

Механизмы формирования плотностных инверсий в районах регулярного развития глубокой конвекции в Гренландском море*

А. С. Каледина, И. Л. Башмачников

Санкт-Петербургский государственный университет,
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9
Научный фонд «Международный центр по окружающей среде
и дистанционному зондированию им. Нансена»,
Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, 14-я линия, В. О., 7

Для цитирования: Каледина, А. С., Башмачников, И. Л. (2023). Механизмы формирования плотностных инверсий в районах регулярного развития глубокой конвекции в Гренландском море. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 68 (4), 733–748. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.407>

По данным контактных измерений авторами были выделены плотностные инверсии в Гренландском море, которые предшествуют развитию глубокой конвекции. Были рассмотрены механизмы их формирования, для чего привлекались данные океанического реанализа GLORYS12V1 и атмосферного реанализа ERA5. В частности, выявлены поверхностные затоки теплых Атлантических вод и холодных вод Восточно-Гренландского течения, определена роль теплоотдачи из океана в атмосферу и пресного баланса поверхности моря за два периода: 1990-е годы (1993, 1994 и 1998 гг.) и 2010-е годы (2008, 2011 и 2013 гг.). Были выделены следующие основные механизмы образования плотностных инверсий: теплоотдача из океана в атмосферу, затоки поверхностных вод, положительные разности «испарение — осадки». Формирование плотностных инверсий может определяться также сочетанием вышеперечисленных механизмов. Потоки тепла из океана в атмосферу являются основным источником возникновения инверсий и наблюдаются для 93 % всех профилей с инверсиями (процент от количества за оба периода анализа). В 1990-е годы вторым по значимости фактором были затоки поверхностных вод, а третьим — разность «испарение — осадки». В 2010-е годы два последних фактора поменялись местами и большую роль стало играть доминирование испарения над осадками. Увеличение вклада данного фактора происходит совместно с ростом количества солёностных инверсий в 2010-х годах по сравнению с 1990-ми и связано с изменчивостью доминирующих ветров в этом регионе. Полученные результаты служат базой для выявления ведущих факторов межгодовой изменчивости глубокой конвекции в Гренландском море.

Ключевые слова: Гренландское море, глубокая конвекция, плотностные инверсии, потенциальная неустойчивость.

* Авторы благодарят проект Министерства науки и высшего образования РФ № 13.2251.21.0006 (идентификатор RF-225121X0006, соглашение № 075-10-2021-104 в информационной системе «Электронный бюджет» РФ).

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2024

1. Введение

Гренландское море представляет собой один из основных районов развития глубокой конвекции и формирования глубинных вод в Северо-Европейском бассейне. Конвекция в Гренландском море наблюдалась в центральной части Гренландской котловины (Алексеев и др., 1989; Marshall and Schot, 1999) и в котловине Борея (Johannessen et al., 2005) (рис. 1). В последние годы также была выделена область глубокой конвекции в юго-восточной области Гренландской котловины (Башмачников и др., 2018) (рис. 1). В свою очередь, являясь частью Глобального океанического конвейера (Broecker, 1991) и, в частности, его атлантической ячейки (Атлантической меридиональной океанической циркуляции — АМОЦ), глубокая конвекция вносит существенный вклад в формирование изменчивости климата Северной Атлантики и Арктического бассейна (Latif et al., 2006; Алексеев и др., 2017). Изменение интенсивности конвекции в Гренландском море может ослабить АМОЦ, что приведет к изменениям в климатической системе высоких широт Северного полушария (Moore et al., 2015).

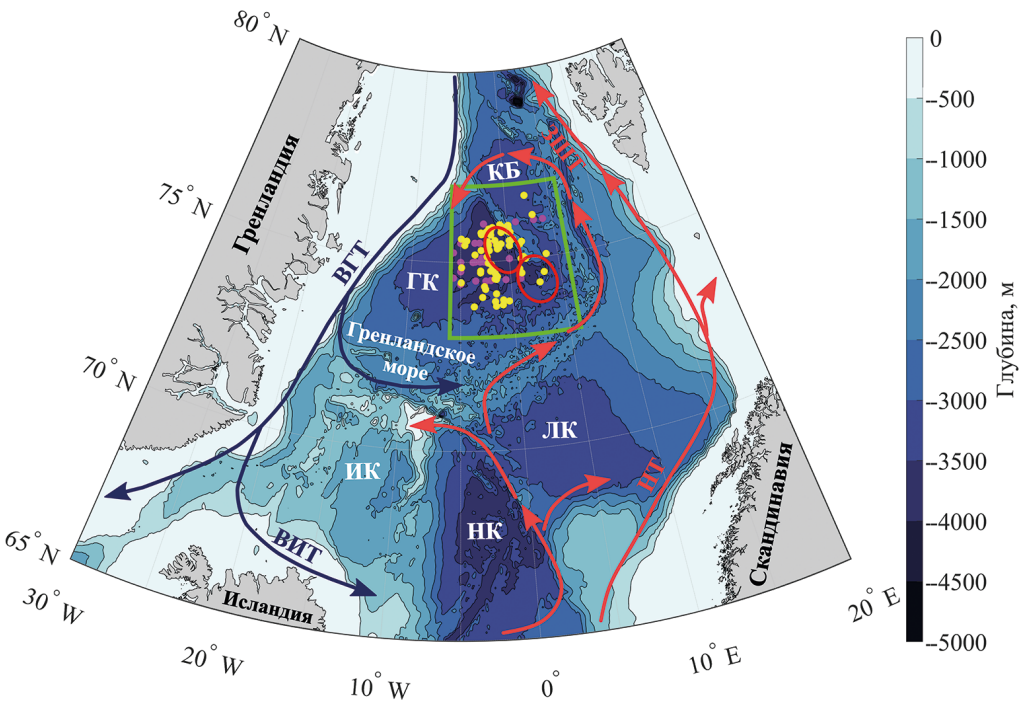


Рис. 1. Карта глубин (м, цветом) и схема основных течений Северо-Европейского бассейна. Зеленой трапецией обозначен район исследования; красными овалами — области наиболее частого развития глубокой конвекции в Гренландском море; розовыми точками — профили с инверсиями в 1990-х годах; желтыми — профили с инверсиями в 2010-х годах. Красными стрелками обозначены теплые течения: НТ — Норвежское течение, ЗШТ — Западно-Шпицбергенское течение; синими стрелками обозначены холодные течения: ВИТ — Восточно-Гренландское течение, ВИТ — Восточно-Исландское течение. Обозначены котловины: КБ — котловина Борея, ГК — Гренландская котловина, ИК — Исландская котловина, НК — Норвежская котловина, ЛК — Лофотенская котловина

