

Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев Argo и гидродинамического моделирования*

А. М. Федоров^{1,2}, И. Л. Башмачников^{1,2}, Т. В. Белоненко¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Российская Федерация, 199043, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

² Научный фонд «Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена», Российская Федерация, 199043, Санкт-Петербург, 14-я линия В. О., 7

Для цитирования: Федоров, А. М., Башмачников, И. Л., Белоненко, Т. В. (2019). Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев Argo и гидродинамического моделирования. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 64 (3), 491–511. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>

В центре Лофотенской котловины Норвежского моря находится уникальный природный феномен — квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь. Зимняя глубокая конвекция является необходимым условием его стабильности и одним из механизмов его существования, так как она создает благоприятные условия его ежегодной регенерации. Другим механизмом, позволяющим поддерживать в центре котловины высокую антициклоническую завихренность, является захват мезомасштабных вихрей, отрывающихся от Норвежского течения. Несмотря на то что важная роль глубокой конвекции в механизмах ежегодной регенерации Лофотенского вихря является общепризнанной, сегодня в научном сообществе отсутствует единое мнение об интенсивности зимней конвекции в данном регионе. В работе оценивалась глубина верхнего квазигомогенного слоя в Лофотенской котловине Норвежского моря. Для этого применялся метод Духовского, в котором в отличие от других известных методов нет заранее заданного критерия разности плотностей, а необходимый критерий определяется особенностями самого профиля. Сравнивались глубины верхнего квазигомогенного слоя в Лофотенской котловине по данным гидродинамического моделирования и буев Argo. Получены оценки глубин верхнего квазигомогенного слоя и пространственное распределение их максимальных значений. Рассмотрено пространственное распределение профилей Argo. Показано, что для T-S-диаграмм, построенных по этим профилям, характерна выраженная однородность и незначительное изменение плотности внутри Лофотенского вихря в отличие от T-S-диаграмм для профилей, расположенных вне вихря. Его область полностью совпадает с областью наибольших значений глубин верхнего квазигомогенного слоя, и это доказывает ключевую роль глубокой конвекции в существовании в центре котловины антициклонического вихря, как и необходимость ее исследования. Построены графики пространственного распределения глубин верхнего квазигомогенного слоя, превышающих 300 и 500 м.

Ключевые слова: Норвежское море, Лофотенский вихрь, Лофотенская котловина, глубокая конвекция, глубина верхнего квазигомогенного слоя, Argo.

* Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант № 18-17-00027.

Введение

В работе представлены результаты исследования зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря. Рассматриваемая область, являясь самым динамически активным регионом Северной Атлантики, характеризуется локальными максимумами дисперсии уровня океана и высокой кинетической энергии синоптических вихрей. Лофотенская котловина является достаточно обособленным топографическим образованием: с севера она ограничена хребтом Мона, плато Воринг с юга и евразийским континентальным шельфом с востока (рис. 1). Лофотенская котловина является основным резервуаром тепла северных морей, где интенсивно происходят процессы обмена между океаном и атмосферой. Будучи транзитной зоной для теплых и соленых атлантических водных масс на их пути в Северный Ледовитый океан, котловина играет важную роль в поддержании глобальной Меридиональной термохалинной циркуляции в области, где атлантические водные массы отдают тепло в атмосферу, перемешиваются с окружающими водами и претерпевают трансформацию, необходимую для образования глубинных и промежуточных вод. В Лофотенской котловине, как и в Гренландском море, теплые и соленые воды атлантического происхождения смешиваются с более холодными и распресненными окружающими водами, участвуя в формировании североатлантической глубинной и придонной водной массы (Marshall and Schott, 1999). Атлантическая водная масса занимает в Норвежском море верхний слой толщиной около 500 м, что определяется глубиной порогов, через которые вода поступает в море (Суховой, 1986). Под Атлантической водной массой залегает глубинная водная масса, имеющая отрицательную температуру и высокую соленость (Korablev et al., 2012). Относительно теплые воды привносятся в котловину ветвями Северо-Атлантического течения: Норвежским склоновым течением (NASC), Норвежским прибрежным течением (NCC) и Норвежским фронтальным течением (NAFC). Отсутствие поступления арктических вод с поверхностными течениями отмечается как одна из характерных особенностей Норвежского моря (Blindheim and Østerhus, 2013).

Осенью и зимой сильная теплоотдача в атмосферу охлаждает поверхностные слои в Лофотенской котловине и значительно повышает ее плотность, в результате чего тяжелые поверхностные воды опускаются зимой до глубин более 1000 м. Так как условия охлаждения год от года отличаются, плотность опускающейся воды также варьирует. Распространение отдающей тепло воды по всему пространству Лофотенской котловины приводит к значительно большей чистой потере тепла в атмосферу, чем если бы эта вода оставалась более локализована, как, например, в Лабрадорском море (Nilsen and Falck, 2006; Spall, 2010).

В центре Лофотенской котловины находится уникальный природный феномен — квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь (ЛВ). Зимняя глубокая конвекция является необходимым условием его стабильности и одним из механизмов его существования, так как она создает благоприятные условия его ежегодной регенерации (Köhl, 2007; Блошкина и Иванов, 2016; Bashmachnikov et al., 2017). Другим механизмом, позволяющим поддерживать в центре котловины высокую антициклоническую завихренность, является захват мезомасштабных вихрей, отрывающихся от Норвежского течения (Köhl, 2007; Volkov et al., 2015). Не

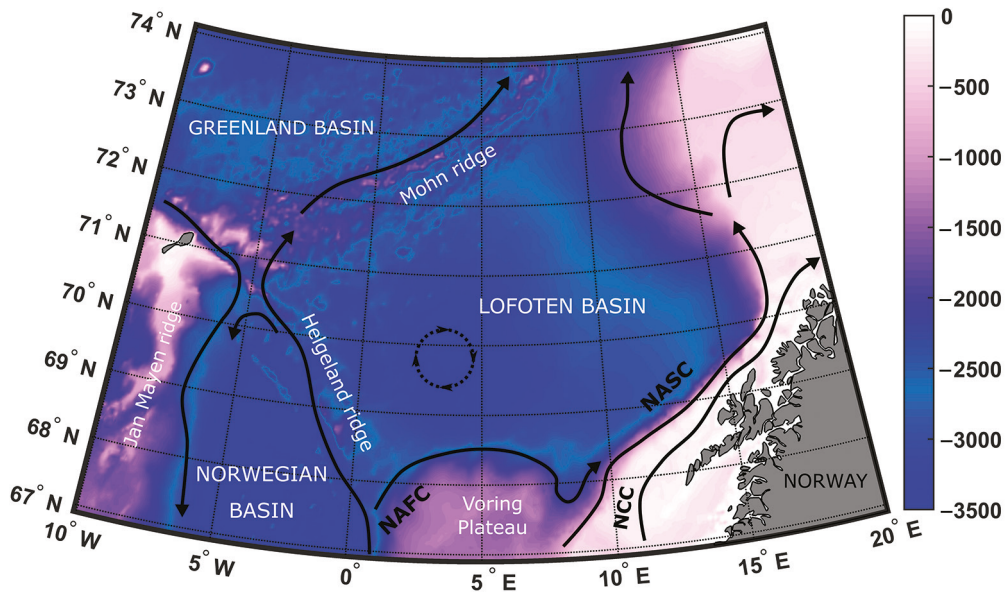


Рис. 1. Район исследования. Положение антициклонического ЛВ выделено пунктиром. Цветом показана топография дна (м), стрелками — основные течения: NASC — Норвежское склоновое течение, NCC — Норвежское прибрежное течение, NAFC — Норвежское фронтальное течение

имеющий аналогов ЛВ буквально с момента его открытия советскими океанологами привлекает внимание ученых различных стран, являясь по сути уникальной природной лабораторией по изучению вихрей в океане. Однако, несмотря на то что важная роль глубокой конвекции в механизмах ежегодной регенерации ЛВ является общепризнанной, сегодня в научном сообществе отсутствует единое мнение об интенсивности зимней конвекции в данном регионе. Более того, признавая, что глубокая конвекция существенно влияет на стабильность ЛВ, по сути ее роль определяют как второстепенную по сравнению с вихревым переносом. Действительно, на фоне высоких значений глубин верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в известных очагах глубокой конвекции, расположенных в морях Лабрадор, Ирмингера и Гренландском (Федоров и др., 2018; Belonenko et al., 2018; Belonenko and Fedorov, 2018), величины ВКС в Лофотенской котловине не столь велики. Наличие глубин конвекции более 600 м, что значительно превышает средние значения ВКС в данном бассейне (200 м), редко являлось предметом исследования в работах, посвященных динамическим процессам в Лофотенской котловине. Однако стоит подчеркнуть, что в акватории область ЛВ полностью совпадает с областью наибольших значений глубин ВКС, и это доказывает ключевую роль глубокой конвекции в существовании в центре котловины антициклонического вихря, как и необходимость ее исследования.

