

Санкт-Петербургский государственный университет

***ТРАВКИН Владимир Станиславович***

**Выпускная квалификационная работа**

***Вихревая динамика Лофотенской котловины Норвежского моря***

Уровень образования:

Направление 05.04.04 «Гидрометеорология»

Основная образовательная программа ВМ.5746.2020 «Физическая океанография и биопродуктивность океанов и морей (ФОБОС)»

Научный руководитель:

Профессор кафедры океанологии,  
доктор географических наук, профессор,  
Белоненко Татьяна Васильевна

Рецензент:

кандидат физико-математических наук,  
старший научный сотрудник,  
Гневывшев Владимир Григорьевич

Санкт-Петербург

2022

## Оглавление

<b>Введение</b> .....	3
<b>Данные и методы</b> .....	10
ETOPO1 .....	10
GLORYS12V1 .....	10
Aqua/MODIS (Level 3 Standard Mapped Image - SMI) .....	11
ERA5 .....	11
TEOS-10.....	12
<b>Глава 3. Анализ потенциальной и кинетической энергии в Лофотенской котловине</b> .....	12
Результаты.....	13
Выводы по главе 3. ....	20
<b>Глава 4. Исследование квазипостоянного грибовидного диполя в Лофотенской котловине</b> .....	21
Результаты.....	24
Выводы по главе 4. ....	30
<b>Глава 5. Холодное пятно над Лофотенским вихрем</b> . ....	31
Результаты.....	31
Выводы по главе 5. ....	39
<b>Заключение</b> .....	40
<b>Список литературы</b> .....	42

## Введение

Морские течения охватывают всю толщу Мирового океана и представляют собой сложную систему горизонтальных и вертикальных движений, которая образует т.н. «глобальный термохалинный конвейер» (ГТК), уменьшающий контраст между климатическими условиями экваториальных и полярных широт (Broecker, 1987). Водные массы Атлантического океана являются одним из ключевых компонентов данного конвейера и оказывают существенное влияние на климат и погодные условия Европы (Eldevik et al., 2009). В районе Северной Атлантики ГТК представлен, главным образом, Северо-Атлантическим течением, а в Северо-Европейском бассейне его продолжением - теплым Норвежским течением (Jakobsen et al., 2003; Orvik, 2004; Pedersen et al., 2005). Норвежское море, расположенное в северо-восточной Атлантике, является ключевым районом образования глубинных плотных вод, формирующих нижнюю часть Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции (АМОЦ) (Lozier et al., 2019). В северной части Норвежского моря находится Лофотенская котловина (ЛК), тогда как в южной части – Норвежская котловина (Belonenko et al., 2021) (Рис. 1).

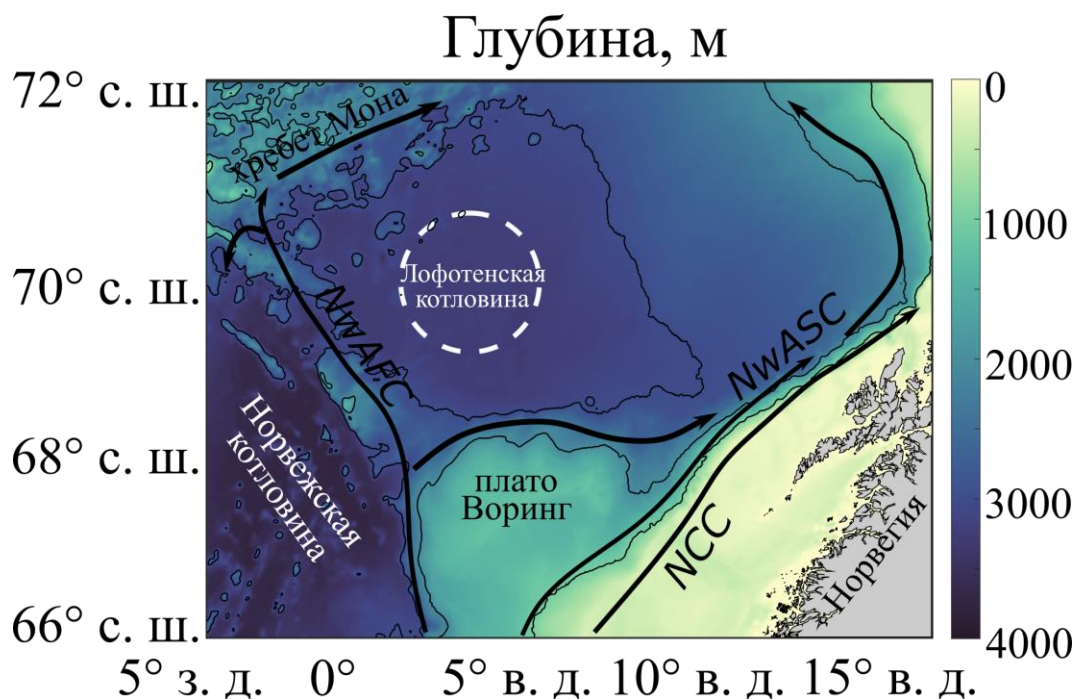


Рисунок 1. Район исследования. Белой окружностью показано положение антициклонического Лофотенского вихря ( $r = 80$  км), стрелками показаны основные течения: NwASC, NwAFC, NCC.

Разделяющееся на две крупные ветви, Норвежское течение заполняет своими водами большую часть акватории Норвежского моря (Белоненко и др., 2014). Восточная ветвь представлена бароклинно неустойчивым Норвежским склоновым течением (The Norwegian Atlantic Slope Current – NwASC), располагающимся над континентальным склоном Норвегии и несущим свои воды на север в сторону Баренцева моря (Volkov et al., 2015). Тогда как западная ветвь Норвежского течения представлена бароклинно неустойчивым Норвежским фронтальным течением (The Norwegian Atlantic Frontal Current - NwAFC). Теплые и соленые воды данных ветвей проникают до глубин порядка 400-600 м, что непосредственно связано с минимальной глубиной порогов, располагающихся на пути атлантических вод в Норвежское море (Белоненко и др., 2014). Характеристики атлантических вод претерпевают существенные изменения при их движении на север за счет локальных процессов, таких как: взаимодействие с атмосферой, формирование и разрушение морского льда, перемешивание с другими водными массами (Segtnan et al., 2011). В работе (Broome et al., 2020) авторы отмечают наличие положительного линейного тренда высоты поверхности моря, стерических колебаний и бароклинного потока в Лофотенской котловине за 1993-2017 гг. Глубже атлантических вод располагаются глубинные водные массы арктического происхождения, характеризующиеся высокой соленостью и более низкими температурами по сравнению с водами Атлантики (Köhl, 2007). Кроме того, восточнее Норвежского склонового течения располагаются опресненные и холодные воды Норвежского прибрежного течения (The Norwegian Coastal Current – NCC), движущегося также в северном направлении. Подобный характер циркуляции в Норвежском море, и, в частности, в районе Лофотенской котловины, обусловлен ее существенной топографической изолированностью от соседних областей (Алексеев и др., 2016).

Лофотенская котловина представляет собой абиссальную ровную поверхность с максимальной глубиной порядка 3250 м и площадью около 1300 км<sup>2</sup>, ограниченную изобатой 3000 м (Башмачников и др., 2017). Котловина обособлена с северо-западной части хребтом Мона, хребтом Ян-Майен с запада и юго-запада, плато Воринг с юга и континентальным склоном Норвегии с востока. ЛК имеет важное климатическое значение, поскольку она является транзитным регионом для теплых и соленых атлантических вод на их пути в Арктический бассейн (Малинин и Шмакова, 2018; Vesman et al., 2020). Заглубление промежуточных атлантических вод способствует накоплению в ЛК теплых и соленых вод, что превращает данную область в крупнейший резервуар тепла в Северной Атлантике (Новоселова и Белоненко, 2020). За счет относительно высоких

температур поверхности воды, в ЛК отмечается существенная годовая суммарная теплоотдача, составляющая  $125 \text{ Вт/м}^2$  (там же). Зимой в ЛК потери тепла равны  $80 \text{ Вт/м}^2$  (Richards and Straneo, 2015), что благоприятно воздействует на развитие конвекции до глубин свыше 1000 м (Raj et al., 2015; Федоров и др., 2019). В районе ЛК повсеместно глубокая конвекция в зимний период достигает глубин более 400-600 м, однако в районах месторасположения антициклонических мезомасштабных вихрей ее интенсивность еще выше (Köhl, 2007; Nilsen and Falck, 2006). Заглубление глубины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), являющегося критерием интенсивности глубокой конвекции, начинается в ЛК в начале декабря, достигая 100 м к его окончанию. Максимальное развитие глубины ВКС фиксируется в марте, однако в некоторые годы существенная интенсивность конвекции может регистрироваться вплоть до мая (Федоров и др., 2019). В работе (Травкин и Белоненко, 2020) авторы отмечают возможное различие глубины ВКС в 2-3 раза за один месяц, что демонстрирует наличие выраженной внутримесячной изменчивости зимней конвекции в ЛК. Кроме того, в ЛК отмечаются отрицательные линейные тренды в январе и феврале, тогда как в марте и апреле тренды положительны. Такие результаты демонстрируют сдвиг периода максимальной интенсивности конвекции на более поздний срок, что, возможно, может быть связано с проявлением процесса глобального потепления.

Лофотенскую котловину по праву называют *hot spot* Северной Атлантики, поскольку она характеризуется локальным максимумом высоты поверхности моря в центральной части, а также увеличенными значениями мезомасштабной вихревой активности (Volkov et al., 2015). В центре ЛК находится квазипостоянный антициклонический Лофотенский вихрь (ЛВ), который подпитывается за счет глубокой конвекции, а также слияния с мезомасштабными антициклонами, отрывающимися от Норвежского склонового течения (Gordeeva et al., 2021; Зинченко и др., 2019). Данные вихри способствуют передаче тепла и соли от периферии к центральной части ЛК (Belonenko et al., 2020). Центр ЛВ находится приблизительно на  $69,8^\circ$  с.ш.,  $4^\circ$  в.д., а его основная часть располагается на глубине 300-1000 м, хотя его динамический сигнал прослеживается до самого дна (Volkov et al., 2015). На основе данных натурных измерений, выполненных с использованием морских глайдеров в 2012-2015 гг., было обнаружено, что средний радиус ядра ЛВ составляет  $18 \pm 4$  км, а его орбитальные скорости равны 50-70 см/с (Yu et al., 2017). Согласно другим работам, динамический радиус ЛВ составляет приблизительно 30 км (Bashmachnikov et al., 2017). В работах (Иванов и Кораблев, 1995a) и (Søiland et al., 2016) ЛВ описывается как конвективная внутрипикноклиновая линза теплых и соленых вод с диаметром до 100 км. ЛВ меняет свое

местоположение в течение всего года, двигаясь по циклонической траектории и сохраняя свое положение относительно центра котловины (Блошкина, 2016; Иванов и Кораблев, 1995а). В работе (Иванов и Кораблев, 1995б) данная особенность объясняется наличием внешнего по отношению к ЛВ циклонического поля, формирующегося за счет формы донной топографии. Данное поле в несколько раз превосходит антициклоническое поле ЛВ, и препятствует его покиданию пределов Лофотенской котловины.