Как правило, интенсивность глубокой конвекции определяется через расчет максимальной глубины перемешанного слоя (Федоров и др., 2018; Башмачников и др., 2018; Fedorov and Bashmachnikov, 2020). Существует несколько способов расчета максимальной глубины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), наиболее точным показал себя метод Духовского, который впервые применялся в работах (Федоров и др., 2018; Башмачников и др., 2018; Fedorov and Bashmachnikov, 2020). Этот метод более точно выделяет нижнюю границу перемешанного слоя по изменению дисперсии плотности в выбранном скользящем окне глубин по сравнению с общепринятыми методами Кара (Kara et al., 2003) и Монтегута (de Boyer Montegut et al., 2004).

Возникновение гравитационной неустойчивости и последующее перемешивание верхнего слоя моря может являться следствием сочетания различных гидрометеорологических факторов. Выделяют следующие группы факторов: поток тепла и пресной воды из океана в атмосферу (Moore et al., 2015; Yang et al., 2016), океаническая адвекция тепла и соли (Chu, 1991; Brakstad et al., 2019; Bashmachnikov et al., 2021), интенсивность циклонической циркуляции (Clarke and Gascard, 1983), ледообразование (Mysak et al., 1990; Moore et al., 2015; Våge et al., 2018). Система средних циклонических течений способствует поднятию пикноклина к поверхности в центральной части круговорота, что уменьшает интегральный запас плавучести верхней части колонки воды и способствует ее более быстрому вертикальному перемешиванию в период зимнего выхолаживания по сравнению с водами на периферии круговорота. Какие из вышеперечисленных механизмов вносят основной вклад в наблюдаемую долгопериодную изменчивость интенсивности глубокой конвекции в Гренландском море, остается предметом дискуссий (Bashmachnikov et al., 2021).

В данной работе исследуются механизмы формирования плотностных инверсий в поверхностном слое Гренландского моря как процессов, предшествующих конвективному перемешиванию. Подобный анализ позволяет выбрать наиболее правдоподобные гипотезы основных причин развития и межгодовой изменчивости глубокой конвекции в этом регионе.

2. Данные и методы

Для выявления инверсий в поверхностном слое океана авторами использовались вертикальные профили температуры и солености воды *in situ* массива EN.4.2.1 базы данных Met Office Hadley Centre¹. Указанный массив включает в себя натурные данные профилирующих буев и экспедиционные наблюдения различных проектов и баз данных, прошедшие строгий контроль качества, где исключены повторяющиеся измерения. Плотностные инверсии по данным контактных измерений определялись методом, описанным в работе Калединой и Башмачникова (Каледина и Башмачников, 2023). Этот метод состоит в поиске профилей потенциальной плотности верхнего слоя океана, где разность значений плотности на поверхности моря и на глубине минимальной плотности превосходит заданное пороговое значение 0.001 кг/м³. Анализировались только профили поверхностного слоя океана

¹ Доступно на: <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/index.html> [Дата доступа 10.10.2021].

с вертикальной мощностью слоя инверсии не менее 150 м. Такие крупные инверсии нельзя объяснить наличием шума в натуральных данных, что повышает надежность исходного массива данных для последующей оценки формирующих инверсии механизмов.

На основе результатов анализа характеристик плотностных инверсий (Каледина и Башмачников, 2023) из 369 профилей для холодного сезона (ноябрь — апрель 1993–2019 гг.) для дальнейшего изучения механизмов образования инверсий были выбраны два периода 1990-е годы (1993, 1994 и 1998 гг.), когда наблюдались наибольшие значения вертикального скачка плотности в инверсиях, и 2010-е годы (2008, 2011 и 2013 гг.), когда наблюдалась наибольшая вертикальная мощность слоев, где фиксировались инверсии. В итоге было выбрано 103 профиля с плотностными инверсиями: 34 профиля в 1990-е годы и 69 профилей в 2010-е годы.

Под поверхностным затоком атлантических вод понимается проникновение более теплых и соленых вод западной ветви Норвежского течения в центральные части Гренландского моря. Такие затоки выявлялись по полям температуры воды, солёности и скоростей течений верхнего 10-метрового слоя в ежесуточных данных вихререзающего океанического реанализа GLORYS12V1². Данный реанализ предоставляется Европейской службой мониторинга океана *Copernicus* (CMEMS) и основан на океанической модели NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean). GLORYS12V1 имеет пространственное разрешение горизонтальной сетки $0.083^\circ \times 0.083^\circ$ на 50 вертикальных уровнях. Модель ассимилирует данные альтиметрии, спутниковой температуры поверхности моря, концентрации морского льда, а также всех имеющихся вертикальных *in situ* профилей температуры и солёности, в том числе и анализируемых данных массива EN.4.2.1. В самом реанализе GLORYS12V1 инверсии отсутствуют, поскольку, как и во всех гидростатических моделях, гравитационные инверсии здесь искусственно вертикально перемешиваются уже на шаге их возникновения. В качестве атмосферного форсинга модели используются атмосферные реанализы ERA-Interim и ERA5. Оба реанализа формируются Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) и ассимилируют различные наблюдения, как в верхних слоях атмосферы, так и у поверхности Земли. ERA5 является атмосферным реанализом пятого поколения глобального климата и погоды с пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Затоки в районах наблюдения плотностных инверсий, полученных по натурным данным, выделялись визуально по полям скорости течения, температуры воды и солёности (рис. 2). Для выявления затоков было достаточно рассмотреть область в пределах 100 км ($\pm 1^\circ$ широты и $\pm 4^\circ$ долготы) вокруг местоположения инверсии. Потенциальное влияние затока на вертикальную изменчивость термохалинных характеристик определялось путем оценки знака и величин вертикальной изменчивости температуры и солёности в верхнем 10-м слое и на глубине минимальной плотности в профиле инверсии. Для выявления относительного вклада вертикальной изменчивости температуры и солёности в вертикальной изменчивости плотности в области инверсии вертикальные разности значений температуры домножались на коэффициент термического расширения α , а солёности — на

² Доступно на: <https://doi.org/10.48670/moi-00021> [Дата доступа 19.07.2021].