Квазипостоянный антициклонический ЛВ, расположенный в Лофотенской котловине (68–72° с. ш. и 3° з. д. — 16° в. д.) и распространяющийся до глубины 3250 м, был обнаружен в ходе гидрографических исследований Арктического и антарктического научно-исследовательского института 1970–1980-х гг. и в настоящее время является одним из самых изученных. ЛВ представлен линзой теплой соленой

воды на интервале глубин 300–1000 м с горизонтальным масштабом около 100 км. Считается, что зимняя конвекция в среднем составляет около 600 м (Even and Nilsen, 2006; Volkov et al., 2015; Bashmachnikov и др., 2017) и может достигать даже границы атлантических вод, расположенных ниже 800 м (Köhl, 2007). Используя гидродинамическое моделирование (MITgcm — Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model), Köhl (2007) показал, что зимняя конвекция в Лофотенском вихре в период 1997–2004 гг. могла даже превышать 1000 м; применялся метод расчета, представленный в работе (Kara et al., 2003). Подобный диапазон заглупления ВКС указан также В. А. Алексеевым с соавторами, которые рассмотрели по натурным данным положение линзы вихря для зимы 1987 г. и отметили первенствующий вклад глубокой конвекции в процессы ежегодной регенерации Лофотенского вихря (Alexeev et al., 2016). С другой стороны, существует мнение, что в ЛВ происходит не регенерация, а замещение старого ядра новыми водами, образованными вследствие зимней конвекции (Yu et al., 2017), при этом акцентируется внимание на отсутствии обновления нижнего конуса ядра вихря, расположенного на глубинах 700–1200 м (см. также (Søiland et al., 2016)). В то же время по данным глайдеров оценки глубины ВКС по методике, изложенной в работе (Montégut et al., 2004), для периода 2012–2015 гг. составляют 600 м (Yu et al., 2017).

М. А. Спол (Spall, 2010) разработал идеализированную гидродинамическую модель Северных морей (включая Лофотенскую котловину), исследовал влияние топографии на глубокую конвекцию и получил значения ВКС для Норвежского моря, не превышающие 1000 м. Он указывает, что в отличие от Гренландского моря, где конвекция проникает на значительно большие глубины, в Лофотенской котловине глубокая конвекция затрагивает только промежуточные глубины, хотя в целом в бассейне Лофотенской котловины потери тепла значительно больше. Подобные оценки глубины ВКС до 800 м получены также в работах (Søiland and Rossby, 2013; Søiland et al., 2016), где анализировались профили температуры по данным дрейфтеров, циркулировавших в Лофотенской котловине в течение 2010–2011 гг. Авторы статьи, в частности, указывают, что зимой 2010–2011 гг. наблюдались весьма незначительные градиенты температуры в слое до 800 м. В то же время в работе (Richards and Straneo, 2015), где анализируются данные автономных буйковых станций для периода с июля 2010 по сентябрь 2012 г., авторы утверждают, что зимняя конвекция в Лофотенской котловине не превышает 400 м, при этом максимум ВКС отмечается в марте 2010 г., а увеличение глубины ВКС начинается в ноябре-декабре.

Анализируя климатические данные за последние 60 лет, А. А. Кораблев с соавторами указывает, что максимальные градиенты температуры и максимальные среднеквадратические отклонения по климатическим данным фиксируются в центре Лофотенской котловины для глубины 800 м (Korablev et al., 2014). Важно отметить, что в проведенном этой группой ученых исследовании, как и во всех перечисленных выше, положение максимальных значений глубины ВКС в Лофотенской котловине так или иначе приурочено непосредственно к области Лофотенского вихря. Он находится в непрерывном движении, преимущественно вдоль изобат в циклоническом направлении, сохраняя свое положение вблизи центра котловины, а его акватория с центром, расположенным на 70° с. ш. 3,5° з. д. (Søiland et al., 2016), является областью наиболее интенсивной зимней конвекции в Лофотенской котловине. В работе (Белоненко и др., 2014) указывается положение ЛВ по

данным гидродинамического моделирования в районе, ограниченном 69–70° с. ш. и 3° в. д. — 5° в. д.

Целью нашей статьи является изучение глубокой конвекции в Лофотенской котловине и оценка ВКС с использованием данных контактных измерений, данных моделирования, а также дистанционного зондирования Земли для района, ограниченного 68–72° с. ш., 4° з. д. — 15° в. д. Мы также рассматриваем особенности временной и пространственной изменчивости глубокой конвекции в Лофотенской котловине.

1. Используемые данные

Данные буев Argo. Профили температуры (T) и солёности (S) автоматически обрабатываются, и их качество контролируется центрами обработки данных Argo¹. Данные были скорректированы системой обработки и хранения GADR (Global Argo Data Repository). Нами использовались данные, имеющие атрибуты «хороший» (флаг контроля качества = 1), «вероятно, хороший» (флаг контроля качества = 2) и «использовать с осторожностью» (флаг контроля качества = 3). Значения температуры и солёности с атрибутом «false» (флаг контроля качества = 4) были исключены из анализа. За период 2001–2017 гг. для рассматриваемой области получено более 5000 профилей температуры и солёности, в том числе за зимний период (январь — апрель) около 1500 профилей.

Данные гидродинамического моделирования — MITgcm. Пространственное горизонтальное разрешение модели составляет около 4 км. В модели используются геопотенциальные вертикальные координаты: 50 слоев толщиной от 10 (верхние слои) до 456 м (нижние слои). Граничные условия взяты из более грубой реализации модели MITgcm для всего Мирового океана — ECCO2, начальные условия — из базы World Ocean Atlas-2009. В качестве форсинга в модели использовались данные эксперимента JRA25 (Japanese 25-year Re-Analysis) на период 1992–2012 гг. Известно, что модель MITgcm хорошо описывает структуру динамики вод в Лофотенской котловине, что отмечалось рядом авторов (Köhl, 2007; Nguyen et al., 2011; Raj et al., 2015; Volkov et al., 2015; Bashmachnikov et al., 2017; Белоненко и др., 2018). Более подробное описание модели можно найти в работе (Колдунов и др., 2015). Данные реализации модели MITgcm для периода 1992–2012 гг. предоставлены Д. Л. Волковым (Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies University of Miami NOAA/AOML/PHOD).

Спутниковая альтиметрия AVISO. Данные спутниковой альтиметрии архива AVISO (Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data)² — абсолютная динамическая топография с пространственным разрешением 0,25° и временной дискретностью 7 суток. Массив составлен на основе комбинированных данных нескольких спутников. Альтиметрические данные использовались для пространственной идентификации ЛВ по полям относительной завихренности. Центр ЛВ определялся с использованием автоматической идентификации вихрей по альтиметрическим картам и методике определения характеристик вихрей

¹ NOAA. National Centers for Environmental Information. URL: <https://www.nodc.noaa.gov/argo> (дата обращения: 17.05.2018).

² AVISO+. URL: <http://www.aviso.altimetry.fr/en/data.html> (дата обращения: 17.05.2018).

(Bashmachnikov et al., 2017). На первой карте пространственного распределения относительной завихренности (в январе 1993 г.) центр ЛВ выявлялся по наименьшим значениям отрицательных величин аномалий относительной завихренности в центре Лофотенского бассейна. На каждом последующем распределении от ранее найденного центра проводились лучи, заполняющие область с инкрементом 30° , вдоль которых строились профили относительной завихренности. Вдоль каждого луча определялось минимальное расстояние до начала луча, на котором относительная завихренность либо переходит через ноль, либо имеет максимум, либо изменение относительной завихренности с расстоянием от центра составляет не более 25 % от подобной величины у начала луча. Полученные точки формировали границу аномалии, связанной с вихрем. Последние два критерия дают возможность определить границу вихря, даже если он находится в процессе слияния с другим антициклоническим вихрем или если у его периферии наблюдается «филамент» с отрицательной завихренностью. Новый центр вихря вычислялся как центр масс области, ограниченной полученным контуром границы вихря, а среднее расстояние от нового центра до этой границы принималось за радиус вихря. Результаты показали, что используемая методика позволила надежно отслеживать вихрь, избегая скачков в центры близлежащих антициклонов, даже если они были более интенсивными (Bashmachnikov et al., 2017).

2. Результаты

Настоящая статья является продолжением цикла работ по исследованию интенсивности глубокой конвекции в субарктических морях (Башмачников и др., 2018; Федоров и др., 2018; Belonenko et al., 2018; Belonenko and Fedorov, 2018). Глубина ВКС является основной характеристикой зимней конвекции (Kantha and Clayson, 2000; Федоров и др., 2018). Максимальная глубина ВКС позволяет оценить интенсивность конвективных процессов. Для ее оценки применяются различные методы определения ВКС, среди которых наиболее популярным является метод, представленный в работе (Kara et al., 2003), в соответствии с которым глубина ВКС определяется по профилям потенциальной плотности. Однако проведенное нами сравнение данного метода с методом Д. С. Духовского (Dukhovskoy et al., 2016) показало, что последний более точно определяет глубину ВКС (Федоров и др., 2018). Пример, демонстрирующий сравнение этих методов, приведен на рис. 2 а. Метод Духовского сравнивается также с другим популярным методом оценки ВКС, предложенным в статье (de Boyer Montégut et al., 2004), и показывается, что метод Духовского также является более точным (Башмачников и др., 2018).

Методы определения мощности ВКС по профилям потенциальной плотности удобны для автоматической идентификации нижней границы квазиоднородного слоя и эффективны при анализе большого набора профилей натуральных и модельных данных. Перечисленные выше методы эмпирические и не подразумевают прогрессивного изменения заданных параметров, поэтому результаты расчетов по этим методам контролируются визуально путем выбора случайной серии профилей с отмеченными на них ВКС (рис. 2 а). На сегодняшний день не существует единой методики определения ВКС по тем или иным данным. Все применяемые методы в той или иной степени имеют в своей основе эмпирическую составляющую.