На основе численных экспериментов было установлено, что в ровной по форме котловине турбулентное течение со временем формирует циклоническую циркуляцию на периферии котловины, тогда как в центре котловины образуется антициклонический вихрь (Shcheretkin, 1995). Эксперименты с вращающимся резервуаром показали, что в случае, когда горизонтальный масштаб вихрей меньше, чем котловины, то топографический  $\beta$ -эффект способствует движению по циклонической спирали антициклонического вихря вниз по склону, тогда как циклонические вихри стремятся подняться по склону (Carnevale et al., 1991). Таким образом, продвижение антициклонов в центральную часть ЛК с их последующим слиянием может являться механизмом поддержания стабильности ЛВ (Belonenko et al., 2021).

Для ядра Лофотенского вихря характерны высокие значения относительной завихренности от  $-0,5$  до  $-0,9 f$ , где  $f$  – параметр Кориолиса, равный  $1,37 \cdot 10^{-4}$  на  $69,8^\circ$  с.ш. (Fer et al., 2018). Подобные экстремальные значения относительной завихренности близки к предельным теоретическим величинам для антициклонических вихрей. Район Лофотенской котловины является одним из наиболее энергоактивных районов Мирового океана. Энергия в океанах и морях представлена 4 основными видами: средней кинетической энергией (Mean Kinetic Energy, сокр. МКЕ), вихревой кинетической энергией (Eddy Kinetic Energy, сокр. ЕКЕ), а также средней доступной потенциальной энергией (Mean Available Potential Energy, сокр. МАРЕ) и вихревой доступной потенциальной энергией (eddy Available Potential Energy, сокр. АРЕ). В работе (Reid et al., 1981) отмечается, что доступная потенциальная энергия представляет собой разность между общей потенциальной энергией какой-либо жидкости в настоящий момент и потенциальной энергии жидкости аналогичной массы, находящейся в стабильном эталонном состоянии, при котором изобарические и изостерические поверхности располагаются на одном уровне. Таким образом, АРЕ – это часть потенциальной энергии жидкости, которая способна трансформироваться в кинетическую энергию за счет обратимых адиабатических процессов. Общая кинетическая энергия делится на среднюю и вихревую кинетическую энергию. ЕКЕ обычно применяется при анализе

пространственной и временной изменчивости мезомасштабных структур Мирового океана (White and Heywood, 1995; Kang and Curchitser, 2017).

Лофотенская котловина является одной из наиболее энергоактивных областей Мирового океана, в которой происходит активный переход энергии из одних типов в другие. Источником APE для крупномасштабной циркуляции является работа сил плавучести, тогда как APE способствует генерации мезомасштабных вихрей, а, следовательно, увеличению вихревой составляющей энергии (Gill et al., 1974). В результате это приводит к тому, что в динамически активных областях и районах крупномасштабных течений переходные процессы интенсифицируются, а ЕКЕ может на порядок превосходить МКЕ (Chelton et al., 2011; Gill et al., 1974).

В работе (Trodeland and Isachsen, 2018) на основе анализа связи между вихревой активностью и изопикническими градиентами было обнаружено, что мезомасштабные вихри генерируются неустойчивостью Норвежского склонового течения, а также во фронтальных зонах (Сандалюк и Белоненко, 2021). Было установлено, что в ядре Лофотенского вихря ЕКЕ превосходит APE, значения равны  $5,9 \cdot 10^{14}$  и  $3,4 \cdot 10^{14}$  Дж, соответственно (Fer et al., 2018). При этом среднее вихревое число Бюргера  $Br_E$  равно  $1,75 \pm 0,01$  (D'Asaro, 1988). В работе Søyland et al., 2016 также были проанализированы APE и ЕКЕ Лофотенского вихря, однако данные оценки меньше оценок работы (Fer et al., 2018) в 10-20 раз. Кроме того, оценки для другого мезомасштабного вихря – антициклона в районе Северной Атлантики, также меньше аналогичных значений в несколько раз (Fernandez-Castro et al., 2020). Установлено, что ЕКЕ и APE практически не увеличивается, начиная с 1500 м, что непосредственно связано со слабовыраженными градиентами плотностной стратификации и небольшими величинами скоростей (Bosse et al., 2019).

Потери тепла в океанах и морях связаны с их охлаждением. При этом изменения шероховатости морской поверхности и флуктуации скорости ветра приводят к формированию аномалий поверхностных потоков тепла (Травкин и др., 2022). Рост температуры поверхности океана (SST - Sea Surface Temperature) способствует увеличению теплового потока, тогда как его уменьшение приводит к меньшему восходящему тепловому потоку. Стоит отметить, что пониженные скорости ветра являются причиной адаптации атмосферной влажности и температуры воздуха к быстро меняющейся SST, что приводит к меньшим аномалиям теплового потока (Hausmann et al., 2017). Ветровое воздействие над локальными аномально высокими градиентами SST, связанными в первую очередь с мезомасштабными вихрями и океаническими фронтами, приводит к образованию вертикальных и горизонтальных движений в нижележащих

слоях из-за ослабления плотностной стратификации (Травкин и др., 2022). Это способствует к дальнейшему увеличению разности между SST и температурой воздуха у поверхности моря (Small et al., 2019). Чистый поток тепла на границе океан-атмосфера является суммой солнечных потоков тепла (длинноволновая и коротковолновая радиация) и турбулентных потоков (явные и скрытые потоки тепла). Стоит отметить, что значения SST способны оказывать прямое влияние на величины длинноволновой радиации, а также явных потоков тепла в атмосферу (Kumar et al., 2011).

В работе (Sun and Wu, 2021) авторы анализируют пространственную зависимость турбулентного теплового потока на поверхности океана и температуры воды на поверхности. В ходе численного моделирования было установлено наличие корреляции между SST и величинами явных потоков тепла, что демонстрирует наличие тесной взаимосвязи между атмосферой и океаном. Однако отрицательная корреляция между этими параметрами свидетельствует о том, что потеря тепла с поверхности приводит к уменьшению SST, что демонстрирует атмосферное воздействие на океан. Другие работы указывают на различия между потоками океан-атмосфера, связанными с мезомасштабными вихрями и более крупными формами. Скорость ветра пропорциональна аномалиям SST для масштабов менее 1000 км, а завихренность и дивергенция напряжения ветра пропорциональна значениям меридиональных и зональных градиентов SST (Schneider et al., 2015). В переносе тепла у поверхности в Лофотенской котловине превалирует вклад среднего потока, приходящего с юга, а также вихревая адвекция с восточной части.

Мезомасштабные вихри являются наиболее распространенной динамической структурой Мировой океана и играют значительную роль в переносе энергии, тепла и соли, биогенных, химических элементов и микропластика по всей его акватории (Belonenko et al., 2020; Dong et al., 2014; Травкин и Белоненко, 2021). Пространственный масштаб океанических вихрей варьируется от бароклинного радиуса деформации Россби ( $R_n = \frac{NH}{n\pi f}$ , где  $N$  – частота Вайсяля-Брента,  $H$  – глубина,  $n$  – номер моды) до первых сотен км (Travkin et al., 2021). Основными причинами генерации мезомасштабных вихрей в Мировом океане является баротропная и бароклинная неустойчивость течений (Isachsen, 2015; McWilliams, 1976; Pedlosky, 1987; Smith, 2007). Продолжительность жизни мезомасштабных вихрей может варьироваться от нескольких месяцев до нескольких лет.

На основе анализа спутниковых снимков Мирового океана было установлено наличие в нем не только монополюсных, но и дипольных вихревых структур, которые также именуется как грибовидные структуры (Гинзбург и Федоров, 1984; Hughes and



Miller, 2017; Stern, 1975). С помощью численных экспериментов было установлено, что дипольные структуры способны генерироваться в ЛК, поскольку диполи способны отделяться от фронтальных областей и в дальнейшем существовать независимо от них (Manucharyan and Timmermans, 2013). В Лофотенской котловине диполи способны образовываться как в районе ЛВ, так и во фронтальных областях основных течений (Belonenko et al., 2021). Существует большое количество работ, посвященных изучению мезомасштабных вихревых структур в Норвежском море, тогда как другому типу мезомасштабной изменчивости Мирового океана, грибовидным течениям, уделяется недостаточно внимания. Анализ дипольных структур в оптическом и инфракрасном диапазоне показал, что они могут образовываться при замедлении узкого локального струйного течения за счет вязкостного сопротивления или локально приложенного импульса (Гинзбург и Федоров, 1984). Таким образом, они так или иначе связывали грибовидные диполи с тонким поверхностным слоем океана. Множество диполей формируется в ЛК, причем они характеризуются высокой продолжительностью жизни, однако они до сих пор не получили детального описания.

**Целью** данной работы является изучение вихревой динамики Лофотенской котловины на основе анализа потенциальной и кинетической энергии, а также вихревых дипольных структур в ЛК. В работе анализируется перераспределение энергии между составляющими в период максимального развития глубокой зимней конвекции (январь-март) и сравнивается с аналогичными оценками для летнего периода (июнь-август). Кроме того, подробно описывается эволюция дипольной структуры, анализируются ее пространственные и физические характеристики. С помощью лагранжевых карт появляется возможность составить максимально подробное описание данного феномена, а также описать возможные механизмы образования грибовидных диполей.

Более глубокое понимание данных явлений позволяет улучшить представления о вихревой динамике Лофотенской котловины, в т.ч. дипольных структурах и роли энергии в регенерации квазипостоянного Лофотенского вихря.

Указанная цель выполняется с помощью решения следующих **задач**:

1. Расчет средней и вихревой кинетической энергии Лофотенской котловины, а также объемной доступной потенциальной и кинетической энергии квазипостоянного Лофотенского вихря.
2. Построение вертикальных профилей вихревой и средней кинетической энергии, анализ на их основе пространственной и сезонной изменчивости энергии в ЛК.
3. Оценка перераспределения энергии в ЛК из одних типов в другие в период максимального развития зимней конвекции (январь-март) и в летний период.