³ Доступно на: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5> [Дата доступа 05.11.2021].

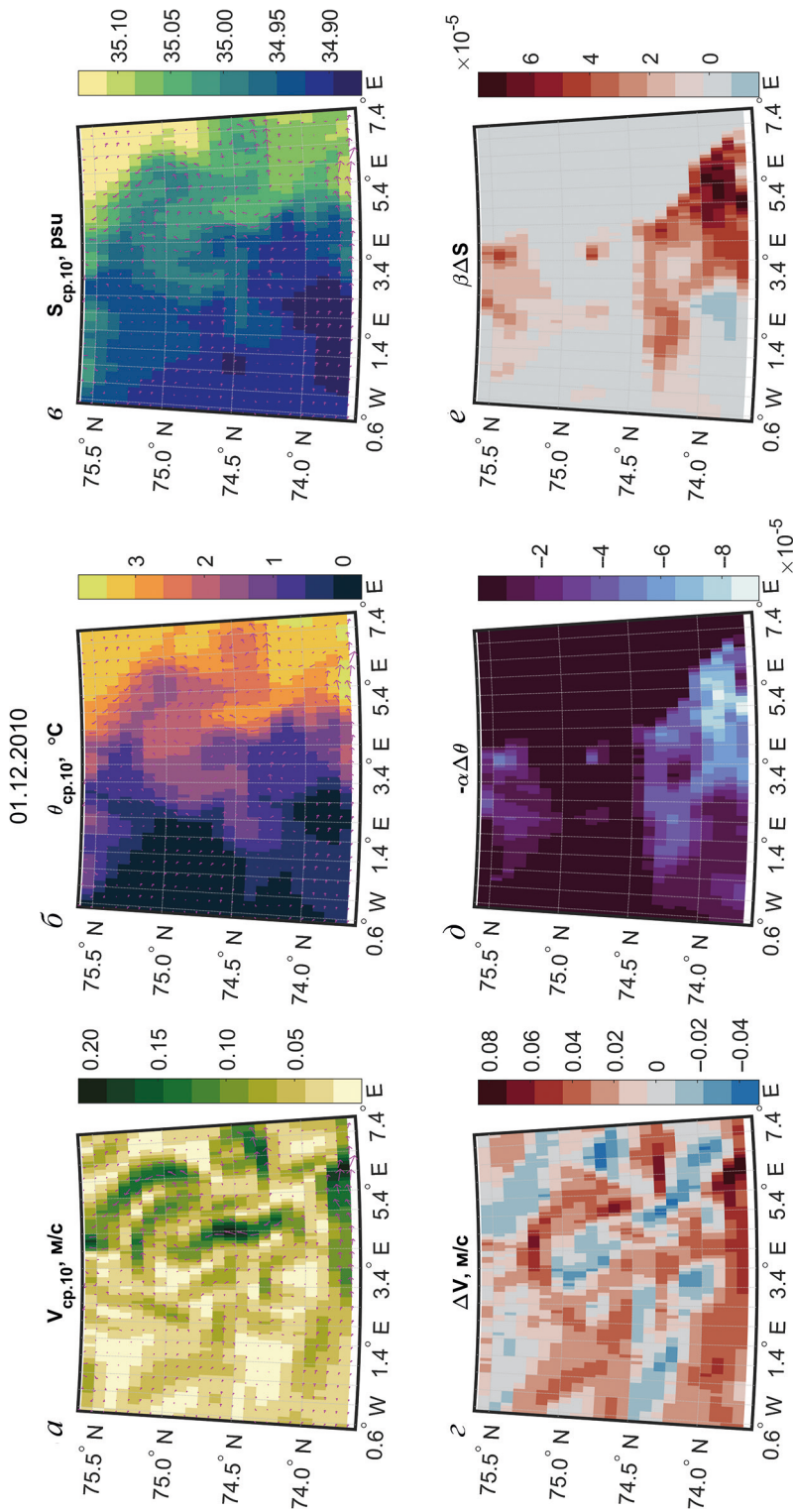


Рис. 2. Пример загока теплых и соленых вод на день наблюдения инверсии — 1 декабря 2010 г. в Фретландском море:

a — поле скорости течения в верхнем 10-м слое, м/с; *б* — поле потенциальной температуры в верхнем 10-м слое, °C; *в* — поле солёности в верхнем 10-м слое, psu; *г* — разность скорости течения в верхнем 10-м слое и на глубине минимальной плотности; *д* — разность потенциальных температур в верхнем 10-м слое и на глубине минимальной плотности, домноженная на $-\alpha$; *е* — разность значений солёности в верхнем 10-м слое и на глубине минимальной плотности, домноженная на β .

коэффициент солёностного сжатия β . В затоках (либо теплых и солёных, либо холодных и распресненных поверхностных вод) вклад аномалий температуры и солёности в аномалии плотности воды всегда был противоположен по знаку, поэтому учитывались только те затоки, где суммарный вклад обеих характеристик приводил к формированию гравитационной неустойчивости в профиле плотности. Отдельно отмечались термохалинные аномалии, связанные с присутствием вихрей в районе выделенной плотностной инверсии.

Сумма значений явного Q_S и скрытого Q_L потоков тепла ($Q = Q_S + Q_L$) на границе «океан — атмосфера» загружалась из данных атмосферного реанализа ERA5. Потоки тепла в реанализе рассчитываются с помощью алгоритма COARE3 (Fairall et al., 2003). Также по данным ERA5 брались значения испарения и осадков.

Для расчета оценок океанических потоков тепла и пресной воды в районе инверсий использовались следующие формулы:

— для океанического потока тепла, Вт/м²:

$$H = \rho C_p \Delta T U,$$

где ΔT — разность температур вод в затоке и окружающих вод, °C; ρ — плотность морской воды, 1028 кг/м³; C_p — коэффициент теплопроводности морской воды, 4000 Дж/(кг·°C); U — модуль скорости течения в затоке, м/с;

— для потока пресной воды, (м/с)/м²:

$$B = U(S_{ref} - S) / S_{ref},$$

где S — солёность в затоке; S_{ref} — солёность окружающей воды вне затока; U — модуль скорости течения в затоке, м/с (Peterson et al., 2006).