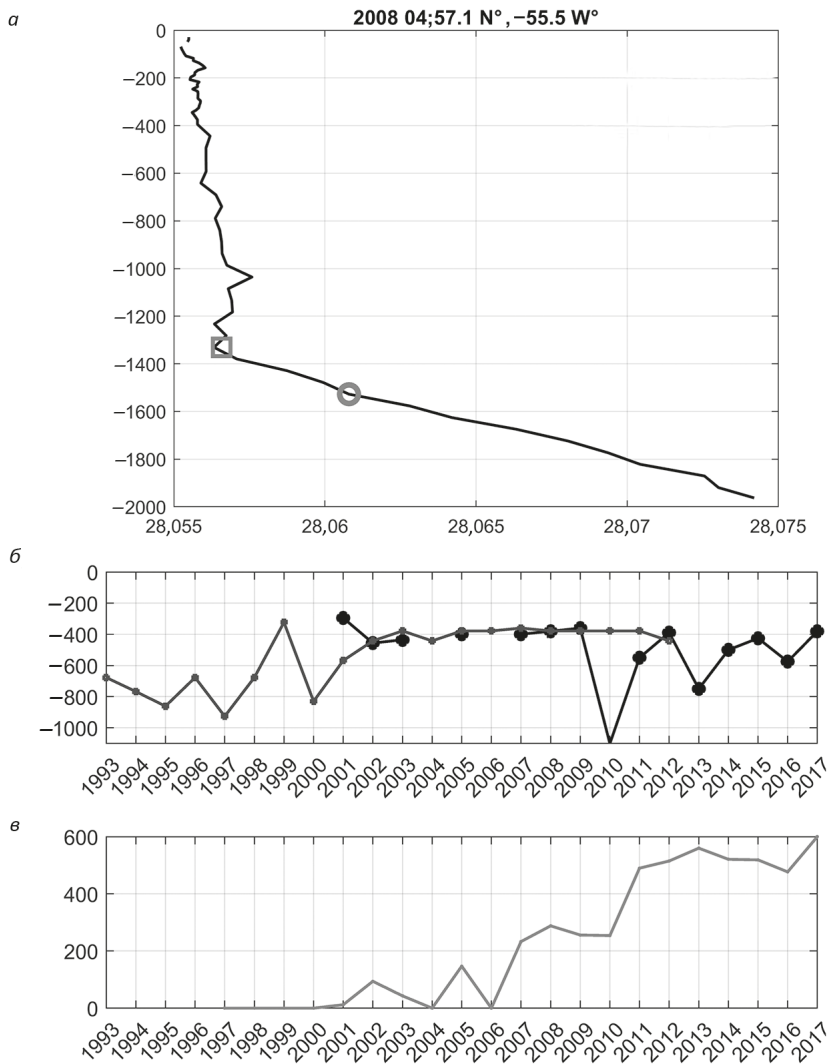


Рис. 2. Оценка качества работы метода расчета ВКС и количества контактных данных: а — профиль потенциальной плотности: ○ — ВКС по методу (Kara et al., 2003), □ — ВКС по методу Духовского; б — максимальные глубины ВКС, рассчитанные по методу Духовского: ●—●— по данным MITgcm, ●—●— по данным Argo; в — количество профилей Argo в год в области (68–72° с. ш., 3° з. д. — 15° в. д.)

В частности, в недавно опубликованной работе (Фалина и др., 2017) оценка ВКС делается на основе карт, на которые наносятся некоторые эмпирические характеристики. Данный подход определения ВКС является исключительно авторским и вряд ли может быть воспроизведен другими учеными. Основываясь на принципе необходимости контроля адекватности расчетов, мы можем доверять и оценкам ВКС других авторов, полученным на основе иных характеристик и при использовании иных методик. Наш подход, который может быть воспроизведен другими исследователями, является, пожалуй, первым, где сделана попытка провести срав-

нительный анализ методов определения ВКС на основе профилей потенциальной плотности. Этот подход был апробирован для морей Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингер (Федоров и др., 2018).

В методе Духовского нет заранее заданного критерия разности плотностей, как это сделано в работах (Kara et al., 2003; de Boyer Montégut et al., 2004), а необходимый критерий определяется особенностями самого профиля. За глубину ВКС принимается глубина h , на которой локальный градиент потенциальной плотности

сти $\left| \frac{d\sigma}{dz} \right|$ (здесь z — глубина) превышает 2 среднеквадратических отклонения гра-

диента потенциальной плотности σ в слое глубин ± 100 м от глубины h : $[(h - 100), (h + 100)]$. При оценивании ВКС по методу Духовского на участках неустойчивой стратификации нами производилось предварительное искусственное перемешивание профилей плотности для сглаживания неустойчивостей, а мелкомасштабный шум фильтровался методом скользящего среднего с шириной окна 10 м.

На рис. 2 б показана временная изменчивость максимальных глубин ВКС в Лофотенской котловине по данным MITgcm и Argo, а также график, характеризующий общее число профилей Argo (рис. 2 в). Видно, что в 2010 г. глубина ВКС по профилям Argo превышала 1000 м, в 2013 и 2016 гг. — 600 м, а в 2015 г. — 400 м (рис. 2 б). Заметим, что количество профилей Argo в регионе в указанные годы весьма значительно: в период 2007–2010 гг. — более 200, а начиная с 2011 г., постепенно увеличиваясь, оно превышает 500 профилей (рис. 2 в). В другие годы рассматриваемого периода глубина ВКС колеблется около значения 400 м. Интересно, что по данным моделирования в период 2002–2012 гг. глубина ВКС также оценивалась равной 400 м. Область наибольших глубин ВКС 700–800 м по данным MITgcm относится к периоду 1993–2001 гг. Начало реализации 1993–1994 гг. можно отнести к разгонке модели, однако последующие значения характеризуют глубины ВКС по данным модели MITgcm.

На рис. 2 б видно, что в 2010 г. глубина ВКС по данным Argo превышает 1000 м, в то время как в другие годы такие значения не усматриваются. Во все другие годы значения ВКС меньше. По данным MITgcm в 2010 г. глубина ВКС оценивается примерно так же, как в 2009 и 2011 гг., и это, возможно, связано с тем, что модель в целом показывает сглаженные значения. Впрочем, нет никаких оснований исключать экстремальные значения зимней конвекции в 2010 г. Так, глубина конвекции, превышающая 1000 м, подтверждена данными шести профилей Argo.

Следует отметить, что экстремальные глубины ВКС в 2010 г. не усматриваются для морей Лабрадор, Ирмингера и Гренландского, где традиционно существуют очаги глубокой зимней конвекции (Башмачников и др., 2018; Федоров и др., 2018; Belonenko et al., 2018; Belonenko and Fedorov, 2018). Это означает, что в Лофотенской котловине процессы взаимодействия океана и атмосферы в 2010 г. имели специфические особенности, не характерные для других регионов, и именно они привели к развитию аномально глубокой конвекции в акватории. Безусловно, в дальнейшем эти особенности необходимо исследовать, что позволит нам лучше понять процессы, происходящие в очагах зимней конвекции.

Отметим, что профили Argo по пространству распределены крайне неравномерно (рис. 3). Действительно, если в центре котловины — районе расположения ЛВ — более 40 профилей в каждом квадрате $1,0 \times 0,5^\circ$, то на периферии рассматри-

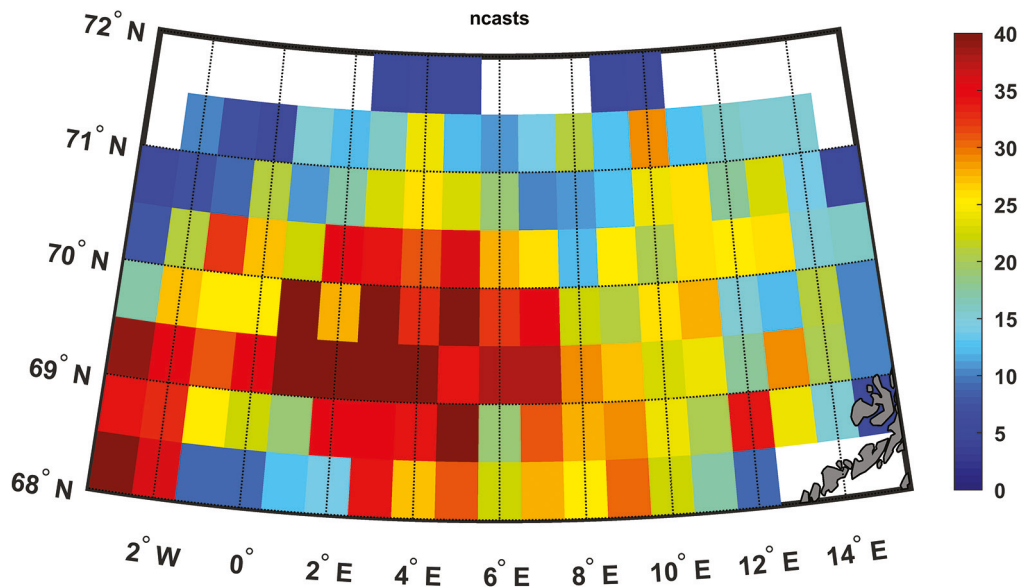


Рис. 3. Пространственное распределение профилей Argo. Шкала показывает общее количество профилей в каждом квадрате $1,0^\circ \times 0,5^\circ$ за 2001–2017 гг.

ваемого региона их число не достигает пяти. В центре Лофотенской котловины отмечается наибольшая плотность профилей, полученных по измерениям буев Argo, что способствует получению наиболее репрезентативных данных о термохалинной структуре ЛВ.