4. Анализ эволюции грибовидного диполя в Лофотенской котловине на основе данных реанализа GLORYS12V1 и лагранжевых карт.

5. Оценка строения грибовидного диполя при помощи вертикальных профилей.

## **Данные и методы**

### **ETOPO1**

ETOPO1 представляет собой обновленную версию глобальной батиметрически-топографической цифровой модели поверхности Земли. Пространственное разрешение составляет 1' по широте и по долготе, при этом в модели объединяется топография земной поверхности и батиметрии океана. Топография морского дна основана на данных натуральных измерений, полученных из Японского центра океанологических данных (JODC), Средиземноморской научной комиссии (CIESM), Национального центра геофизических данных (NGDC) и Каспийской экологической программы (CEP), объединенных в единое целое. Полученные результаты были в дальнейшем проверены на критерий качества и привязаны к горизонтальной сетке с разрешением 500×500 м.

### **GLORYS12V1**

Массив GLORYS12V1 представляет собой глобальный океанический реанализ, созданный при помощи данных спутниковых наблюдений. Массив основан на глобальной системе прогнозирования в реальном времени – CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service) и доступен для скачивания на европейском портале Copernicus ([https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com\\_csw&task=results?option=com\\_csw&view=details&product\\_id=GLOBAL\\_REANALYSIS\\_PHY\\_001\\_030](https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&task=results?option=com_csw&view=details&product_id=GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030)). Основой GLORYS12V1 является платформа NEMO, в которой параметры атмосферы задаются с помощью реанализа ECMWF ERA-Interim. Спутниковые данные, а также наблюдения с морских глайдеров и буев ассимилируются с помощью фильтра Калмана пониженного порядка. Пространственное разрешение массива составляет 1/12° по широте и долготе, по вертикали массив содержит 50 уровней от поверхности до глубины более 5500 м. GLORYS12V1 включает в себя среднесуточные и среднемесячные значения температуры, солености, скорости морских течений, высоты поверхности моря, скорости ветра, а также

глубины перемешанного слоя и характеристик морского льда. Полученные величины довольно схожи с результатами натуральных измерений от независимых источников. Так, сравнение вертикальных профилей температуры воды с *in situ* наблюдениями демонстрирует довольно слабые отклонения (менее 0,1°C), причем наибольшие разности наблюдаются в поверхностном слое (50-100 м) Северной Атлантики и Южного океана. Соленость морской воды по данным реанализа имеет сильные различия с натуральными измерениями в Арктическом регионе, тогда как в остальных районах различия не превышают 0,2 psu. Реанализ довольно точно воспроизводит динамику морских течений, тогда как средняя кинетическая энергия на глубинах более 1000 м имеет слегка завышенные значения, по сравнению со значениями, полученными с помощью базы данных дрейфа ANDRO Argo (<http://www.coriolis.eu.org/DataProducts/Products/ANDRO>).

### **Aqua/MODIS (Level 3 Standard Mapped Image - SMI)**

В работе использовались среднемесячные измерения SST за 2002-2019 гг. Пространственное разрешение составляет 4,63 км. Данные получены при использовании 31 и 32 канала (дневные наблюдения, ИК-диапазон, длина волны составляет 11 и 12 мкм, соответственно) сканирующего спектрорадиометра среднего разрешения – Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). Спектрорадиометр обеспечивает глобальное покрытие земной поверхности каждые 1-2 суток с высоким радиометрическим разрешением (12 бит). Массив 3 уровня (SMI) представлен данными за определенный период времени, спроецированными на пространственную сетку, при этом в каждой точке находится осредненное за указанный период времени значение. Данные доступны для скачивания на сайте <http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/>

### **ERA5**

ERA5 представляет собой реанализ пятого поколения ECMWF для исследования глобальной погоды и климата за прошедшие 70 лет. ERA5 пришел на замену более раннему реанализу ERA-Interim. Массив объединяет модельные данные и данные наблюдений при помощи их ассимиляции. Ассимиляция основана на методах, используемых центрами численного моделирования погоды, в которых каждые 12 часов предыдущий прогноз комбинируется оптимальным образом с новыми наблюдениями для получения наиболее точной оценки состояния атмосферы. ERA5 представлена

ежечасными оценками большого количества атмосферных, наземных и океанических параметров, пространственное разрешение составляет  $0,25^\circ$  по широте и долготе.

## TEOS-10

Для расчета потенциальной плотности морской воды нами применялось термодинамическое уравнение плотности морской воды TEOS-10, которое основано на функции Гиббса для термодинамических характеристик вод морей и океанов (ИОС, SCOR, IAPSO, 2010).

## Глава 3. Анализ потенциальной и кинетической энергии в Лофотенской котловине.

Для оценки кинетической, потенциальной энергии и их трансформации в Лофотенской котловине нами проводились расчеты средней и вихревой кинетической энергии (Volkov et al., 2015; Martínez-Moreno et al., 2019):

$$MKE = 0,5(\bar{u}^2 + \bar{v}^2), \quad (1)$$

$$EKE = 0,5(\bar{u}'^2 + \bar{v}'^2),$$

где  $\bar{u}$  и  $\bar{v}$  – осредненные по времени компоненты скорости,  $u'$  и  $v'$  - аномалии скорости, рассчитанные в каждой точке сетки и затем осредненные за 2010-2018 гг.:

$$u' = u - \bar{u},$$

$$v' = v - \bar{v}.$$

Для района месторасположения Лофотенского вихря, ограниченного радиусом  $R = 80$  км, нами проводился расчет объемных значений доступной потенциальной ( $APE_v$ ) и вихревой кинетической энергии ( $KE$ ) с использованием интеграла по объему (Fernandez-Castro et al., 2020; Hebert, 1988):

$$APE_v = \pi \int_0^R \int_{-H}^0 gz[\rho_{ref}(z) - \rho(r, z)]rdrdz, \quad (2)$$

$$KE = 0,5\pi \int_0^R \int_{-H}^0 \rho(r, z)U(r, z)^2rdrdz,$$

где  $H$  – максимальная глубина (принята за 1000 м);  $\rho_{\text{ref}}$  – средний профиль потенциальной плотности вне области Лофотенского вихря ( $r > 80$  км). Вихревое число Бюргера рассчитывалось по формуле (D’Asaro, 1988; Fernandez-Castro et al., 2020):

$$Bu_E = KE/APE_V$$

Известно, что энергия способна извлекаться из среднего потока за счет неустойчивости (Pedlosky, 1988). Для анализа трансформации энергии из одних типов в другие в данной работе используются бароклиный (BC) и баротропный (BT) показатели скорости преобразования энергии. BC характеризует переход энергии из средней потенциальной (MPE) в APE, которая может являться источником для образования мезомасштабных вихрей. В свою очередь, BT демонстрирует скорость перехода из MKE в EKE. Положительные значения указывают на передачу энергии из среднего течения вихревому полю, тогда как положительные значения BC демонстрируют трансформацию энергии за счет горизонтальных плотностных градиентов в вихревое поле. Иными словами, бароклиная неустойчивость способствует переходу MPE в EKE (MPE→APE→EKE), тогда как баротропная неустойчивость способствует переходу MKE→EKE (Xu et al., 2020). Для расчетов BC и BT нами использовались следующие формулы (Eden and Böning, 2002; Zhan et al., 2016):

$$BC = -\frac{g^2}{N^2\rho_0} \left( \overline{u' \rho'} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} + \overline{v' \rho'} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial y} \right),$$

$$BT = -\rho_0 \left[ \overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \overline{u'v'} \left( \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right) \right],$$

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $\rho_0$  – фоновая плотность морской воды,  $N$  – частота Вайсяля-Брента (частота плавучести).

## Результаты

Расчет кинетической энергии в ЛК по формулам (1) позволяет детально рассмотреть пространственное распределение энергии (рис. 2). На рисунке 2а заметно, что наибольшие значения EKE наблюдаются в районе месторасположения ядра ЛВ (до 250  $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ ). Стоит отметить, что высокие значения (100-130  $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ ) наблюдаются в северо-западной и восточной частях ЛК и на континентальном склоне Норвегии. В остальных областях района исследования значения EKE не превышают 50  $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ .

Для средней кинетической энергии характерны меньшие значения, по сравнению с EKE (рис. 2b). Можно заметить, что максимальные значения наблюдаются в центральной части ЛК, однако они уступают соответствующим значениям EKE. Стоит отметить, что

максимумы ЕКЕ зафиксированы в районе ядра Лофотенского вихря, тогда как максимумы МКЕ располагаются на периферии вихря. Кроме того, повышенные значения МКЕ наблюдаются в районе месторасположения основных струй Норвежского Склонового и Норвежского Фронтального течений (рис. 1).

Разность между вихревой и средней кинетической энергии положительна на большей части Лофотенской котловины, причем наибольшие значения прослеживаются в районе ядра ЛВ (рис. 2с). Тогда как в районе периферии вихря наблюдаются отрицательные значения, что демонстрирует доминирование средней кинетической энергии над вихревой в данной области. Кроме того, в районе плато Воринг и в западной части ЛК значения близки к нулю.