3. Результаты

3.1. Затоки поверхностных атлантических вод

В Гренландском море топографически захваченные течения приурочены к границам бассейна. Под затоком мы понимаем адвективный перенос вод от границ в центральную часть Гренландского бассейна, который часто является следствием неустойчивости пограничных течений. В восточной части бассейна наблюдаются затоки теплых и солёных вод западной ветви Норвежского течения, а в западной части — холодных и распресненных вод Восточно-Гренландского течения. К сожалению, натурных наблюдений недостаточно для выделения затоков, поэтому последние выявлялись путем анализа поля скорости поверхностного течения, аномалий потенциальной температуры и солёности в верхнем слое моря по данным океанического реанализа GLORYS12V1. Рассматривались только те затоки, которые могли способствовать формированию плотностных инверсий. Затоки вод могут формировать так называемую потенциальную неустойчивость, когда более плотные воды натекают на менее плотные (Chu, 1991). Однако более вероятно, что затоки работают совместно с другими механизмами формирования неустойчивости, что будет обсуждаться ниже.

В работе Калединой и Башмачникова (Каледина и Башмачников, 2023) плотностные инверсии по характеру возникновения были разделены на термические, соленостные, термические и соленостные (табл. 1). Если рассматривать затоки вод как единственный фактор образования плотностных инверсий, то соленостные инверсии могут образовываться вследствие затока теплых и соленых вод (дестабилизация только по солености), термические — вследствие затока холодных и распресненных вод (дестабилизация только по температуре), смешанные инверсии (термические и соленостные) — за счет дестабилизации как по температуре, так и по солености, но с разным вкладом по каждому из параметров (табл. 2).

Таблица 1. Статистика характеристик инверсий в годы с наибольшей величиной или наибольшей вертикальной протяженностью слоя инверсии для инверсий глубиной более 150 м

Типы инверсий	% от кол-ва инверсий (34 шт.) за 1993, 1994 и 1998 гг.	% от кол-ва инверсий (69 шт.) за 2008, 2011 и 2013 гг.
Термические	32	4
Соленостные	15	73
Термические и соленостные	53	23

Таблица 2. Роль затоков в формировании инверсий

Тип затоков	Наличие затока в окрестности инверсии, %	
	1993, 1994, и 1998 гг.	2008, 2011 и 2013 гг.
Холодные и распресненные воды	18	9
Теплые и соленые воды	23	24
Нет затока	59	67

На рис. 2 приведен пример затока теплых и соленых атлантических вод в район образования соленостной инверсии. Для оценки относительного вклада в аномалию плотности, аномалии температуры и солености в верхнем 10-м слое (рис. 2, а–в) и на глубине минимальной плотности в профиле инверсии (рис. 2, г–е) домножены на коэффициенты термического расширения α и соленостного сжатия β соответственно.

Данные табл. 1 показывают, что в 1990-е годы 23 % инверсий находились в районах затоков теплых и соленых вод, которые могли формировать плотностные инверсии. В частности, такие затоки наблюдаются для всех соленостных инверсий (формируемых только за счет вертикальной изменчивости солености) и части комбинированных (термических и соленостных). При этом 18 % инверсий были приурочены к затокам холодных и распресненных вод. Такие затоки наблюдались только в районах термических инверсий (т. е. формируемых только за счет вертикальной изменчивости температуры). Почти в 60 % случаев в окрестностях инвер-

сий не было обнаружено затоков ни одного, ни другого типа. В 2010-е годы 24 % инверсий наблюдались в зонах влияния затоков теплых и соленых вод, а 9 % инверсий — в зонах влияния затоков холодных и распресненных вод. Последние были приурочены только к районам термических инверсий. Как в 1990-е, так и в 2010-е годы в окрестности большинства инверсий (67 %) не было обнаружено затоков. Другие механизмы должны были быть ответственными за образование этих плотностных инверсий. В частности, плотностные инверсии могут быть результатом особенностей теплообмена на границе «океан — атмосфера» и пресного баланса поверхности моря.

3.2. Формирование плотностных инверсий вследствие особенностей теплообмена океан-атмосфера и пресного баланса поверхности моря

Потоки тепла в Гренландском море, как правило, направлены из океана в атмосферу и являются одной из вероятных причин образования термических инверсий. Средние значения потоков тепла увеличиваются с 95 Вт/м² в 2010-е годы до 117 Вт/м² в 1990-е годы. Максимальные среднемесячные значения в 1990-е и 2010-е годы в реанализе ERA5 составляют 294 Вт/м² и 31 Вт/м² соответственно.

Образование соленостных инверсий в верхнем слое океана часто связывают с ледообразованием. Образование морского льда в Гренландском море наблюдается к востоку от шельфа Гренландии (на самом шельфе преобладает лед, принесенный из Арктики), к северу — примерно от 70° с. ш. Причем в зонах частого образования инверсий, между 71° и 75° с. ш. (см. рис. 1), наблюдаются наибольшие межгодовые колебания площади морского льда (Germe et al., 2011; Moore et al., 2015; Selyuzhenok et al., 2020). Однако анализ температуры воды в профилях с инверсиями показал, что во всех случаях температура поверхности океана превышала температуру замерзания морской воды. В связи с этим данный механизм был исключен из анализа.

Помимо ледообразования осолонение поверхности моря может происходить в результате положительных значений разности испарения и осадков. В самом деле, в районах, где было зарегистрировано больше половины плотностных инверсий, на период их фиксации наблюдалось доминирование испарения над количеством осадков. Количество профилей инверсий, где ведущую роль мог играть этот фактор, увеличилось с 24 % в 1990-х годах до 73 % в 2010-х (рис. 3).

Ни одним из вышеперечисленных факторов дестабилизации верхнего слоя океана не объяснялись 3 % от всех плотностных инверсий. Вероятно, это связано с неточностями расчетов потоков тепла и соли по используемым океаническому и атмосферному реанализам.

3.3. Определение механизмов плотностных инверсий

Совместный анализ факторов, которые могли приводить к возникновению наблюдавшихся плотностных инверсий, позволил выделить следующие основные механизмы дестабилизации верхнего слоя Гренландского моря (рис. 3):

M1. Теплоотдача из океана в атмосферу.

М2. Теплоотдача из океана в атмосферу при осолонении за счет положительных значений разности «испарение — осадки».

М3. Теплоотдача из океана в атмосферу при наличии затоков поверхностных вод (разных типов).