3. TS-анализ профилей внутри и вне Лофотенского вихря

Положение центра и радиус ЛВ, полученный по представленной выше методике, использовались для разделения профилей Argo, расположенных внутри и вне вихря. Очевидно, что особенности распределения температуры и солёности значительно варьируются в зависимости от положения профилей относительно центра вихря. Среднее положение центра вихря за период 1993–2016 гг. фиксируется в районе $69,75^\circ$ с. ш., $3,25^\circ$ в. д., средний радиус, рассчитанный по изменению знака относительной завихренности в радиальном направлении от центра, составляет 51 км. Только 71 профиль примерно из 1500 в рассматриваемом районе наблюдался внутри Лофотенского вихря в зимний период. На рис. 4, где представлены T-S-диаграммы профилей, расположенные внутри ЛВ, хорошо видно, что в целом все эти профили отличаются большой однородностью и малым изменением плотности. Заметим, что в марте, когда зимняя конвекция наиболее выражена, на диаграмме наблюдается два различных типа профилей. Очевидно, это связано с тем, что одна часть профилей Argo относится к ядру ЛВ, а другая — к периферии. Заметим, что аналогичное различие профилей зафиксировано также в работе (Блошкина и Иванов, 2016).

На рис. 5 показаны T-S-диаграммы для профилей вне ЛВ, где хорошо видно, что массив T-S-профилей гораздо менее однороден по сравнению с профилями, которые расположены внутри Лофотенского вихря. Различия и многообразие T-S-

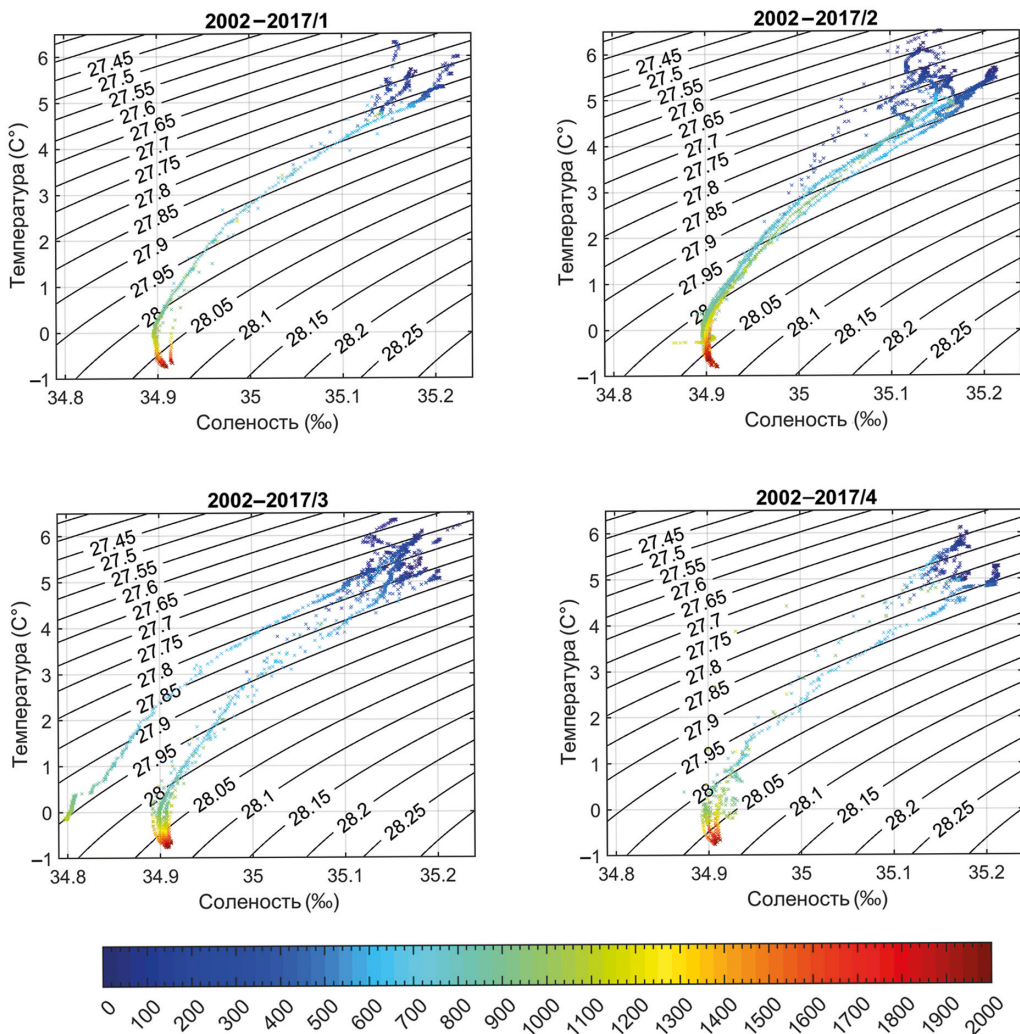


Рис. 4. Т-S-диаграммы профилей Argo (2002–2017 гг.), расположенных внутри Лофотенского вихря, за каждый месяц периода январь — апрель. Цветом показана глубина точки на профиле

диаграмм, характеризующих профили вне ЛВ, не удивительны, так как данные профили рассматривались для всей Лофотенской котловины за исключением выделенного района ЛВ (см. рис. 1). Визуально можно выделить профили с однородной плотностью и глубинами ВКС около 400–500 м.

4. Пространственное положение максимальных глубин верхнего квазиоднородного слоя по MITgcm и Argo

На рис. 6–8 показаны пространственные распределения профилей Argo и MITgcm для месяцев: январь — апрель. На рис. 6 видно, что максимальные глубины ВКС фиксируются в области расположения Лофотенского вихря. На

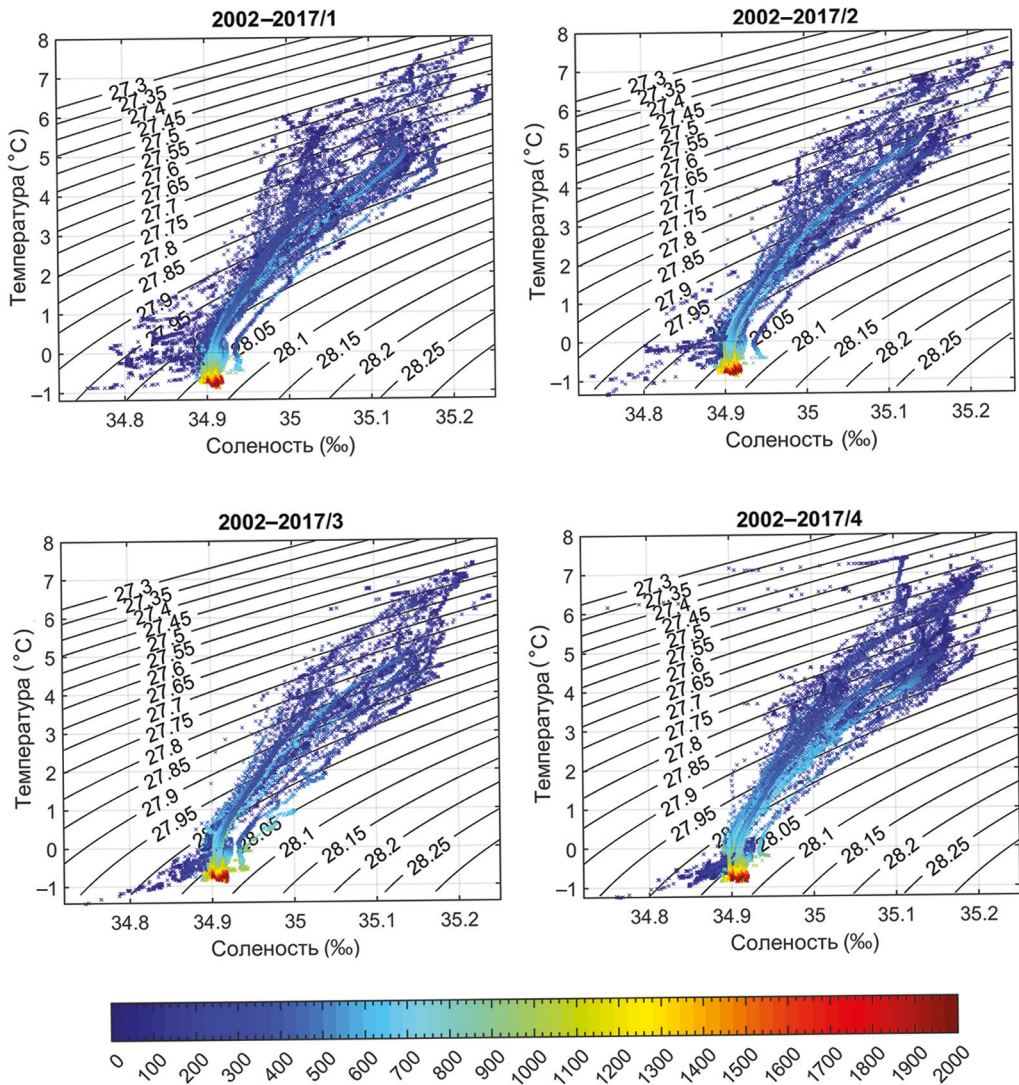


Рис. 5. T-S-диаграммы профилей Argo (2002–2017 гг.), расположенных вне Лофотенского вихря, за каждый месяц периода январь — апрель. Цветом показана глубина точки на профиле

