journal of Climate*. 2007;20(24):6023–6032. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1562.1>
13. Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P. Bjerknes compensation mechanism as a possible trigger of the low-frequency variability of Arctic amplification. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2022; 22(6):1–21. <https://doi.org/10.2205/2022ES000820>

14. 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(2):1–11. <https://doi.org/10.2205/2025ES000967>
15. Лебедев К.В., Попов А.П., Филюшкин Б.Н. Использование наблюдений Арго для исследования межгодовой изменчивости теплообмена полярных морей с атмосферой, Атлантическим и Северным Ледовитым океанами и интенсивности ледообразования. *Океанологические исследования*. 2024;52(4):128–146. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).8](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).8)
 Lebedev K.V., Popov A.P., Filushkin B.N. Using Argo observations to study interannual variability of heat exchange in polar seas with the atmosphere, Atlantic and Arctic Oceans and ice formation intensity. *Oceanological Research*. 2024;52(4):128–146. (In Russ.). [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).8](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).8)
16. Iakovleva D.A., Bashmachnikov I.L., Diansky N.A. Coherence of deep convection in the Irminger Sea with oceanic heat advection. *Oceanology*. 2023;63(Suppl. 1):S1–S10. <https://doi.org/10.1134/S0001437023070214>
17. Смирнова Ю.Е., Заболотских Е.В., Бобылев Л.П., Шапрон Б. Статистические характеристики полярных циклонов в морях Северо-Европейского бассейна по данным спутниковых микроволновых радиометров. *Исследование Земли из космоса*. 2016;(3):27–36. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090255>
 Smirnova Yu.E., Zabolotskikh E.V., Bobylev L.P., Chapron B. Statistical characteristics of polar cyclones in the seas of the North European Basin according to satellite microwave radiometers. *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016;52:1128–31136. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090255>
18. Beszczynska-Möller A., Woodgate R.A., Lee C., Melling H., Karcher M. A synthesis of exchanges through the main oceanic gateways to the Arctic Ocean. *Oceanography*. 2012;25(3):82–99. <http://www.jstor.org/stable/24861302>
19. Strehl C., Fer I., Koszalka I.M. Observed changes in the Greenland Sea deep-water convection. *Nature Communications*. 2024;15(1):1–12. <https://doi.org/10.1038/s41467-024-45670-9>
20. de Steur L., Hansen E., Gerland S., Lind S., Eldevik T. Upper Ocean warming and sea ice reduction in the East Greenland Current from 2003 to 2019. *Communications Earth & Environment*. 2023;4(1):261. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00913-3>
21. Björk G., Gustafsson B.G., Stigebrandt A. Upper layer circulation of the Nordic seas as inferred from the spatial distribution of heat and freshwater content and potential energy. *Polar Research*. 2001;20(2):161–168. <https://doi.org/10.3402/polar.v20i2.6513>
22. Вакуленко Н.В., Сонечкин Д.М. Дирижеры изменений теплосодержания слоев океана Северной Атлантики. *Океанология*. 2020;60(1):5–13. <https://doi.org/10.31857/S0030157420010232>
 Vakulenko N.V., Sonechkin D.M. Conductors of heat content changes in the North Atlantic Ocean layers. *Oceanology*. 2020;60(1):5–13. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0030157420010232>
23. Copernicus Climate Change Service, *Climate Data Store, (2021): ORAS5 global ocean reanalysis monthly data from 1958 to present*. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.67e8eeb7> (accession date 10.04.2025)
24. Zuo H., Balmaseda M. A., Mogensen K., Tietsche S. *OCEAN5: the ECMWF ocean reanalysis system and its real-time analysis component*. Reading, UK: ECMWE; 2018. 44 p. <https://doi.org/10.21957/la2v0442>
25. Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M. The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment. *Ocean science*. 2019;15(3):779–808. <https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019>

26. 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-6gpz>
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-6gpz>
27. Ахтямова А.Ф., Травкин В.С. Исследование фронтальных зон Норвежского моря. *Морской гидрофизический журнал*. 2023;39(1):67–83. <https://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-1-67-83>
Akhtyamova A.F., Travkin V.S. Investigation of frontal zones in the Norwegian Sea. *Physical Oceanography*. 2023;30(1):62–77. <https://doi.org/10.29039/1573-160X-2023-1-62-77>
28. Volkov D.L., Kubryakov A.A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2015;105:142–157. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001>
29. Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P. Evaluation of heat and salt transports by mesoscale eddies in the Lofoten Basin. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020;20(6):6. <https://doi.org/10.2205/2020ES000720>
30. Abot L., Provost C., Poli L. Recent convection decline in the Greenland Sea: Insights from the Mercator ocean system over 2008–2020. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;128(6):e2022JC019320. <https://doi.org/10.1029/2022JC019320>
31. Latarius K., Quadfasel D. Seasonal to inter-annual variability of temperature and salinity in the Greenland Sea Gyre: heat and freshwater budgets. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2010;62(4):497–515. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00453.x>
32. Башмачников И.Л., Федоров А.М., Весман А.В., Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Духовской Д.С. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018;15(7):184–194. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>
Bashmachnikov I.L., Fedorov A.M., Vesman A.V., Belonenko T.V., Koldunov A.V., Duhovskoy D.S. Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 1: localization of the deep convection sites. *Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space*. 2018;15(7):184–194. (In Russ.). <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>
33. Иванов В.В. Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова. *Гидрометеорология и экология*. 2021;(64):407–434. <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-407-434>
Ivanov V.V. Contemporary changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean associated with a decrease in sea ice cover. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology*. 2021;64:407–434. (In Russ.). <https://doi.org/10.33933/2713-3001-2021-64-407-434>