В среднем по обоим выделенным периодам около 35 % всех инверсий объясняется теплоотдачей из океана в атмосферу при одновременном осолонении верхнего слоя моря за счет положительных значений пресного баланса («испарение — осадки»), 23 % — только теплоотдачей из океана, 4 % — только разностью испарения и осадков и 34 % приходится на два механизма (по 17 % на каждый): затоки поверхностных вод с последующим выхолаживанием и/или с последующим осолонением («испарение — осадки»). Всего 1 % инверсий описывается совместным действием затока поверхностных вод и положительной разностью «испарение — осадки». Для 3 % инверсий не было найдено объяснения причин их формирования по используемым массивам данных.

По выделенным периодам можно сказать следующее. В 1990-е годы, которые характеризовались относительно небольшими значениями глубины конвекции в Гренландском море (Башмачников и др., 2018; Башмачников и др., 2019) и относительно небольшой вертикальной мощностью инверсий при наибольшей величине скачка плотности в инверсии (Каледина и Башмачников, 2023), 38 % инверсий объясняется только теплообменом между океаном и атмосферой (рис. 3, а). Данный механизм М1 объясняет все термические инверсии и часть инверсий с одновременным вкладом температуры и солёности. Солёностные и часть смешанных инверсий образуются под действием вышперечисленных механизмов М2 и М3 (рис. 3, а).

В 2010-е же годы доля чисто термических инверсий уменьшается до 4 %, доля только солёностных инверсий увеличивается до 73 % от их общего числа, а оставшиеся 23 % приходятся на смешанные аномалии (см. табл. 1). Соответственно, только 16 % всех инверсий (рис. 3, б) может быть объяснено исключительно теплоотдачей из океана в атмосферу (механизм М1). Разность «испарение — осадки»

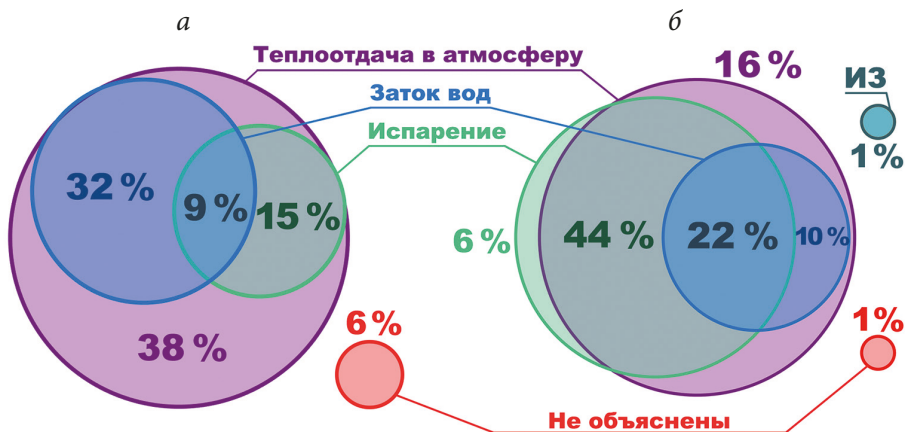


Рис. 3. Диаграмма Эйлера процентного вклада различных механизмов формирования плотностных инверсий в верхнем слое Гренландского моря в 1993, 1994 и 1998 гг. (а) и 2008, 2011 и 2013 гг. (б).

ИЗ — испарение и заток вод (см. пояснения в тексте)

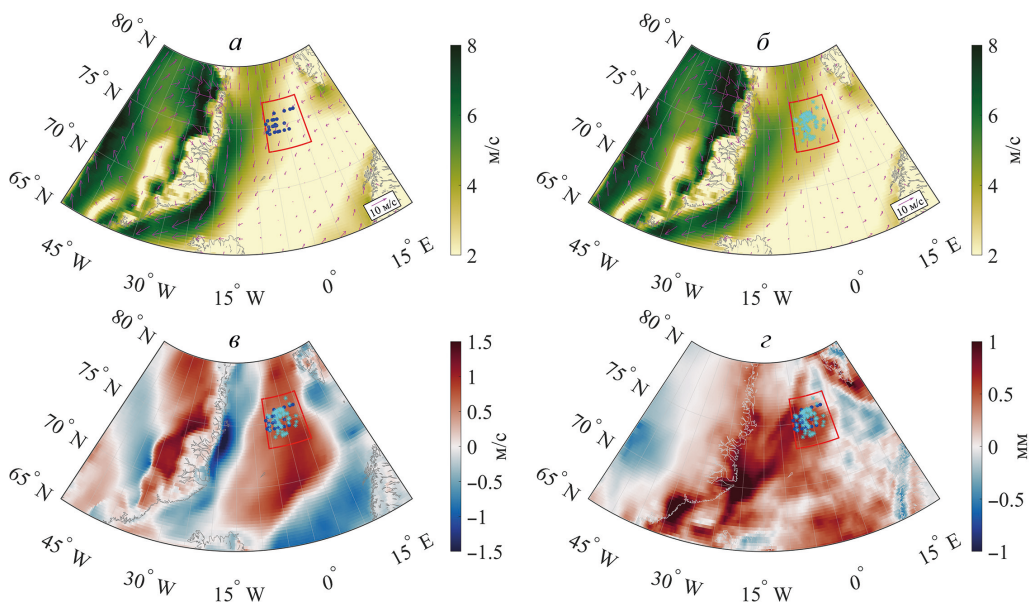


Рис. 4. Композитные карты поля скорости ветра (а) в 1993, 1994 и 1998 гг., (б) в 2008, 2011 и 2013 гг. Аномалии (а, б):

в — скорости ветра, м/с; z — испарение минус осадки, мм (положительные значения указывают на доминирование испарения над осадками). Красной трапецией обозначен район исследования, синими точками — профили с плотностными инверсиями в 1990-е годы, голубыми точками — профили с плотностными инверсиями в 2010-е годы

(M2) положительна примерно для 73 % всех наблюдаемых инверсий (процентная величина зеленого круга на рис. 3, б) и часто наблюдается в комбинации с другими механизмами образования инверсий. В области дестабилизирующего влияния затоков поверхностных вод (M3) находится 32 % инверсий, но в подавляющем большинстве этих случаев (22 % — пересечение трех кругов на рис. 3, б) дестабилизация за счет затоков сочетается с одновременной дестабилизацией за счет положительной разности испарения и осадков.