рис. 6а максимальная глубина ВКС по данным Argo фиксируется в районе, расположенном примерно на 3° в. д., а по данным MITgcm — на 4° в. д. Глубины ВКС 500–600 м преимущественно расположены в непосредственной близости от ЛВ, где отмечаются также наибольшие глубины дна (рис. 1а). Таким образом, по данным Argo максимальные глубины ВКС характерны для области ЛВ и прилегающей к нему области: здесь глубины ВКС превышают 500 м. В остальной части рассматриваемого района конвекции глубина ВСК невелика и составляет 100–300 м. Подобные оценки ВКС получены и по данным MITgcm (рис. 6б), однако в целом следует отметить некоторое их завышение по сравнению с оценками ВКС

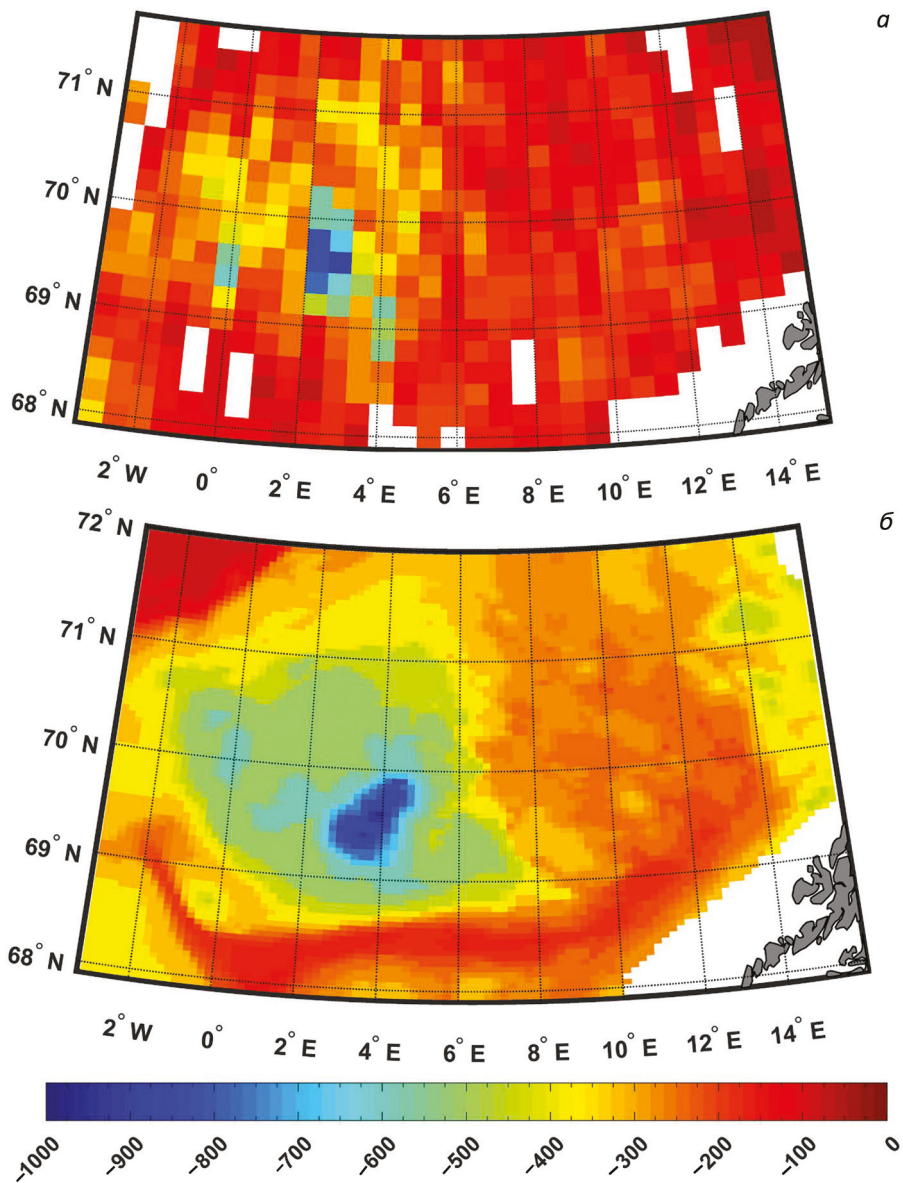


Рис. 6. Пространственные распределения максимальных глубин ВКС (м) по данным измерений: а — Argo за 2001–2017 гг.; б — модели MITgcm (профили строились для каждой точки сетки) за 1993–2012 гг. Для построения изображений по данным буев Argo применялись фильтры скользящего среднего с размером окна 25×25 км

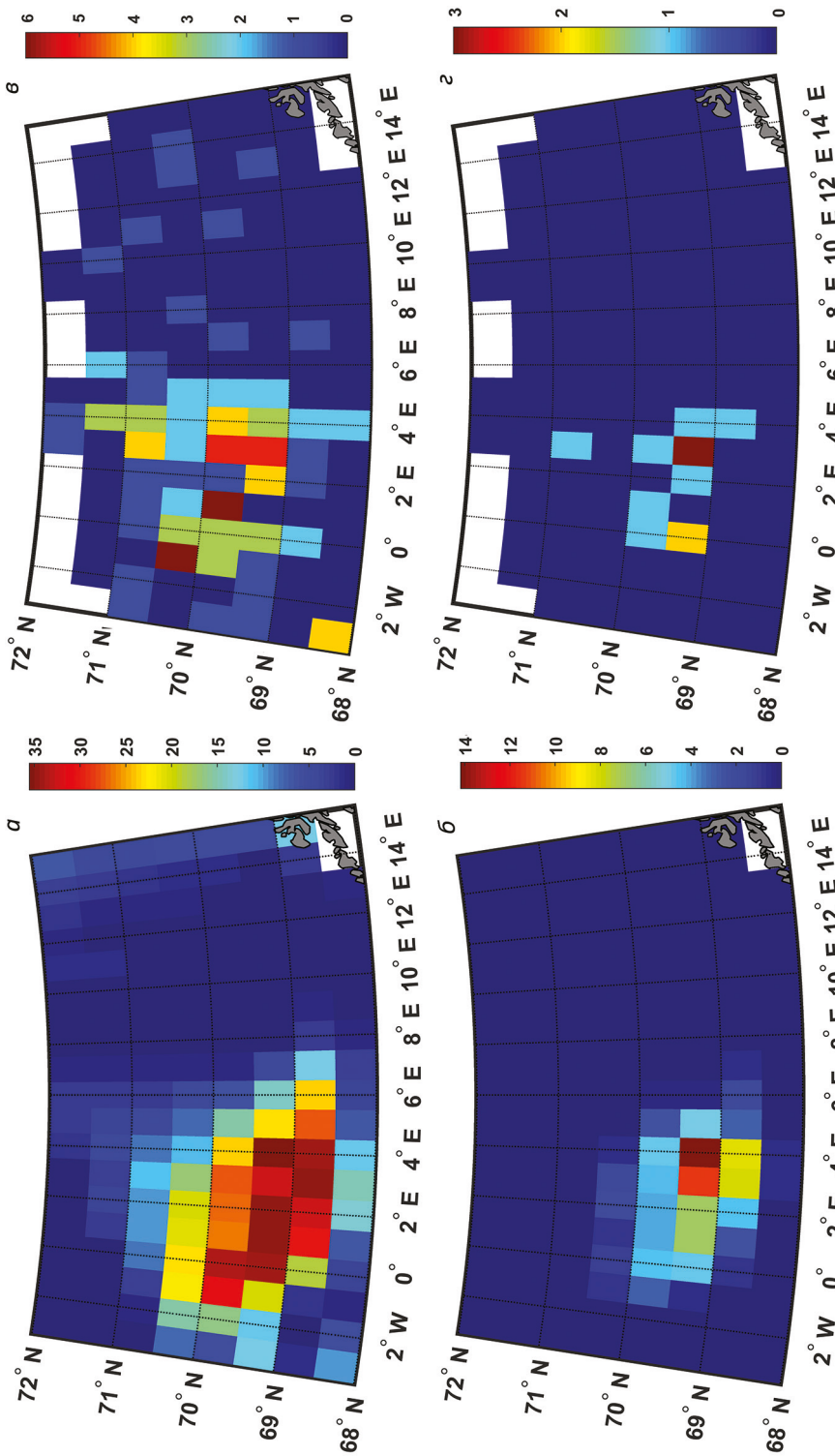


Рис. 7. Пространственное распределение количества профилей (в процентах от общего числа — 16 000 профилей в каждой ячейке за 1993–2012 гг.) по данным МПГсст с глубинами ВКС, превышающими: а — 300 м, б — 500 м; и общее число по данным буев Argo с глубинами ВКС за 2001–2017 гг., превышающими: в — 300 м, г — 500 м. Сетка $1,0^{\circ} \times 0,5^{\circ}$