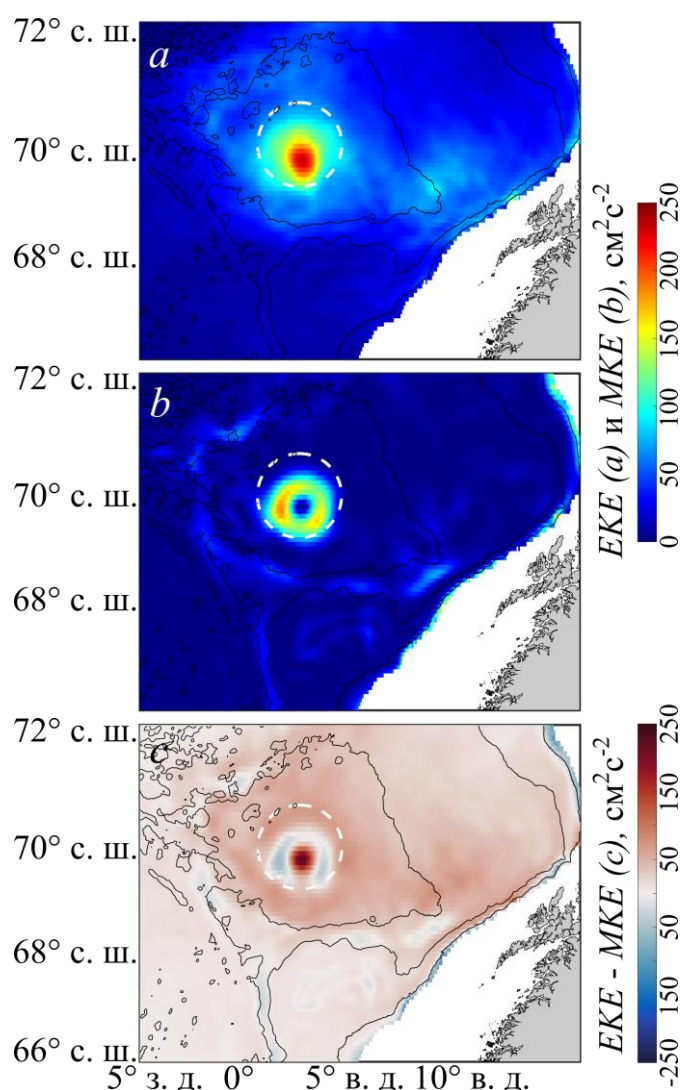


Рисунок. 2. Пространственное распределение на горизонте 500 м: а – ЕКЕ; б – МКЕ; с – разность ЕКЕ и МКЕ. Осреднение за период 2010–2018 гг. Черными линиями показаны изобаты 1000, 2000 и 3000 м

Вертикальное распределение данных параметров показано на рисунке 3. Рассчитанные значения осреднялись отдельно для зимнего периода (январь-март) (рис. 3а) и для летнего периода с июня по август (рис. 3b). Можно заметить, что на всех глубинах от поверхности до 1000 м ЕКЕ доминирует над МКЕ. Наиболее ярко данная особенность прослеживается в промежуточном слое 100-500 м, где разность является наибольшей. Стоит отметить наличие ярко выраженной сезонной изменчивости – в зимний период значения как вихревой, так и средней кинетической энергии превосходят аналогичные показатели для летнего периода.

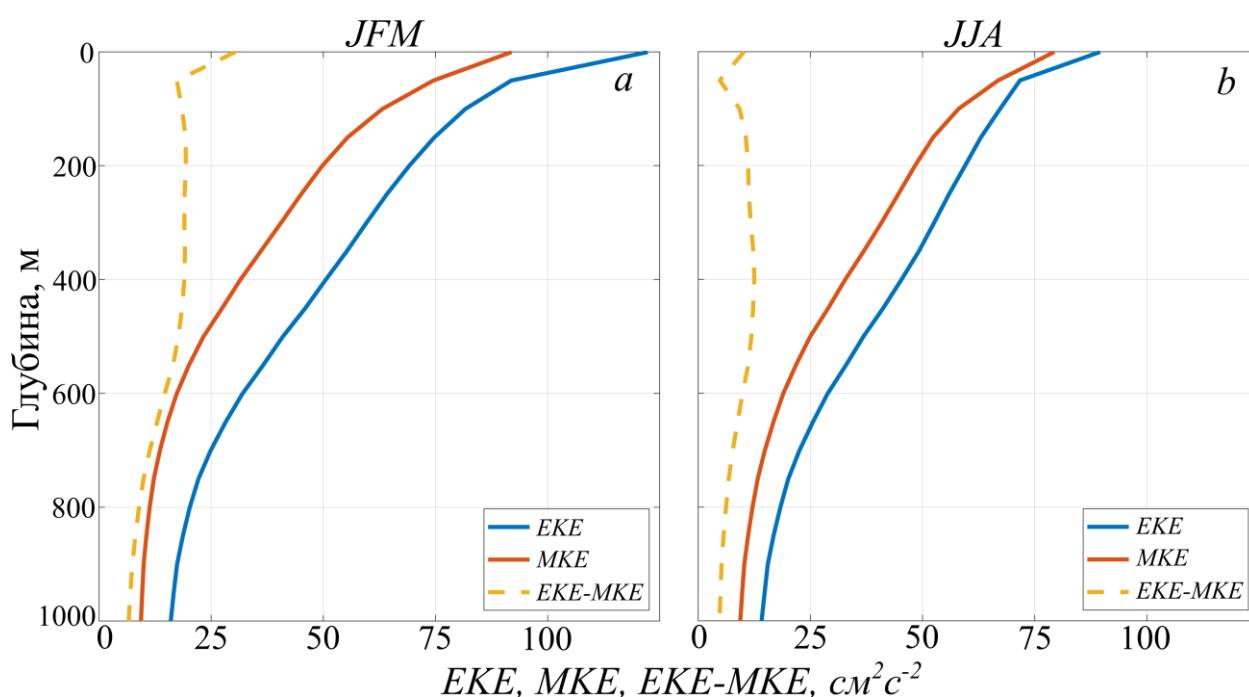


Рис. 3. Вертикальные профили многолетних значений ЕКЕ (синяя линия), МКЕ (красная линия) и их разности (ЕКЕ – МКЕ) (желтая линия): а – январь – март (JFM); б – июнь – август (JJA).

На рисунке 4а представлен временной ход объемной доступной потенциальной и кинетической энергии Лофотенского вихря, тогда как на рисунке 4б показана эволюция вихревого числа Бюргера. Можно заметить, что для эволюции  $AP_{E_v}$  характерно наличие положительного значимого линейного тренда, тогда как для  $KE$  значимых трендов не обнаружено. Увеличение  $AP_{E_v}$  может быть связано с заглублением изостерических поверхностей в Лофотенской котловине за счет климатических изменений в Северной Атлантике. Более подробно данный аспект разбирается в работе Новоселова и Белоненко (2020).

Оценки доступной потенциальной и кинетической энергии в целом совпадают с более ранними измерениями (Søiland et al., 2016; Fernandez-Castro et al., 2020). Для области Лофотенского вихря характерно превышение  $AP_{E_V}$  над  $KE$  примерно на порядок (от  $0,1 \cdot 10^{15}$  до  $5,5 \cdot 10^{15}$  Дж и от  $0,2 \cdot 10^{14}$  до  $3,0 \cdot 10^{14}$  Дж, соответственно), что приводит к значениям  $Vi_E$  порядка 0,02-0,13 (рис. 4b). Положительный линейный тренд имеет коэффициент порядка  $0,23 \cdot 10^{15}$  Дж/год (рис. 4a), что приводит к уменьшению вихревого числа Бюргера (рис. 4b).

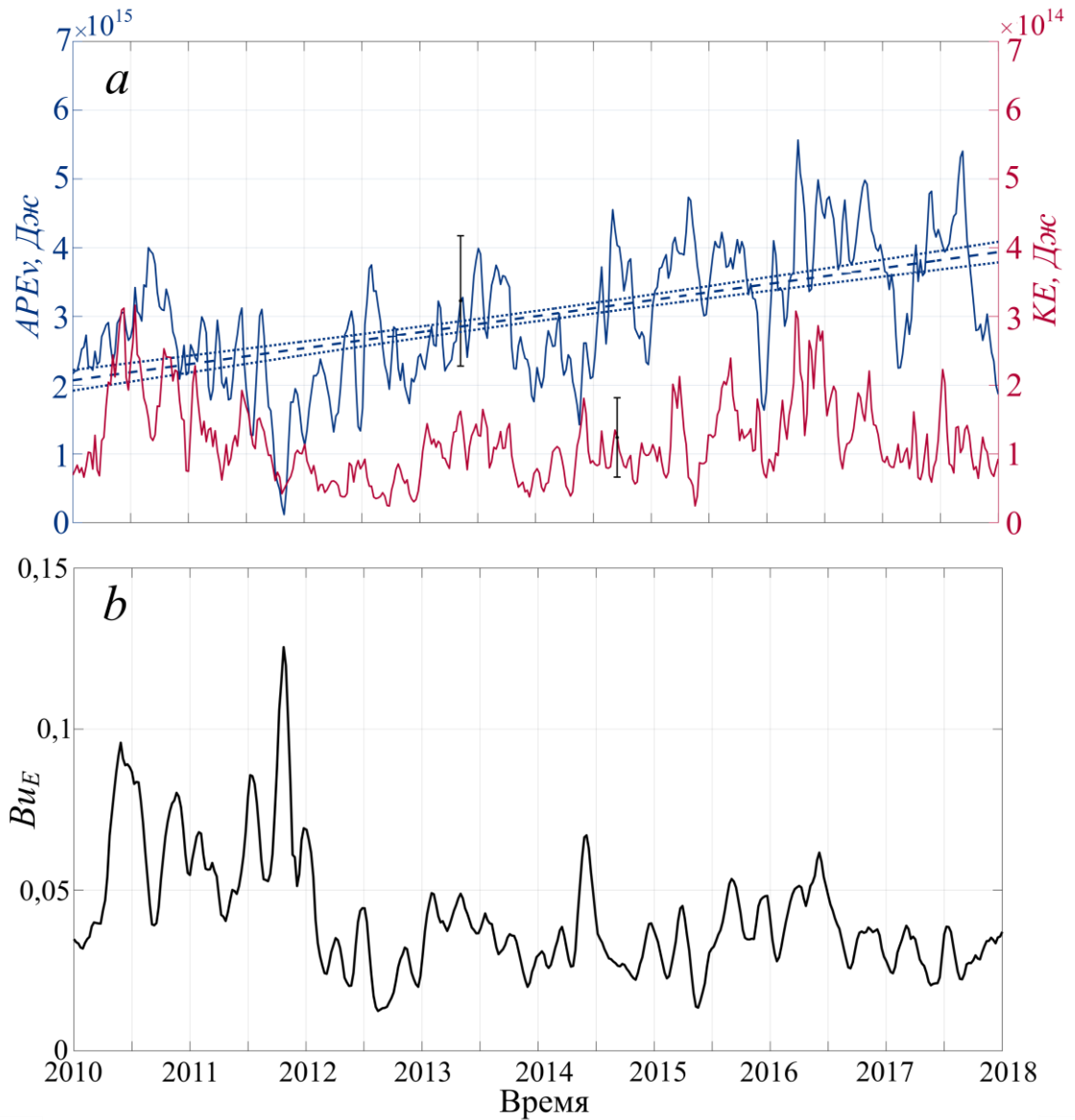


Рис. 4. Временной ход  $AP_{E_V}$  (синяя кривая) и  $KE$  (красная кривая) и линейный тренд  $AP_{E_V}$  (синяя штриховая линия) с доверительными интервалами (синие пунктирные линии) (a); эволюция вихревого числа Бюргера (b).