Увеличение количества эпизодов, когда интенсивность испарения преобладала над количеством осадков, в 2010-е годы может быть связано с изменением характера атмосферной циркуляции над исследуемым регионом. Действительно, в 2010-х годах, по сравнению с 1990-ми, над Гренландским морем чаще наблюдаются северные ветра (рис. 4, а-в), которые приносят из центральной части Арктического бассейна холодные и сухие Арктические воздушные массы (Pithan et al., 2018). В связи с этим практически по всей акватории исследуемого района (рис. 4, z) происходит увеличение средней разности «испарение — осадки».

В заключение следует отметить, что в исследовании были использованы только явные случаи выделения затоков. Однако был отмечен и ряд неоднозначных ситуаций, когда формирование залива возможно, но неочевидно. Такие случаи не были отмечены как «затоки» в анализе. Также следует учитывать возможное несоответствие во времени и местоположении таких нелинейных процессов, как затоки в реанализе и в реальном океане, даже при условии ассимиляции реанализом

данных альтиметрии, температуры поверхности моря и вертикальных *in situ* профилей температуры и солености. Поэтому приводимые на рис. 3 значения можно рассматривать как нижнюю границу роли затоков в формировании инверсий.

4. Выводы и обсуждение результатов

По результатам анализа *in situ* данных температуры и солености воды массива EN.4.2.1, данных океанического реанализа GLORYS12V1 и данных тепло- и влагообмена «океан — атмосфера» атмосферного реанализа ERA5 была выделена роль различных механизмов формирования инверсий большой вертикальной мощности в Гренландском море. Поскольку такие инверсии непосредственно предшествуют развитию конвекции, то полученные результаты можно распространить и на механизмы развития глубокой конвекции в Гренландском море.

Установлено, что затоки могли формировать от 33 (2010-е годы) до 41 % (1990-е годы) от числа обнаруженных инверсий за каждый из периодов (процентная величина кругов на рис. 3, приходящаяся на затоки вод), а значит, потенциальная неустойчивость может играть существенную роль в формировании глубокой конвекции в Гренландском море. Так как затоки практически всегда сочетались с теплоотдачей из океана в атмосферу, а часто и с осолонением поверхностного слоя за счет разности «испарение — осадки», то можно предположить следующий механизм. Затоки теплых и соленых вод, проникая в центральные части Гренландского моря, попадают в область холодных и сухих ветров из Арктики. Активно отдавая тепло в атмосферу, эти воды охлаждаются, оставаясь солеными (а часто и осолоняются за счет положительной разности «испарение — осадки»). Это создает условия для развития инверсий и конвекции. Для холодных и пресных вод такой механизм должен быть куда менее эффективен, но потенциальная неустойчивость тоже может развиваться за счет их смешения с более теплыми и солеными водами с дальнейшей теплоотдачей и усиленным испарением.

Оценки показывают, что локально адвекция тепла и соли в затоках существенно превышает соответствующие потоки на границе «океан — атмосфера». Так, например, заток вод Норвежского течения, показанный на рис. 2, переносит в район наблюдаемой инверсии порядка $460\,000 \text{ Вт/м}^2$ тепла. В атмосферу (на наблюдаемую дату) отдается всего 120 Вт с 1 м^2 поверхности моря, что приводит к достаточно медленному выхолаживанию вод затока. При этом происходит одновременное осолонение поверхностных вод, о чем свидетельствуют отрицательные величины потоков пресной воды в затоке вод (-4.4 мм/с), а также отрицательные величины потока пресной воды из океана в атмосферу (-0.2 мм/с), но более чем на порядок меньшие. На границах затока идет смешение с окружающими более холодными и пресными водами, что приводит к уплотнению при смешении. Эти области и представляются наиболее вероятными районами формирования инверсий, как это можно наблюдать на рис. 2.

Существенное увеличение количества соленостных инверсий в 2010-е годы, а также усиление ветров из Арктики над рассматриваемой нами областью частого развития конвекции говорят о, возможно, важной роли испарения в формировании конвекции в этом регионе.

В данном исследовании не наблюдалось инверсий как результата осолонения при ледообразовании в связи с тем, что температура поверхности моря в районах профилей инверсий всегда превышала температуру замерзания морской воды. В самом деле, в районе глубокой конвекции морской лед можно видеть нечасто, особенно в последние десятилетия потепления вод океана (Bashmachnikov et al., 2021). Однако можно также предположить, что исследовательские суда стараются избегать наблюдений в зоне плавучих льдов, и этот механизм также оказывает некоторое влияние на гравитационную дестабилизацию верхних слоев океана.

Полученные в ходе исследования результаты позволяют выдвинуть новые гипотезы о, вероятно, существенной роли вышеизложенных механизмов осолонения поверхностного слоя моря в развитии конвекции в Гренландском море и уточнить причины ее межгодовой изменчивости.

Литература

- Алексеев, Г. В., Богородский, П. В., Нагурный, А. П. (1989). Структура термохалинных полей в районе циклонической циркуляции и поднятия донных вод Гренландского моря. В: Ю. В. Николаева, Г. В. Алексеева, под ред., *Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне*. Л.: Гидрометеоздат, 37–43.
- Алексеев, Г. В., Кузмина, С. И., Глок, Н. И., Вязилова, А. Е., Иванов, Н. Е., Смирнов, А. В. (2017). Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике. *Лёд и снег*, 57 (3), 381–390. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-381-390>
- Башмачников, И. Л., Федоров, А. М., Весман, А. В., Белоненко, Т. В., Колдунов, А. В., Духовской, Д. С. (2018). Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Ч. 1: Локализация областей конвекции. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 15 (7), 184–194. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194>
- Башмачников, И. Л., Федоров, А. М., Весман, А. В., Белоненко, Т. В., Духовской, Д. С. (2019). Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Ч. 2: Индексы интенсивности конвекции. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 16 (1), 191–201. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201>
- Каледина, А. С. и Башмачников, И. Л. (2023). Характеристики плотностных инверсий в Гренландском море в холодный сезон за 1993–2019 годы. *Морской гидрофизический журнал*, 39 (1), 21–30. <https://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-1-21-30>
- Федоров, А. М., Башмачников, И. Л., Белоненко, Т. В. (2018). Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 63 (3), 345–362. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>
- Bashmachnikov, I. L., Fedorov, A. M., Golubkin, P. A., Vesman, A. V., Selyuzhenok, V. V., Gnatiuk, N. V., Bobylev, L. P., Hodges, K. I., Dukhovskoy, D. S. (2021). Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 174, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>
- Brakstad, A., Våge, K., Håvik, L., Moore, G. W. K. (2019). Water Mass Transformation in the Greenland Sea during the Period 1986–2016. *Journal of Physical Oceanography*, 49 (1), 121–140. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0273.1>
- Broecker, W. S. (1991). The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 4 (2), 79–89. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1991.07>
- Chu, P. C. (1991). Geophysics of Deep Convection and Deep Water Formation in Oceans. In: P. C. Chu, J. C. Gascard, eds, *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*. Elsevier, 3–16. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70057-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70057-6)