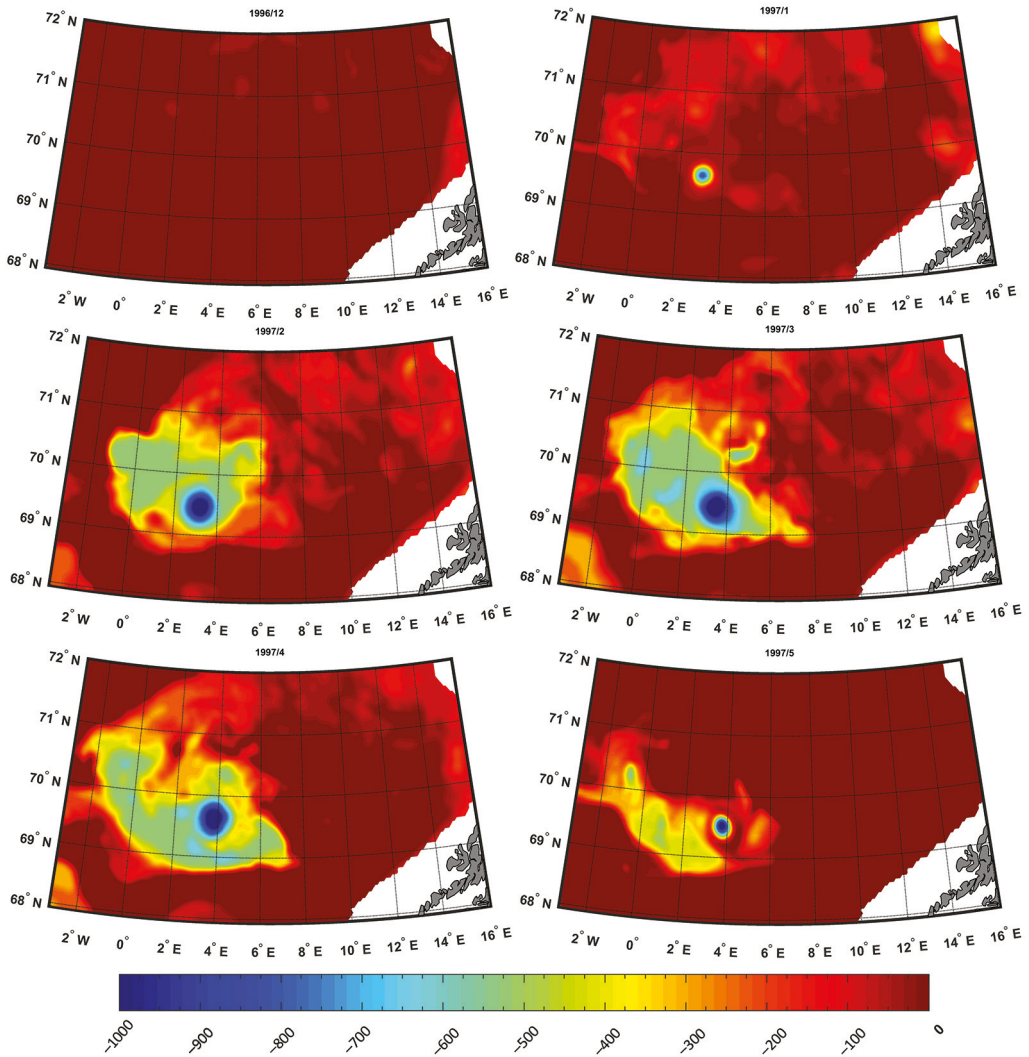


Рис. 8. Пространственное распределение глубин ВКС в Лофотенской котловине, полученное по данным MITgcm с декабря 1996 г. по май 1997 г.

по данным Argo (рис. 6а). Однако следует заметить, что по данным MITgcm область максимальных глубин, превышающих 800 м, расположена примерно на 1° восточнее области максимальных глубин ВКС, выделяемых по данным Argo. Подобное смещение обнаружено также при сравнении данных MITgcm с данными гидрологических разрезов ПИНРО на судне «Фридьоф Нансен», где отмечалось подобное смещение ядра ЛВ на 1° к востоку на разрезе $69^\circ 20'$ с. ш. в июле 2005 г. (Белоненко и др., 2018). Для области ЛВ фиксируются наибольшие глубины ВКС в исследуемом регионе и по данным MITgcm. Область с глубинами 800–900 м, очевидно, относится к периоду 1993–2000 гг. (рис. 2).

На рис. 7 дано распределение по акватории Лофотенской котловины профилей в процентах от общего числа (в ячейке $1,0 \times 0,5^\circ$ — 16 000 профилей) в данном

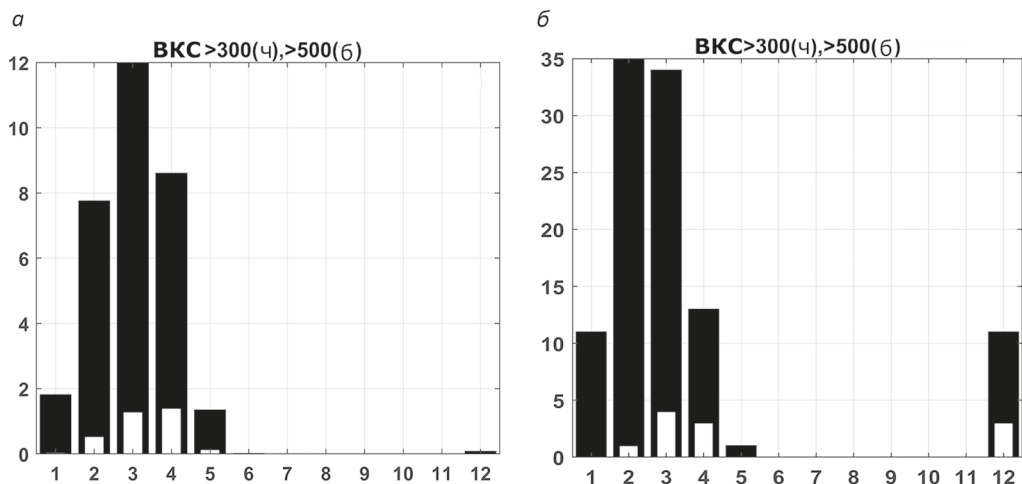


Рис. 9. Число профилей (%) за каждый месяц с 1993 по 2012 г. по данным MITgcm (а) и общее число профилей буев Argo в месяц за 2001–2017 гг. (б) с глубинами ВКС, превышающими 300 м (черный цвет) и 500 м (белый) в области 68–72° с. ш., 3° з. д. — 16° в. д.

пункте для MITgcm (рис. 7а, б) и общее количество профилей Argo (рис. 7в, г) в зависимости от глубины ВКС, превышающей 300 и 500 м. Видно, что наибольшее количество профилей на всех картах характерно для ЛВ: большинство профилей MITgcm расположены в области Лофотенского вихря и прилегающей к нему области. Эти зоны также характеризуются наибольшими глубинами ВКС.

На рис. 8 представлен «сезонный ход» максимальных глубин ВКС по данным MITgcm за каждый месяц в период с декабря 1996 г. по май 1997 г. (см. также рис. 2). Видно, что в декабре 1996 г. зимняя конвекция еще отсутствует, но спустя месяц, в январе, уже начинает развиваться, охватывая незначительную площадь. В феврале зимняя конвекция хорошо видна на рис. 8 и достигает максимума в марте (наибольшая площадь). В апреле зимняя конвекция хорошо выражена, а в мае еще присутствует, но существенно уменьшилась по площади. Максимальные глубины ВКС превышают 900 м.

На рис. 9 показано распределение профилей по данным MITgcm в процентах от общего числа профилей и профилей буев Argo в зависимости от градации наибольшей глубины ВКС: более 300 м, более 500 м. Видно, что наибольшее число профилей с глубинами ВКС, превышающими 300 м, по данным MITgcm, наблюдаются в марте (12%), и 35 — число профилей, по данным буев Argo, в феврале. В то же время для глубин ВКС более 500 м — только 1% по данным MITgcm в марте и апреле, а по данным буев Argo — три профиля в марте и еще два — в апреле. На рис. 9 видно, что с июня по ноябрь глубокая конвекция в Лофотенской котловине отсутствует.

На рис. 10 показана межгодовая изменчивость числа профилей по данным MITgcm в градациях: более 300 м и более 500 м. Видно, что в начале реализации имеется значительное число профилей с глубинами ВКС более 300 м и более 500 м. Выделяется 1997 г., в котором больше всего профилей с глубинами ВКС, превышающими 500 м. В то же время 1999 и 2003 гг. характеризуются минимальными

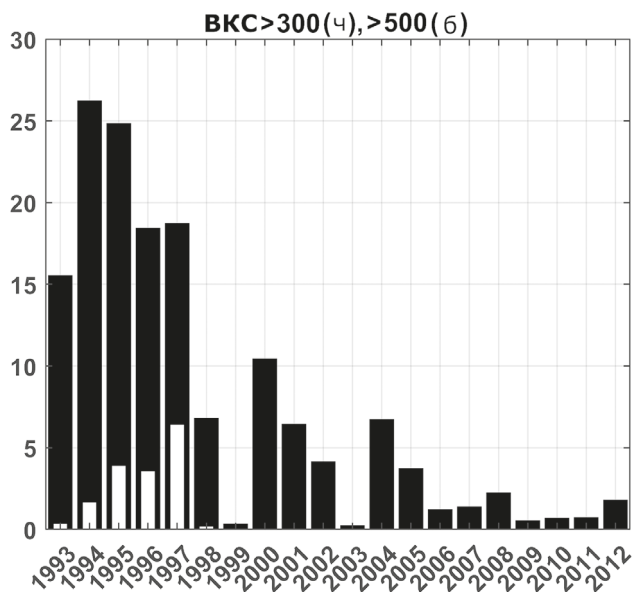


Рис. 10. Межгодовая изменчивость числа профилей (в процентах профилей от общего числа за год) с глубиной ВКС более 300 м (черный цвет) и 500 м (белый цвет) по данным MITgcm в области 68–72° с. ш., 3° з. д. — 16° в. д.