На рисунке 5 показаны вертикальные профили доступной потенциальной, кинетической энергии, а также вихревого числа Бюргера от поверхности до 1000 м,



построенные с недельным осреднением (тонкие линии), а также осредненные за период 2010-2018 гг. (толстые линии). Можно заметить, что  $APe_v$  на глубинах от 0 до 400 м может иметь отрицательные значения, что свидетельствует о нахождении в Лофотенском вихре более плотных вод, по сравнению с окружающими водными массами (рис. 5а). Наиболее интенсивное изменение  $APe_v$  прослеживается в промежуточном слое от 200 до 800 м. Наибольшее среднее значение зафиксировано на глубине 700 м, что свидетельствует о наличии здесь наибольших градиентов плотности, обусловленных смещением изопикн. Максимальные значения  $APe_v$  зафиксированы на глубине порядка 600-900 м.

На вертикальных профилях  $KE$  (рис. 5b) значения положительны, можно заметить постепенное уменьшение величин от поверхности до 1000 м. Наибольшие значения фиксируются от 0 до 400 м, в дальнейшем от 400 до 750 м происходит снижение  $KE$  как на отдельных профилях, так и ее средних значений.

Все это приводит к тому, что наибольшие значения  $Vi_E$  наблюдаются в поверхностном слое от 0 до 400 м (рис. 5c). Максимальные градиенты характерны для района месторасположения ядра Лофотенского вихря (глубины порядка 300-400 м).

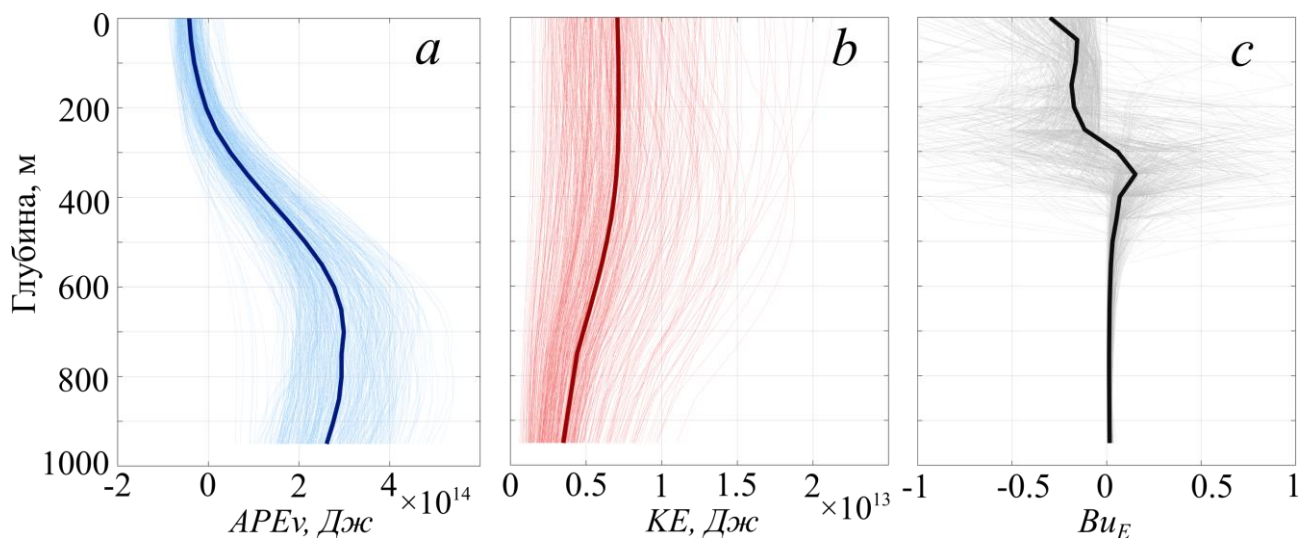


Рис. 5. Вертикальные профили (тонкие линии)  $APe_v$  (a),  $KE$  (b), вихревого числа Бюргера  $Vi_E$  (c) в Лофотенском вихре. Среднее значение каждой величины показано толстой линией

На рисунке 6 показано баротропное преобразование энергии – ВТ, осредненное для зимнего периода (январь-март) (a) и для летнего периода (июнь-август) (b). Положительные значения демонстрируют переход энергии от средней кинетической в вихревую кинетическую, тогда как отрицательные значения свидетельствуют о потоке энергии в противоположном направлении. Можно заметить, что наиболее

энергоактивными зонами является континентальный склон Норвегии и район месторасположения Лофотенского вихря. Стоит отметить, что в районе ЛВ наблюдается наличие как положительных, так и отрицательных значений, что свидетельствует об активном переходе энергии из среднего поля в вихревую, и наоборот (рис. 6а). Зимой в западной части ЛВ отмечается наличие отрицательных значений, тогда как с противоположной части значения положительны. Наличие положительных значений в районе ядра ЛВ указывает на устойчивость вихря, а также его постоянное пребывание в указанной области. Летом в западной и восточной частях периферии ЛВ наблюдаются отрицательные значения, подобное распределение описывается в работе (Koldunov and Belonenko, 2020), где авторы рассматривают области положительных и отрицательных вертикальных скоростей Лофотенского вихря. Они связывают данную особенность с воздействием Норвежского Склонового течения, которое распространяется в акватории вихря в северо-западном направлении. Кроме того, причиной подобного симметричного расположения разнонаправленных областей могут являться течения. Стоит отметить, что в летний период баротропное преобразование энергии интенсифицируется, по сравнению с зимним периодом (рис. 6б).

Область стрежня Норвежского Склонового течения также выделяется увеличенными значениями ВТ. Причем в западной части отмечаются отрицательные значения, тогда как в восточной – положительные. Данный феномен подробно анализируется в работе (Raj et al., 2020). Незначительные увеличения ВТ отмечаются в северо-западной части Лофотенской котловины и на плато Воринг, однако их значения незначительны.

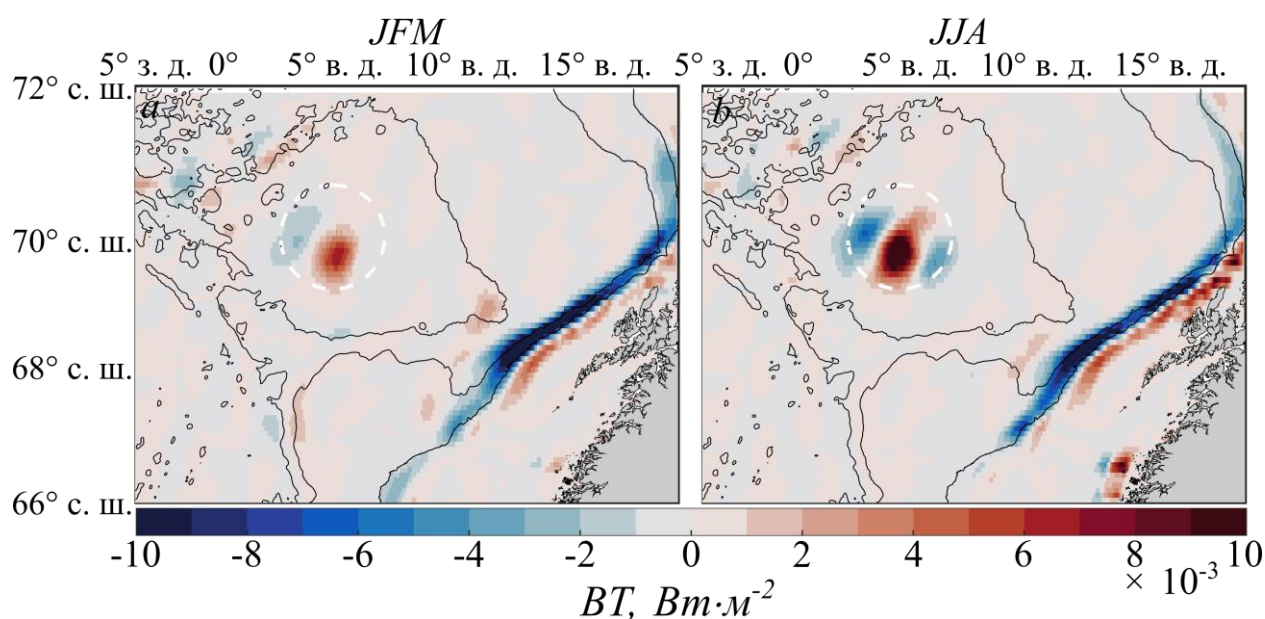


Рис. 6. Пространственное распределение ВТ (преобразование МКЕ в ЕКЕ), интегрированное в верхнем 500-метровом слое моря за период: а – январь – март (JFM); б – июнь – август (JJA). Черными линиями показаны изобаты 1000, 2000 и 3000 м.

На рисунке 7 показана скорость преобразования МРЕ в АРЕ. Положительные значения свидетельствуют о переходе МРЕ в АРЕ, тогда как отрицательные значения указывают на преобразование АРЕ в МРЕ. Стоит отметить, что в зимний период значения ВС превышают более чем в 4 аналогичные значения для летнего периода. Подобная интенсификация связана со слабой стратификацией верхних слоев и малыми значениями  $N^2$  в зимний период. Известно, что в ЛК зимой формируется мощный квазиоднородный слой, глубина которого способна превышать 1000 м. Наиболее активными областями трансформации энергии является центральная и восточная части ЛК, а также район континентального склона Норвегии. В зимний период в акватории ЛК образуется область с преобладанием положительных значений ВС, тогда как на континентальном склоне Норвегии наблюдаются отрицательные значения (рис. 7а). В летний период в районе ЛВ наблюдается дипольная структура, западная часть которой имеет отрицательные значения, тогда как восточная – положительные. Кроме того, континентальный склон Норвегии характеризуется положительными значениями, что свидетельствует о переходе средней потенциальной энергии в доступную потенциальную энергию (рис. 7б).