- Clarke, R. A. and Gascard, J.-C. (1983). The formation of Labrador Sea water. Part 1: Large-scale processes. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1764–1788. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1764:TFO LSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1764:TFO LSW>2.0.CO;2)
- de Boyer Montegut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 109, C12003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>
- Fairall, C. W., Bradley, E. F., Hare, J. E., Grachev, A. A., Edson, J. B. (2003). Bulk Parameterization of Air — Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *Journal of Climate*, 16 (4), 571–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2)
- Fedorov, A. M. and Bashmachnikov, I. L. (2020). Accuracy of the deep convection intensity from a limited number of casts. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 92 (101164). <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2020.101164>
- Germe, A., Houssais, M. -N., Herbaut, C., Cassou, C. (2011). Greenland Sea sea ice variability over 1979–2007 and its link to the surface atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 116 (C10034). <https://doi.org/10.1029/2011JC006960>
- Johannessen, O. M., Lygre, K., Eldevik, T. (2005). Convective chimneys and plumes in the Northern Greenland Sea. In: H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes, W. Berger, eds, *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*, American Geophysical Union, 251–272.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E. (2003). Mixed layer depth variability over the global ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C3), 3079. <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>
- Latif, M., Böning, C., Willebrand, J., Biastoch, A., Dengg, J., Keenlyside, N., Schweckendiek, U., Madec, G. (2006). Is the Thermohaline Circulation Changing? *Journal of Climate*, 19 (18), 4631–4637. <https://doi.org/10.1175/JCLI3876.1>
- Marshall, J. and Schott, F. (1999). Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, 37 (1), 1–64. <https://doi.org/10.1029/98RG02739>
- Moore, G. W. K., Våge, K., Pickart, R. S., Renfrew, I. A. (2015). Decreasing intensity of open-ocean convection in the Greenland and Iceland seas. *Nature Climate Change*, 5, 877–882. <https://doi.org/10.1038/nclimate2688>
- Mysak, L. A., Manak, D. K., Marsden, R. F. (1990). Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. *Climate Dynamics*, 5, 111–133. <https://doi.org/10.1007/BF00207426>
- Peterson, B. J., McClelland, J., Curry, R., Holmes, R. M., Walsh, J. E., Aagaard, K. (2006). Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle. *Science*, 313 (5790), 1061–1066. <https://doi.org/10.1126/science.1122593>
- Pithan, F., Svensson, G., Caballero, R., Chechin, D., Cronin, T. W., Ekman, A. M. L., Neggers R., Shupe, M. D., Solomon A., Tjernström, M., Wendisch, M. (2018). Role of air-mass transformations in exchange between the Arctic and mid-latitudes. *Nature Geoscience*, 11, 805–812. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0234-1>
- Selyuzhenok, V., Bashmachnikov, I., Ricker, R., Vesman, A., Bobylev, L. (2020). Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea. *The Cryosphere*, 14 (2), 477–495. <https://doi.org/10.5194/tc-14-477-2020>
- Våge, K., Papritz, L., Håvik, L., Spall, M. A., Moore, G. W. K. (2018). Ocean convection linked to the recent ice edge retreat along east Greenland. *Nature Communications*, 9 (1), 1287. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03468-6>
- Yang, Q., Dixon, T. H., Myers, P. G., Bonin, J., Chambers, D., Van Den Broeke, M. R. (2016). Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation. *Nature Communications*, 7, 10525. <https://doi.org/10.1038/ncomms10525>

Статья поступила в редакцию 5 апреля 2023 г.
Статья рекомендована к печати 10 ноября 2023 г.

Контактная информация:

Каледина Анастасия Сергеевна — a.kaledina@spbu.ru
Башмачников Игорь Львович — i.bashmachnikov@spbu.ru

Mechanisms for formation of density inversions in the areas of regular deep convection in the Greenland Sea*

A. S. Kaledina, I. L. Bashmachnikov

St. Petersburg State University,
7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation
Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre,
7, 14-ya liniya V. O., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

For citation: Kaledina, A. S., Bashmachnikov, I. L. (2023). Mechanisms for formation of density inversions in the areas of regular deep convection in the Greenland Sea. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 68 (4), 733–748. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2023.407> (In Russian)

In this work, density inversions in the Greenland Sea, which precede a development of deep convection, were identified from in situ data. The mechanisms of their formation were considered, for which data from the GLORYS12V1 ocean reanalysis and the ERA5 atmospheric reanalysis were used. In particular, the jet intrusions of warm Atlantic Water and cold water from the East Greenland Current was identified, the role of ocean-atmosphere heat flux and the freshwater balance of the sea surface were determined over two time periods: the 1990s (1993, 1994, 1998) and the 2010s (2008, 2011, 2013). The following main mechanisms of formation of the density inversions were identified: The ocean-atmosphere heat flux, jet intrusions of the upper ocean water, and difference between evaporation and precipitation. The density inversions are often formed by a combination of these mechanisms. The ocean-atmosphere heat flux is the main source of inversions observed with 93 % of the profiles with inversions. In the 1990s, jet intrusions of ocean water formed the second most important factor, with the difference evaporation-precipitation being the third one. In the 2010s, however, the third factor became more important than the second one, as evaporation started dominating significantly over precipitation. An increase of a contribution of the latter factor occurred together with an increase in the number of salinity inversions during the 2010s compared to the 1990s and was a result of a change in the dominating winds over the region. These results form a basis for further investigation of the mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea.

Keywords: Greenland Sea, deep convection, density inversions, potential instability.