значениями профилей с указанными характеристиками, а после 1998 г. вообще не наблюдаются ВКС с глубинами, превышающими 500 м. В целом рис. 10 согласуется с рис. 2.

Заключение

В работе оценивалась глубина ВКС в Лофотенской котловине Норвежского моря. Для оценивания применялся метод Духовского, в котором в отличие от методов, представленных в работах (Kara et al., 2003; de Boyer Montégut et al., 2004), нет заранее заданного критерия разности плотностей, а необходимый критерий определяется особенностями самого профиля. Сравнивались глубины ВКС в Лофотенской котловине по данным гидродинамического моделирования (модель MITgcm) и буев Argo. Диапазоны глубин ВКС, полученных по контактными данным Argo и по модели MITgcm, хорошо согласуются.

Для T-S-диаграмм, построенных по профилям внутри ЛВ, характерна выраженная однородность и незначительное изменение плотности. В марте, когда зимняя конвекция наиболее выражена, на T-S-диаграмме наблюдается два типа профилей Argo: относящихся к ядру ЛВ и его периферии. T-S-диаграммы профилей, расположенных вне ЛВ, отличаются значительно большим разбросом.

Анализ пространственных распределений глубин ВКС, полученных по Argo и MITgcm с января по апрель, показывает, что максимальные глубины ВКС фиксируются в области расположения Лофотенского вихря. Однако максимальные глубины, превышающие 800 м, по данным MITgcm, расположены примерно на 1° восточнее максимальных глубин ВКС, выделяемых по данным Argo.

По данным Argo, глубокая конвекция характерна для области ЛВ и прилегающей к нему области. В остальной части Лофотенской котловины зимняя конвекция невелика и мало отличается от средних значений осенне-зимней конвекции. Подобные оценки ВКС наблюдаются и по данным MITgcm, однако в целом следует отметить некоторое завышение максимальных глубин ВКС в сравнении с распределениями ВКС по данным буев Argo.

Построено пространственное распределение количества профилей в процентах от общего числа профилей для MITgcm и общее количество профилей Argo в зависимости от глубины ВКС, превышающей 300 и 500 м, в каждом квадрате $1,0 \times 0,5^\circ$. Видно, что наибольшее количество профилей с максимальными значениями ВКС на всех картах характерно для акватории ЛВ: большинство профилей Argo расположены непосредственно в области Лофотенского вихря и прилегающей к нему области.

Рассмотрен «сезонный ход» максимальных глубин ВКС по данным MITgcm за каждый месяц с декабря 1996 г. по май 1997 г. Показано, что в декабре 1996 г. зимняя конвекция еще отсутствует, но спустя месяц, в январе, уже начинает развиваться, охватывая незначительную площадь. В феврале зимняя конвекция хорошо видна и достигает максимума в марте (наибольшая площадь).

Наибольшее число профилей с глубинами ВКС, превышающими 300 м, по данным MITgcm наблюдаются в марте, в то время как по данным буев Argo — в феврале. К сожалению, количество профилей Argo в данном регионе все еще недостаточно для получения репрезентативной картины, с 2001 по 2017 г. наблюдалось только 12 профилей с глубиной ВКС, превышающей 1000 м, поэтому говорить о какой-либо статистической значимости не представляется возможным. В целом за последние годы (2011–2017 гг.) наблюдается значительное увеличение количества наблюдений, в основном как раз за счет буев Argo. Это обстоятельство позволяет надеяться, что в ближайшем будущем мы сможем иметь необходимое число контактных измерений для получения репрезентативных оценок.

Авторы выражают признательность Денису Волкову за предоставленную возможность использовать результаты MITgcm.

Литература

- Баишмачников, 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>.
- Белоненко, Т. В., Волков, Д. Л., Норден, Ю. Е., Ожигин, В. К., 2014. Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря. Вестник СПбГУ. Науки о Земле 7 (2), 108–121.
- Белоненко, Т. В., Колдунов, А. В., Сентябов, Е. В., Карсаков, А. Л., 2018. Термохалинная структура Лофотенского вихря Норвежского моря на основе экспедиционных исследований и по данным гидродинамического моделирования. Вестник СПбГУ. Науки о Земле 63 (4), 502–519.
- Блошкина, Е. В., Иванов, В. В., 2016. Конвективные структуры в Норвежском и Гренландском морях по результатам моделирования с высоким пространственным разрешением. Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации 361, 146–168.

- Колдунов, А. В., Колдунов, Н. В., Волков, Д. Л., Белоненко, Т. В., 2015. Применение спутниковых данных для валидации гидродинамической модели Северного Ледовитого океана. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса 12 (6), 111–124.
- Суховой, В. Ф., 1986. Моря Мирового океана. Гидрометеиздат, Ленинград.
- Фалина, А. С., Сарафанов, А. А., Добролюбов, С. А., Запотько, В. С., Гладышев, С. В., 2017. Конвекция и стратификация вод на севере Атлантического океана по данным измерений зимой 2013/14 гг. Вестник Московского ун-та. Серия 5: География 4, 45–54.
- Федоров, А. М., Башмачников, И. Л., Белоненко, Т. В., 2018. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингер. Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле 63 (3), 345–362. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>.
- Alexeev, V. A., Ivanov, V. V., Repina, I. A., Lavrova, O. Yu., Stanichny, S. V., 2016. Convective structures in the Lofoten Basin based on satellite and Argo data. *Izv. Atmos. Ocean. Phys* 52 (9), 1064–1077. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090036>.
- Bashmachnikov, I. L., Sokolovskiy, M. A., Belonenko, T. V., Volkov, D. L., Isachsen, P. E., Carton, X., 2017. On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea. *Deep-Sea Res I* (128), 1–27. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.001>.
- Belonenko, T. V., Fedorov, A. M., Bashmachnikov, I. L., Fuks, B. R., 2018. Current Intensity Trends in the Labrador and Irminger Seas Based on Satellite Altimetry Data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 54 (9), 1031–1038. <https://doi.org/10.1134/S0001433818090074>.
- Belonenko, T. V., Fedorov, A. M., 2018. Steric Level Fluctuations and Deep Convection in the Labrador and Irminger Seas. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 54 (9), 1039–1049. <https://doi.org/10.1134/S0001433818090086>.
- Blindheim, J., Østerhus, S., 2013. The Nordic Seas, Main Oceanographic Features. In: *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* / H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes and W. Berger (eds.). American Geophysical Union, Washington, 11–37. <https://doi.org/10.1029/158GM03>.
- de Boyer Montégut, 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. *J. Geophys. Res.* 109, 12003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>.
- Dukhovskoy, D. S., Chassignet, E. P., Hogan, P. J., Metzger, E. J., Posey, P., Smedstad, O. M., Stefanova, L. B., Wallcraft, A. J., 2016. Current State and Recent Changes in the Arctic Ocean from the HYCOM-NCODA Global Ocean and Sea Ice Prediction System. American Geophysical Union, San Francisco.
- Even, J. Ø., Nilsen, E. F., 2006. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948–1999, *Progress in Oceanography* 70 (1), 58–90. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2006.03.014>.
- Kantha, L. H., Clayson, C. A., 2000. *Small Scale Processes in Geophysical Fluid Flows International Geophysics Series*, vol. 67. Academic Press, San Diego.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E., 2003. Mixed layer depth variability over the global ocean, *J. Geophys. Res.* 108, 3079, <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>, C3.
- Köhl, A., 2007. Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin. *J. Phys. Oceanography* 37, 2637–2651.
- Korablev, A. A., Smirnov, A., Baranova, O. K., 2014. Climatological Atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic / D. Seidov and A. R. Parsons (eds). *International Ocean Atlas and Information Series* 13. Silver Spring, Maryland. <https://doi.org/10.7289/V5K64G16>.
- Marshall, J., Schott, F., 1999. Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics* 37 (1), 1–64.
- Nguyen, A. T., Menemenlis, D., Kwok, R., 2011. Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: approach and assessment. *J. Geophys. Res.* 116, 4025. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006573>
- Nilsen, J. E., Falck, E., 2006. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea from the period 1948–1999. *Progress in Oceanography* 70, 58–90.
- Raj, R. P., Chafik, L., Nilsen, J. E. Ø., Eldevik, T., Halo, I., 2015. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas. *Deep-Sea Res* 196, 1–14.
- Richards, C. G., Straneo, F., 2015. Observations of Water Mass Transformation and Eddies in the Lofoten Basin of the Nordic Seas. *J. Phys. Oceanography* 45, 1735–1756. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0238.1>.
- Søiland, H., Rossby, T., 2013. On the structure of the Lofoten Basin Eddy. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 4201–4212. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20301>.

- Soiland, H., Chafik, L., Rossby, T., 2016. On the long-term stability of the Lofoten Basin Eddy. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 4438–4449. <https://doi.org/10.1002/2016JC011726>.
- Spall, M. A., 2010. Non-local topographic influences on deep convection: An idealized model for the Nordic Seas. *Ocean Modelling* 32 (1–2), 72–85. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.10.009>.
- Volkov, D. L., Kubryakov, A. A., Lumpkin R., 2015. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model. *Deep-Sea Res. I* (105), 142–157. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001>.
- Yu, L. -S., Bosse, A., Fer, I., Orvik, K. A., Bruvik, E. M., Hessevik, I., Kvalsund, K., 2017. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 6814–6834. <https://doi.org/10.1002/2017JC012982>.