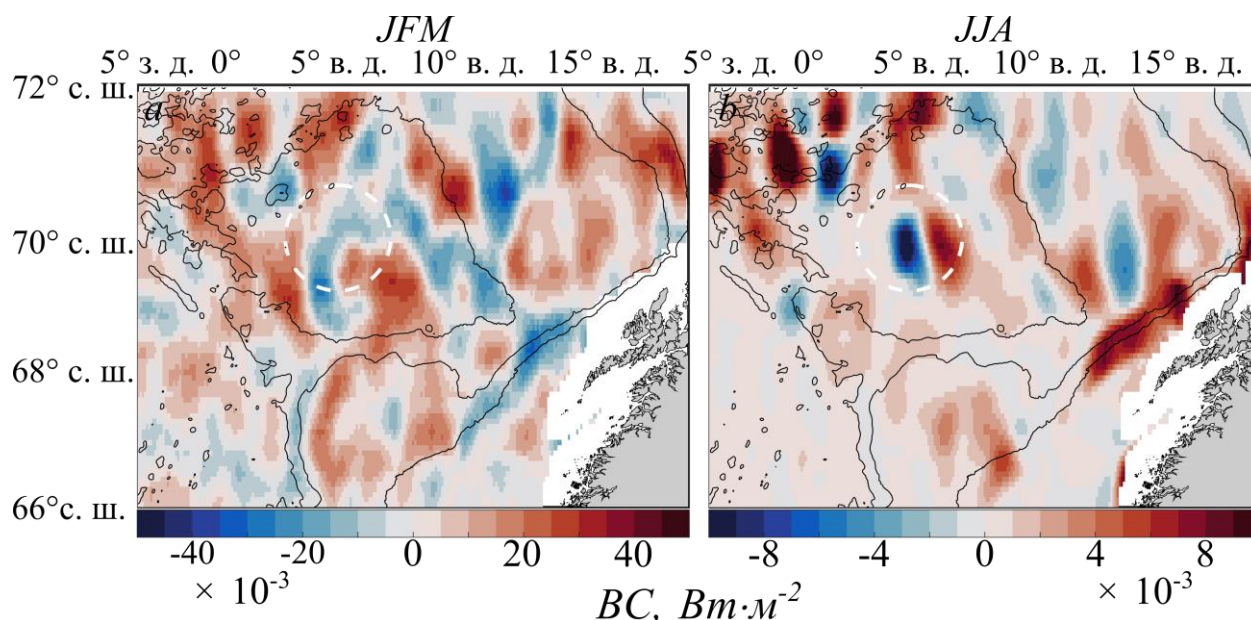


Рис. 7. Пространственное распределение ВС (преобразование МРЕ в АРЕ), интегрированное в верхнем 500-метровом слое моря за период: а – январь – март (JFM); б – июнь – август (JJA). Черными линиями показаны изобаты 1000, 2000 и 3000 м.

### Выводы по главе 3.

По данным GLORYS12V1 за период 2010-2018 гг. была проанализирована средняя и вихревая кинетическая энергия, а также объемная доступная потенциальная и кинетическая энергия Лофотенского вихря. Были впервые получены вертикальные профили  $AP_{E_v}$  и  $KE$  Лофотенского вихря. Были проанализированы пространственные распределения основных видов кинетической энергии и их разности, получены оценки вихревого числа Бюргера.

Установлено, что ядро Лофотенского вихря характеризуется повышенными (относительно средних величин) значениями вихревой кинетической энергии, тогда как на периферии вихря отмечается преобладание средней кинетической энергии.

Вертикальные профили кинетической энергии свидетельствуют об увеличении мезомасштабной активности в зимний период по сравнению с летним, при этом вихревая составляющая доминирует на протяжении всего года на всех исследуемых горизонтах.

Анализ временной эволюции доступной потенциальной и кинетической энергии свидетельствует о превышении доступной энергии на порядок, по сравнению с кинетической энергией. Стоит отметить, что для доступной потенциальной энергии характерно наличие положительного значимого линейного тренда, свидетельствующего о климатических изменениях в котловине. Увеличение потенциальной энергии сопровождается снижением значений вихревого числа Бюргера.

Вертикальные профили доступной потенциальной энергии имеют отрицательные значения на глубинах 0-300 м, тогда как наибольшие значения зафиксированы на 700 м. Наибольший вклад в доступную потенциальную энергию вносит слой от 600 до 900 м. Для  $KE$  характерно наличие максимальных значений в слое от 0 до 300 м, в дальнейшей при увеличении глубины происходит снижение  $KE$ , которое ускоряется после 750 м. Таким образом, максимальный вклад в кинетическую энергию Лофотенского вихря вносит слой от 0 до 400 м.

Вертикальный профиль вихревого числа Бюргера свидетельствует о существенной неоднородности значений в слое 0-400 м, причиной которых являются отрицательные и близкие к нулю значения  $AP_{E_v}$ , а также увеличение  $KE$  в поверхностном слое. Наибольшие значения  $Bu_E$  достигают 1,75.

Анализ баротропного преобразования энергии свидетельствует о наличии в районе Лофотенского вихря разнонаправленных потоков. Так, в зимний период преобладает дипольная структура, тогда как в летний период наблюдается трипольная структура,

причем в летний период происходит интенсификация ВТ. Район месторасположения Норвежского Склонового течения характеризуется отрицательными значениями в западной части и положительными величинами в восточной части на протяжении всего года.

В свою очередь, для ВС (бароклинная неустойчивость: МРЕ→АРЕ) характерна интенсификация в зимний период, что непосредственно связано с ослаблением плотностной стратификации за счет глубокой конвекции. Зимой в районе ЛК формируется область с положительными значениями ВС, тогда как на континентальном склоне Норвегии прослеживается вытянутая область отрицательных значений. В летний период в районе континентального склона прослеживается область положительных значений, тогда как в районе ЛВ отмечается наличие дипольной структуры. Стоит отметить, что бароклинная неустойчивость доминирует над баротропной в зимний период, тогда как летом они практически равны.

#### **Глава 4. Исследование квазипостоянного грибовидного диполя в Лофотенской котловине.**

Проводимые Воропаевым лабораторные исследования дипольных структур способствовали изучению их механизмов формирования и дальнейшего развития (Voropaev and Afanasyev, 1994a). Данные процессы можно разбить на две основные стадии: начальную ( $t < T_N$ ) и конечную ( $t > T_N$ ), где  $t$  и  $T_N$  это время и период первой стадии, соответственно. В начальный период источник генерирует интенсивное течение, передняя часть которого формирует фронт завихренности. В это же время, сразу после включения источника импульсов, происходит перераспределение поля давления, которое индуцирует потенциальное течение диполя во всем объеме фоновой жидкости. Хотя струйное течения является турбулентным, завихренность во фронтальной области в основном представлена азимутальной компонентой. В период  $t < T_N$  течение незначительно подвержено плотностной вертикальной стратификации, и фронт завихренности распространяется со скоростью примерно в 2 раза меньше, чем скорость жидкости за фронтом (Stern and Voropaev, 1984). В результате, жидкость позади фронта течет внутрь фронтальной области, передает импульс и завихренность, а также массу, обусловленную движением окружающих вод. Если источник действует в течение длительного времени, то происходит образование трехмерного течения с фронтом завихренности в момент времени  $t \approx T_N$ . Типичные значения  $T_N$  в проводимых экспериментах исчислялись часами.

Если действие происходит в короткий интервал времени  $T_0 < T_N$ , то вся завихренность и импульс будут сосредоточены в локализованной трехмерной области в момент времени  $t \approx T_0$  (Voropaev and Afanasyev, 1994a; 1994b). Таким образом, в конце начальной стадии  $t \approx T_N$ , в обоих случаях ( $T_0 \geq T_N$  и  $T_0 \leq T_N$ ) происходит формирование и рост (за счет вовлечения окружающей жидкости) компактной вихревой области с горизонтальным импульсом. Данная область может быть локализована ( $T_0 < T_N$ ) или присоединена к струйному потоку. Для длительного периода  $t > T_N$  фронтальная область подвергается влиянию стратификации. Сила тяжести оказывает влияние на вертикальную составляющую скорости, в результате чего захват жидкости через верхнюю и нижнюю поверхности становится невозможным. Дальнейший рост фронтальной области происходит в основном в горизонтальной плоскости за счет граничных движений, в результате чего она со временем становится плоским грибовидным течением с двумя характерными плоскими асимметричными спиралями.

Таким образом, несмотря на то, что внешние параметры определяют все характеристики грибовидных диполей, при отсутствии внешнего сдвига скорости, длина и ширина «шляпки» диполя, а также ширина струи и их свойства не будут влиять на формирование данных структур. На данный момент нет подробного понимания того, как завихренность перестраивается в преимущественно вертикальную завихренность, характерную для грибовидных течений (Johan and Fang, 1997; Flor et al., 1995). Таким образом, если произошло образование компактной вихревой области с горизонтальным импульсом, то со временем в ней произойдет расслоение в виде грибовидного течения. Несмотря на то, что характерные временные масштабы в экспериментах составляют часы, авторы утверждают, что их теория применима к естественным условиям океана (Voropaev et al., 1991).

Теоретическое обоснование данных экспериментов основано на предположении, что вся завихренность в грибовидном диполе сосредоточена в «шляпке» (Lahaye et al., 2020; Larichev and Reznik, 1976). Поток за ее пределами является потенциальным. В полярной системе координат  $(r, \theta)$  с центром в «шляпке» поступательная скорость движения в направлении  $\theta=0$  это  $\bar{U} = \frac{d\bar{x}}{dt}$ , где  $\bar{x}$  это смещение «шляпки» диполя. Здесь  $(x, y)$  это картезианские координаты,  $x=r\cos\theta$ ,  $y=r\sin\theta$ . Внешняя  $\Psi_1$  и внутренняя  $\Psi_2$  функции тока могут указываться в виде (Voropaev and Afanasyev, 1994a; 1994b):

$$\Psi_1 = -\bar{U} \left( r - \frac{R^2}{r} \right) \sin\theta, \quad r > R,$$

$$\Psi_2 = \frac{-2\bar{U}J_1(ar/R)}{aJ_0(a)} \bar{U} \sin\theta, \quad r < R,$$

где  $J_0, J_1$  – функции Бесселя,  $a = 3.83$  – первый ноль  $J_1$ ,  $R(t)$  – это радиус «шляпки», растущей со временем ( $2R=H$ ).  $\Psi_1$  описывает потенциальное течение вокруг «шляпки», а  $\Psi_2$  – течение в диполе Лэмб-Чаплыгина с завихренностью  $\omega = \frac{a}{R^2} \Psi_1$ . Затем мы можем вывести уравнение движения для частиц диполя в нормированных координатах  $(\eta = \frac{r}{R(t)}, \theta)$  (Voropaev and Afanasyev, 1994a; 1994b):

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{2}{3\alpha t} \left[ \frac{\alpha}{2} \eta + \left(1 - \frac{1}{\eta^2}\right) \cos\theta \right],$$

где  $\eta > 1$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{2}{3\alpha t \eta} \left(1 + \frac{1}{\eta^2}\right) \sin\theta,$$

и

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{2}{3\alpha t} \left[ \frac{\alpha}{2} \eta + \frac{2J_1}{J_0(a)\eta} \cos\theta \right],$$

где  $\eta < 1$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{2}{3\alpha t \eta} \frac{2J_1}{J_0(a)\eta} \sin\theta,$$

здесь  $\alpha$  является безразмерной константой. При  $\eta = 1$ , координаты не определены, поскольку при данном значении вторые производные в функциях тока имеют разрыв. Указанная выше система уравнений описывает динамику частиц в грибовидном диполе.