References

- Alekseev, G. V., Bogorodskiy, P. V., Nagurny, A. P. (1989). Thermohaline Structure of Waters in the Area with Cyclonic Circulation and Upwelling. In: Y. V. Nikolayev, G. V. Alekseev, eds, *Struktura i izmenchivost' krupnomasshtabnykh okeanologicheskikh protsessov i polei v Norvezhskoi energoaktivnoi zone*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 37–43. (In Russian)
- Alekseev, G. V., Kuzmina, S. I., Glok, N. I., Vyazilova, A. E., Ivanov, N. E., Smirnov, A. V. (2017). Influence of Atlantic on the Warming and Reduction of Sea Ice in the Arctic. *Led i sneg*, 57 (3), 381–390. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-381-390> (In Russian)
- Bashmachnikov, I. L., Fedorov, A. M., Golubkin, P. A., Vesman, A. V., Selyuzhenok, V. V., Gnatiuk, N. V., Bobilev, L. P., Hodges, K. I., Dukhovskoy, D. S. (2021). Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 174, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103557>

* The authors thank the project of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation no. 13.2251.21.0006 (identifier RF-225121X0006, agreement no. 075-10-2021-104 in the “Electronic Budget” information system of the Russian Federation).

- Bashmachnikov, I. L., Fedorov, A. M., Vesman, A. V., Belonenko, T. V., Koldunov, A. V., Dukhovskoy, D. S. (2018). Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 1: localization of the deep convection sites. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa*, 15 (7), 184–194. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194> (In Russian)
- Bashmachnikov, I. L., Fedorov, A. M., Vesman, A. V., Belonenko, T. V., Dukhovskoy, D. S. (2019). Thermohaline convection in the subpolar seas of the North Atlantic from satellite and in situ observations. Part 2: indices of intensity of deep convection. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa*, 16 (1), 191–201. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-1-191-201> (In Russian)
- Brakstad, A., Våge, K., Håvik, L., Moore, G. W. K. (2019). Water Mass Transformation in the Greenland Sea during the Period 1986–2016. *Journal of Physical Oceanography*, 49 (1), 121–140. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0273.1>
- Broecker, W. S. (1991). The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 4 (2), 79–89. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1991.07>
- Chu, P. C. (1991). Geophysics of Deep Convection and Deep Water Formation in Oceans. In: P. C. Chu, J. C. Gascard, eds, *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*. Elsevier, 3–16. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70057-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70057-6)
- Clarke, R. A. and Gascard, J.-C. (1983). The formation of Labrador Sea water. Part 1: Large-scale processes. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 1764–1788. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1764:TFOLSW>2.0.CO;2)
- de Boyer Montegut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 109, C12003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>
- Fairall, C. W., Bradley, E. E., Hare, J. E., Grachev, A. A., Edson, J. B. (2003). Bulk Parameterization of Air — Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm. *Journal of Climate*, 16 (4), 571–591. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0571:BPOASF>2.0.CO;2)
- Fedorov, A. M. and Bashmachnikov, I. L. (2020). Accuracy of the deep convection intensity from a limited number of casts. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 92 (101164). <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2020.101164>
- Fedorov, A. M., Bashmachnikov, I. L., Belonenko, T. V. (2018). Localization of Areas of Deep Convection in the Nordic Seas, the Labrador Sea and the Irminger Sea. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 63 (3), 345–362. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306> (In Russian)
- Germe, A., Houssais, M.-N., Herbaut, C., Cassou, C. (2011). Greenland Sea sea ice variability over 1979–2007 and its link to the surface atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 116 (C10034). <https://doi.org/10.1029/2011JC006960>
- Johannessen, O. M., Lygre, K., Eldevik, T. (2005). Convective chimneys and plumes in the Northern Greenland Sea. In: H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes, W. Berger, eds, *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*. American Geophysical Union, 251–272.
- Kaledina, A. S. and Bashmachnikov, I. L. (2023). Characteristics of Density Inversions in the Greenland Sea during the Cold Seasons in 1993–2019. *Physical Oceanography*, 30 (1), 18–26. <https://doi.org/10.29039/1573-160X-2023-1-18-26>
- Kara, A. B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E. (2003). Mixed layer depth variability over the global ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C3), 3079. <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>
- Latif, M., Böning, C., Willebrand, J., Biastoch, A., Dengg, J., Keenlyside, N., Schweckendiek, U., Madec, G. (2006). Is the Thermohaline Circulation Changing? *Journal of Climate*, 19 (18), 4631–4637. <https://doi.org/10.1175/JCLI3876.1>
- Marshall, J. and Schott, F. (1999). Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics*, 37 (1), 1–64. <https://doi.org/10.1029/98RG02739>
- Moore, G. W. K., Våge, K., Pickart, R. S., Renfrew, I. A. (2015). Decreasing intensity of open-ocean convection in the Greenland and Iceland seas. *Nature Climate Change*, 5, 877–882. <https://doi.org/10.1038/nclimate2688>
- Mysak, L. A., Manak, D. K., Marsden, R. F. (1990). Sea-ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadal Arctic climate cycle. *Climate Dynamics*, 5, 111–133. <https://doi.org/10.1007/BF00207426>

- Peterson, B. J., McClelland, J., Curry, R., Holmes, R. M., Walsh, J. E., Aagaard, K. (2006). Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle. *Science*, 313 (5790), 1061–1066. <https://doi.org/10.1126/science.1122593>
- Pithan, F., Svensson, G., Caballero, R., Chechin, D., Cronin, T. W., Ekman, A. M. L., Neggers R., Shupe, M. D., Solomon, A., Tjernström, M., Wendisch, M. (2018). Role of air-mass transformations in exchange between the Arctic and mid-latitudes. *Nature Geoscience*, 11, 805–812. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0234-1>
- Selyuzhenok, V., Bashmachnikov, I., Ricker, R., Vesman, A., Bobylev, L. (2020). Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea. *The Cryosphere*, 14 (2), 477–495. <https://doi.org/10.5194/tc-14-477-2020>
- Våge, K., Papritz, L., Håvik, L., Spall, M. A., Moore, G. W. K. (2018). Ocean convection linked to the recent ice edge retreat along east Greenland. *Nature Communications*, 9 (1), 1287. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03468-6>
- Yang, Q., Dixon, T. H., Myers, P. G., Bonin, J., Chambers, D., Van Den Broeke, M. R. (2016). Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation. *Nature Communications*, 7, 10525. <https://doi.org/10.1038/ncomms10525>

Received: April 5, 2023

Accepted: November 10, 2023

Authors' information:

Anastasiia S. Kaledina — a.kaledina@spbu.ru

Igor L. Bashmachnikov — i.bashmachnikov@spbu.ru