Статья поступила в редакцию 27 июля 2018 г.

Статья рекомендована в печать 3 июня 2019 г.

Контактная информация:

Федоров Александр Михайлович — aandmofficially@gmail.com

Баишмачников Игорь Львович — igor1969@mail.ru

Белоненко Татьяна Васильевна — btvlisab@yandex.ru

Winter convection in the Lofoten Basin according to ARGO buoys and hydrodynamic modeling

A. M. Fedorov^{1,2}, I. L. Bashmachnikov^{1,2}, T. V. Belonenko¹

¹ St. Petersburg State University,

7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

² Scientific Foundation «Nansen International Center for the Environment and Remote Sensing»,

14, 7-ya liniia, V.O., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

For citation: Fedorov, A. M., Bashmachnikov, I. L., Belonenko, T. V. (2019). Winter convection in the Lofoten Basin according to ARGO buoys and hydrodynamic modeling. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 64 (3), 491–511. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308> (In Russian)

In the center of the Lofoten Basin in the Norwegian Sea is located a unique natural phenomenon: the quasi-permanent anticyclonic Lofoten vortex (LV). Winter deep convection is a necessary condition for its stability and one of the main mechanisms of its existence, as it creates favorable conditions for its annual regeneration. Another mechanism to maintain a high anticyclonic vorticity in the center of the basin is the capture of mesoscale eddies that break away from the Norwegian Current. Despite the fact that the important role of deep convection in the mechanisms of annual regeneration of the LV is generally recognized, today in the scientific community there is no consensus on the intensity of winter convection in the region. We estimate a depth of mixed layer (MLD) in the Lofoten Basin. We use the method formulated by Dukhovskoy for estimation. Unlike other known methods, this method does not have any predetermined criterion of density difference, and a necessary rule is determined by the features of the profile itself. We compared estimation of MLD in the Lofoten Basin according to MITgcm data and ARGO buoys data. Estimates of the MLD and the spatial distribution of their maximum values are obtained for the Lofoten Basin. The spatial distribution of Argo profiles is considered. It is shown that T-S diagrams constructed on these profiles are characterized by a pronounced homogeneity and a slight change in density inside the Lofoten vortex (LV) in contrast to the profiles located outside the vortex. The LV area coincides completely with the region of the highest values of MLD, and this proves the key role of deep convection

in the existence of an anticyclonic vortex in the center of the basin, as well as the need for its study. Graphs of the spatial distribution of MLD in excess of 300 and 500 m are analyzed.

Keywords: Norwegian Sea, Lofoten vortex, Lofoten Basin, deep convection, ARGO, mixed layer depth, MITgcm, MLD.

References

- Alexeev, V. A., Ivanov, V. V., Repina, I. A., Lavrova, O. Yu., Stanichny, S. V., 2016. Convective structures in the Lofoten Basin based on satellite and Argo data. *Izv. Atmos. Ocean. Phys* 52 (9), 1064–1077. <https://doi.org/10.1134/S0001433816090036>.
- Bashmachnikov, I. L., Fedorov, A. M., Vesman, A. V., Belonenko, T. V., Koldunov, A. V., Dukhovskoi, D. C., 2018. The 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., Sokolovskiy, M. A., Belonenko, T. V., Volkov, D. L., Isachsen, P. E., Carton, X., 2017. On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea. *Deep-Sea Res I* (128), 1–27. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.001>.
- Belonenko, T. V., Fedorov, A. M., 2018. Steric Level Fluctuations and Deep Convection in the Labrador and Irminger Seas. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 54 (9), 1039–1049. <https://doi.org/10.1134/S0001433818090086>.
- Belonenko, T. V., Fedorov, A. M., Bashmachnikov, I. L., Fuks, B. R., 2018. Current Intensity Trends in the Labrador and Irminger Seas Based on Satellite Altimetry Data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 54 (9), 1031–1038. <https://doi.org/10.1134/S0001433818090074>.
- Belonenko, T. V., Koldunov, A. V., Sentiabov, E. V., Karsakov, A. L., 2018. Thermohaline structure of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea based on in-situ and model data. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle* 63 (4), 502–519. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.406>. (In Russian)
- Belonenko, T. V., Volkov, D. L., Norden, Iu. E., Ozhigin, V. K., 2014. Currents circulation in the Lofoten basin of the Norwegian Sea. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle* 7 (2), 108–121. (In Russian)
- Blindheim, J., Østerhus, S., 2013. The Nordic Seas, Main Oceanographic Features. In: *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* / H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes and W. Berger (eds). American Geophysical Union, Washington, 11–37. <https://doi.org/10.1029/158GM03>.
- Bloshkina, E. V., Ivanov, V. V., 2016. Convective structures in the Norwegian and Greenland Seas based on simulation results with high spatial resolution. *Trudy Gidrometeorologicheskogo nauchno-issledovatel'skogo tsentra Rossiiskoi Federatsii* 361, 146–168. (In Russian)
- de Boyer Montégut, 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. *J. Geophys. Res.* 109, 12003, <https://doi.org/10.1029/2004JC002378>.
- Dukhovskoy, D. S., Chassignet, E. P., Hogan, P. J., Metzger, E. J., Posey, P., Smedstad, O. M., Stefanova, L. B., Wallcraft, A. J., 2016. Current State and Recent Changes in the Arctic Ocean from the HYCOM-NCODA Global Ocean and Sea Ice Prediction System. American Geophysical Union, San Francisco.
- Even, J. Ø., Nilsen, E. F., 2006. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948–1999, *Progress in Oceanography* 70 (1), 58–90, <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.014>.
- Falina, A. S., Sarafanov, A. A., Dobroliubov, S. A., Zapotyl'ko, V. S., Gladyshev, S. V., 2017. Convection and water stratification in the North Atlantic Ocean according to measurements in winter 2013/14. *Vestnik Moskovskogo universiteta, Seriya 5: Geografiya* 4, 45–54. (In Russian)
- Fedorov, A. M., Bashmachnikov, I. L., Belonenko, T. V., 2018. Localization of areas of deep convection in the of the North European Basin, Labrador and Irminger. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle* 63 (3), 345–362. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2018.306>. (In Russian)
- Kantha, L. H., Clayson, C. A., 2000. *Small Scale Processes in Geophysical Fluid Flows International Geophysics Series*, vol. 67. Academic Press, San Diego.
- Kara, A. B., Rochford, P. A., Hurlburt, H. E., 2003. Mixed layer depth variability over the global ocean, *J. Geophys. Res.* 108, 3079. <https://doi.org/10.1029/2000JC000736>, C3.

- Köhl, A., 2007. Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin. *J. Phys. Oceanography* 37, 2637–2651.
- Koldunov, A. V., Koldunov, N. V., Volkov, D. L., Belonenko, T. V., 2015. Applying Satellite Data for Validation of the Hydrodynamic Model for the Arctic Ocean. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa* 12 (6), 111–124. (In Russian)
- Korablev, A. A., Smirnov, A., Baranova, O. K., 2014. Climatological Atlas of the Nordic Seas and Northern North Atlantic / D. Seidov and A. R. Parsons (eds). *International Ocean Atlas and Information Series* 13. Silver Spring, Maryland. <https://doi.org/10.7289/V5K64G16>.
- Marshall, J., Schott, F., 1999. Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Reviews of Geophysics* 37 (1), 1–64.
- Nguyen, A. T., Menemenlis, D., Kwok, R., 2011. Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: approach and assessment. *J. Geophys. Res.* 116, 4025. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JC006573>
- Nilsen, J. E., Falck, E., 2006. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea from the period 1948–1999. *Progress in Oceanography* 70, 58–90.
- Raj, R. P., Chafik, L., Nilsen, J. E. Ø., Eldevik, T., Halo, I., 2015. The Lofoten Vortex of the Nordic Seas. *Deep-Sea Res.* 196, 1–14.
- Richards, C. G., Straneo, F., 2015. Observations of Water Mass Transformation and Eddies in the Lofoten Basin of the Nordic Seas. *J. Phys. Oceanography* 45, 1735–1756. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-14-0238.1>.
- Soiland, H., Chafik, L., Rossby, T., 2016. On the long-term stability of the Lofoten Basin Eddy. *J. Geophys. Res. Oceans* 121, 4438–4449. <https://doi.org/10.1002/2016JC011726>.
- Soiland, H., Rossby, T., 2013. On the structure of the Lofoten Basin Eddy. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 4201–4212. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20301>.
- Spall, M. A., 2010. Non-local topographic influences on deep convection: An idealized model for the Nordic Seas. *Ocean Modelling* 32 (1–2), 72–85. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.10.009>.
- Sukhovei, V. F., 1986. Morya Mirovogo okeana [Seas of the World Ocean]. *Gidrometeoizdat, Leningrad*. (In Russian).
- Volkov, D. L., Kubryakov, A. A., Lumpkin, R., 2015. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model. *Deep-Sea Res I* (105), 142–157. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001>.
- Yu, L. -S., Bosse, A., Fer, I., Orvik, K. A., Bruvik, E. M., Hessevik, I., Kvalsund, K., 2017. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 6814–6834. <https://doi.org/10.1002/2017JC012982>.

Received: July 27, 2018

Accepted: June 3, 2019

Contact information:

Aleksandr M. Fedorov — aandmofficially@gmail.com

Igor L. Bashmachnikov — igorb1969@mail.ru

Tatyana V. Belonenko — btvlisab@yandex.ru