Для отслеживания вихревых структур и их взаимодействия с окружающими водами, мы вычисляем т.н. S-карты с помощью расчета показателя Лагранжа:

$$S = \int_0^T \sqrt{(\lambda'(t))^2 \cos^2 \varphi(t) + (\varphi'(t))^2} dt,$$

Который определяет длину траектории частицы из начального положения  $(\varphi(t_1), \lambda(t_1))$  в конечное  $(\varphi(t_2), \lambda(t_2))$ , с производными по времени  $\varphi'(t)$  и  $\lambda'(t)$ . Таким образом, каждая карта содержит информацию о длине пути, пройденного частицами в исследуемой области Лофотенской котловины за 15 суток в прошлом. Подобные Лагранжевы карты позволяют очертить контур вихря, его деформацию с течением времени, а также проследить процессы захвата и удаления фоновых вод в вихре.

Другим показателем Лагранжа, который мы используем в нашей работе, является показатель Ляпунова, который характеризует перемешивание и перенос водных масс (Prants et al., 2011):

$$\Lambda(t, t_0) = \frac{\ln \sigma(t, t_0)}{t - t_0},$$

где  $\sigma(t, t_0)$  – это максимальное сингулярное значение эволюционной матрицы, а  $t - t_0$  это период интегрирования.

Понятие показатель Ляпунова происходит из теории динамических систем. Это мера нестабильности траекторий, для вычисления которой применяется линеаризация уравнений движения вблизи заданной траектории. В дальнейшем вычисляется сингулярное значение матрицы эволюции, которое показывает, насколько увеличивается изначально незначительное отклонение от заданной траектории. Скорость роста данного отклонения со временем и определяет значение показателя Ляпунова. На S-картах темный цвет свидетельствует о длинных траекториях частицы, частицы с длительным перемещением, как правило, либо циркулируют внутри вихря, либо перемещаются течением. Границы между светлыми и темными областями свидетельствуют о разграничении вихрей с фоновыми водами, а также демонстрируют расположение лагранжевых фронтов (Prants et al., 2014). На двумерных S-картах лагранжевый фронт представляет собой кривую с максимальными значениями градиента S, т.е. он разделяет участки с большой амплитудой данного показателя. Показатель Ляпунова измеряется в обратных днях. Кривые с большими значениями S-градиента обычно также характеризуются и максимальными значениями показателя Ляпунова (Prants et al., 2017).

## Результаты

В период с 2013 по 2016 гг. в Лофотенской котловине было обнаружено 48 грибовидных диполей с продолжительностью жизни от 19 до 45 суток. Они наблюдались во всем районе исследования, однако их наибольшее количество было зарегистрировано в восточной части Лофотенской котловины. Данная область характеризуется локальными увеличениями вихревой и кинетической энергии, как и высотой поверхности моря (Volkov et al., 2013). Поскольку вертикальный масштаб вихрей в ЛК порядка 1000 м, для лагранжевого моделирования нами был выбран горизонт 541 м (Sandalyuk et al., 2020). Стоит отметить, что грибовидные диполи хорошо проявляются как на поверхности, так и на горизонте 541 м.

Наше внимание сосредоточено на квазипостоянном грибовидном диполе, который образуется в восточной части Лофотенской котловины. Данный диполь идентифицируется на большинстве лагранжевых карт в 2013-2016 гг., причем в независимости от сезона.

На рисунке 8 показаны S- и  $\Lambda$ - лагранжевы карты для 20 октября 2013 года. В районе  $69,2^\circ$  с.ш.,  $10,0^\circ$  в.д. можно заметить грибовидный диполь, направленный в юго-



восточную сторону. Течение в нем разделяется на две части, формируя «шляпку» вихря, она формируется именно из «струи» диполя (рис. 8b).

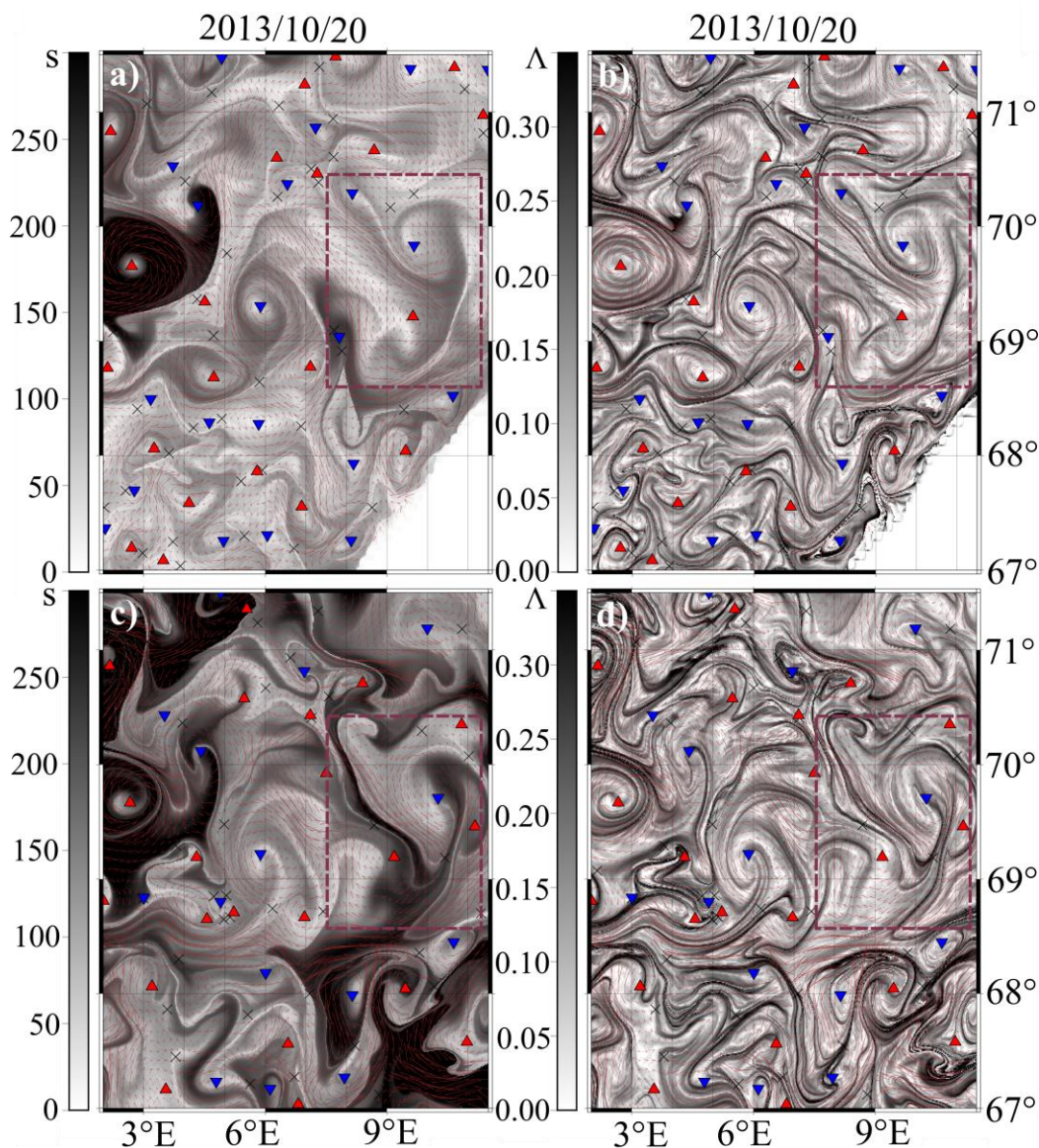


Рис. 8. Лагранжевы карты для Лофотенской котловины за 20 октября 2013 гг., а – S-карта и б –  $\Lambda$ -карта для 541 м, с и д - S-карта и  $\Lambda$ -карта для поверхности. Красными и синими треугольниками показано положение антициклонов и циклонов, значения S даны в км,  $\Lambda$  – в 1/сут.

В центральной части вихрей «шляпки» S значение может достигать 50 км, тогда как в центральной части «шляпки» значения равны 220 км. Подобные различия свидетельствуют о разнице в скоростях в разных частях диполя в более чем 4 раза (рис. 8а и 8с). В среднем, ширина «шляпки» диполя составляет 170 км, длина диполя равна 150 км, а ширина струи варьируется от 40 до 60 км. Масштабы диполя многократно превышают бароклинный радиус деформации Россби для Лофотенской котловины, который равен 6-8

км (Новоселова и Белоненко, 2020). Можно заметить, что размеры данного диполя практически совпадают с аналогичными структурами вблизи Исландии, около Камчатки и в Черном море, описанными в работе Ginzburg and Fedorov (1984). Вероятнее всего, диполи в Лофотенской котловине генерируются за счет комбинации динамических причин и топографии. Дело в том, что грибовидный диполь (рис. 8) формируется на склоне топографической депрессии, тогда как грибовидное течение направлено перпендикулярно 3000 м изобате. Данная область характеризуется повышенными топографическими градиентами – порядка 2000 м на 30 км. Именно в данном месте располагается «шляпка» диполя, тогда как его струя упирается в континентальный склон.

На поле средних скоростей можно отчетливо заметить основные компоненты дипольной структуры (рис. 9). Стоит отметить, что на осредненных картах поверхности видна область циклонической завихренности слева от течения, тогда как в промежуточном слое область антициклона проявляется лучше справа от струи диполя. Поскольку наблюдаемый диполь отчетливо прослеживается на картах средних скоростей, то можно сделать вывод, что наблюдаемая структура достаточно стабильна.

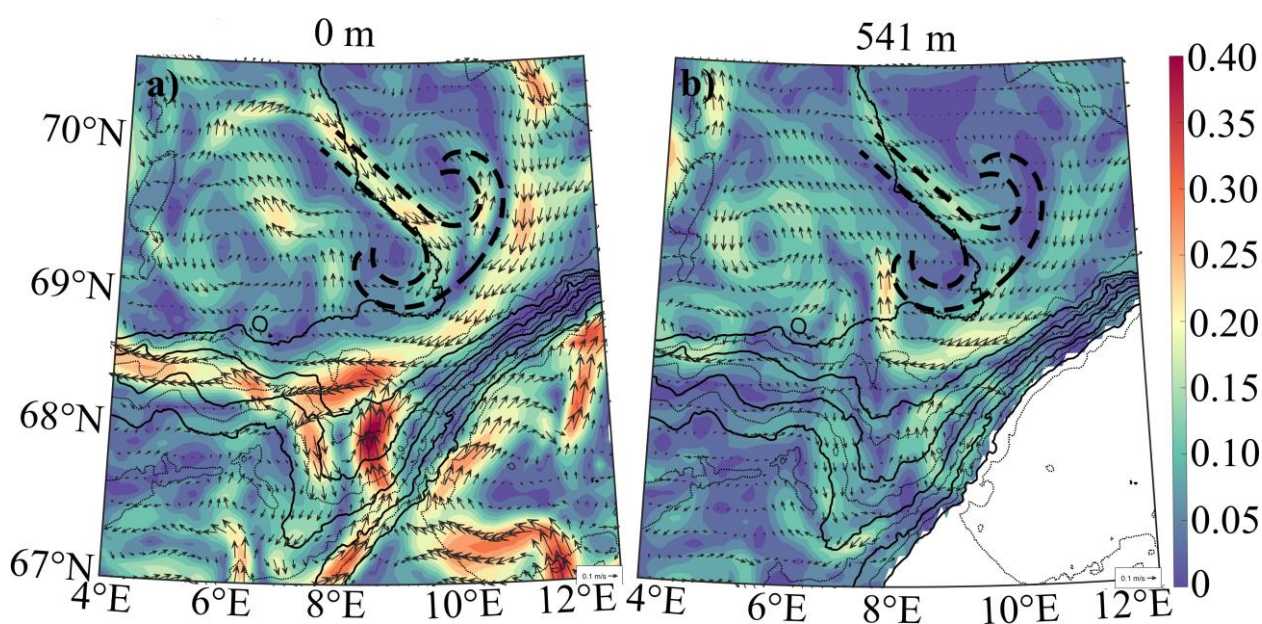


Рис. 9. Скорость средних течений (м/с) для 2011-2019 гг. в поверхностном слое (а) и на глубине 541 м (b).

На рисунке 10 показана относительная завихренность, нормированная на параметр Кориолиса. Струя диполя отображается как сдвиговое течение, тогда как вихри в диполе показаны областями с завихренностью разных знаков. «Шляпка» диполя характеризуется проявляется в виде струи, почти перпендикулярной основной струе диполя. Установлено,

что число Россби диполя имеет значения менее 1, а, следовательно, подтверждается применимость квазигеострофической теории к данному грибовидному диполю.

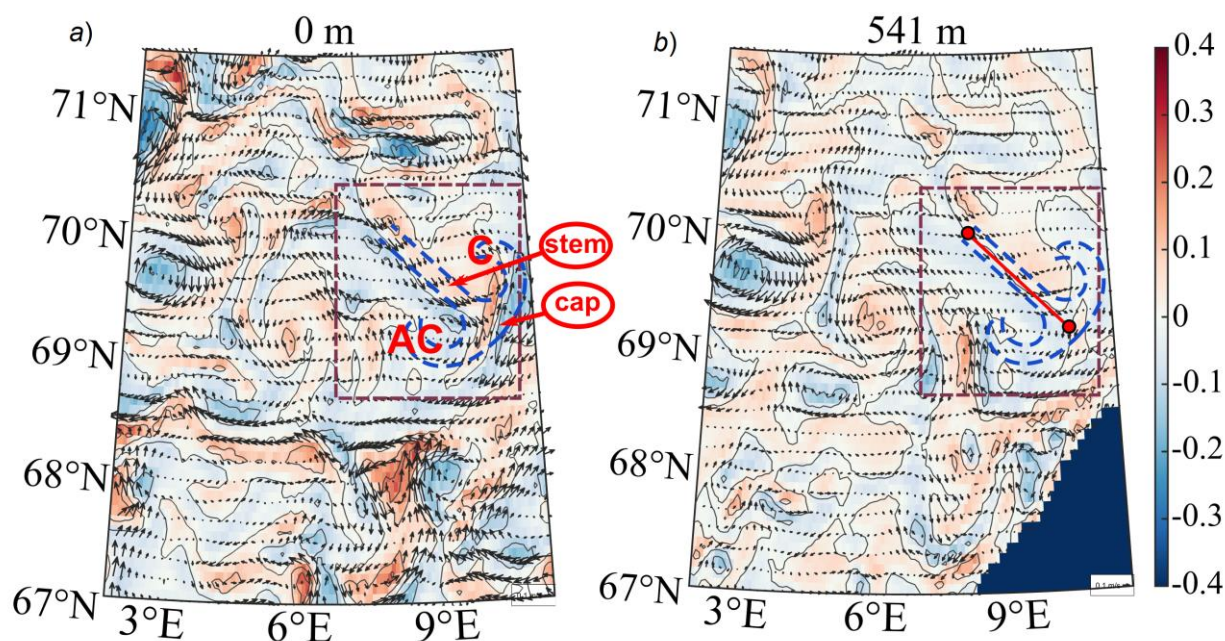


Рис. 10.  $\zeta/f$ : относительная завихренность, нормированная на параметр Кориолиса на поверхности (а) и на глубине 541 м (б). Область грибовидного диполя обозначена красным прямоугольником. «С» и «АС» характеризуют циклонический и антициклонический вихрь в диполе, положение «шляпки» и «струи» диполя обозначено как “cap” и “stem”, соответственно. Красная линия вдоль диполя характеризует положение вертикального профиля температуры и скоростей на одном из следующих рисунков.

На рисунке 11 показаны функция тока (а) и аномалии температуры воды (б) на глубине 541 м. Можно заметить, что линии тока выделяют как струю, так и шляпку диполя. Функция тока позволяет различить грибовидную структуру в рассматриваемой области, диполь выделяется по изолинии порядка  $-1,25 \text{ м}^2/\text{с}$ . В районе струи диполя линии тока равны  $-0,90 \text{ м}^2/\text{с}$ , тогда как в шляпке они достигают от  $-1$  до  $-1,35 \text{ м}^2/\text{с}$ . Максимальные значения прослеживаются в циклонической части диполя. На рисунке 11б можно заметить, что диполь характеризуется отрицательными аномалиями температуры воды с локальным минимумом в центре циклона (порядка  $-1,25^\circ\text{C}$ ). Тогда как в антициклоне прослеживаются отрицательные аномалии около  $-0,50^\circ\text{C}$ . Наибольшие положительные аномалии наблюдаются в районе месторасположения струи диполя (около  $0,50^\circ\text{C}$ ).

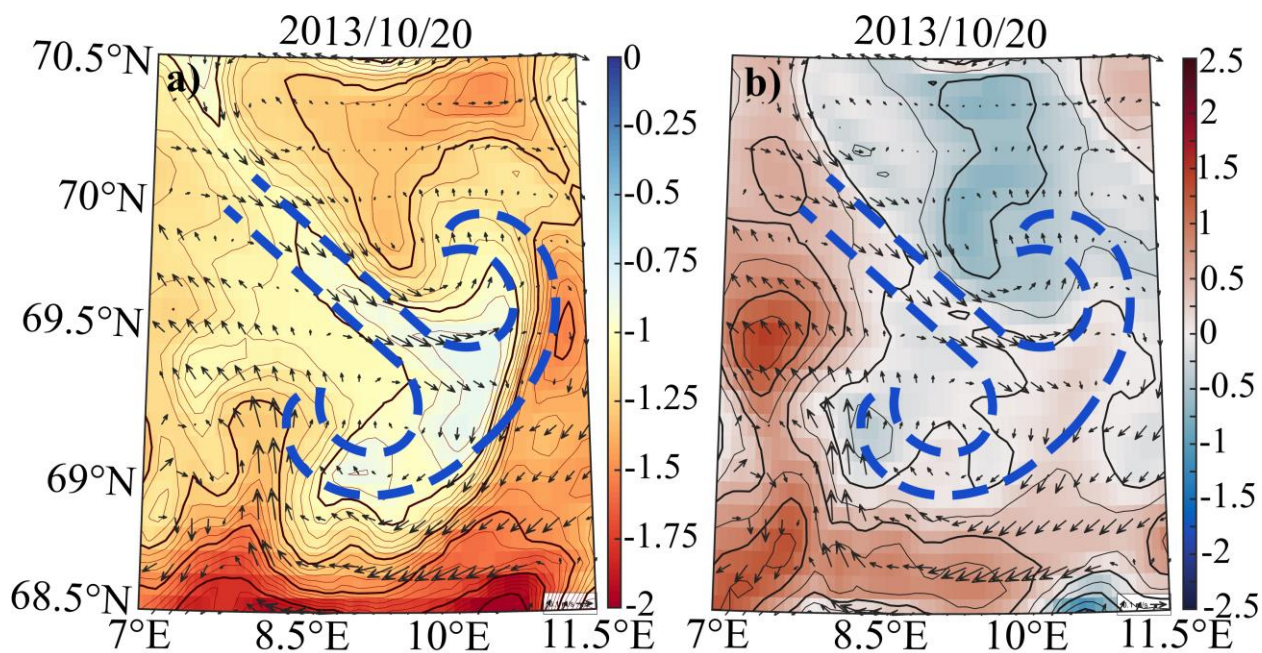


Рис. 11. Функция тока (изолинии проведены через каждые  $0.05 \text{ м}^2/\text{с}$ ) (a) и аномалии температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) (b) на глубине 541 м.

На рисунке 12 показана высота поверхности моря (a) и скорости течений (b) на 541 м. Струя диполя соответствует изобате  $-0.55 \text{ м}$ , делящей его на две части. В ядре антициклона наблюдается локальный максимум (значение порядка  $-0.50 \text{ м}$ ), тогда как в области циклона замечен локальный минимум ( $-0.625 \text{ м}$ ). Область струи характеризуется повышенными скоростями (более  $0,15 \text{ м/с}$ , тогда как в «шляпке» скорости варьируются от  $0,05$  до  $0,10 \text{ м/с}$  с минимумами в центрах вихрей (рис. 12b). В дальнейшем область максимальных скоростей смещается на восток, что соответствует направлению движения вихря.

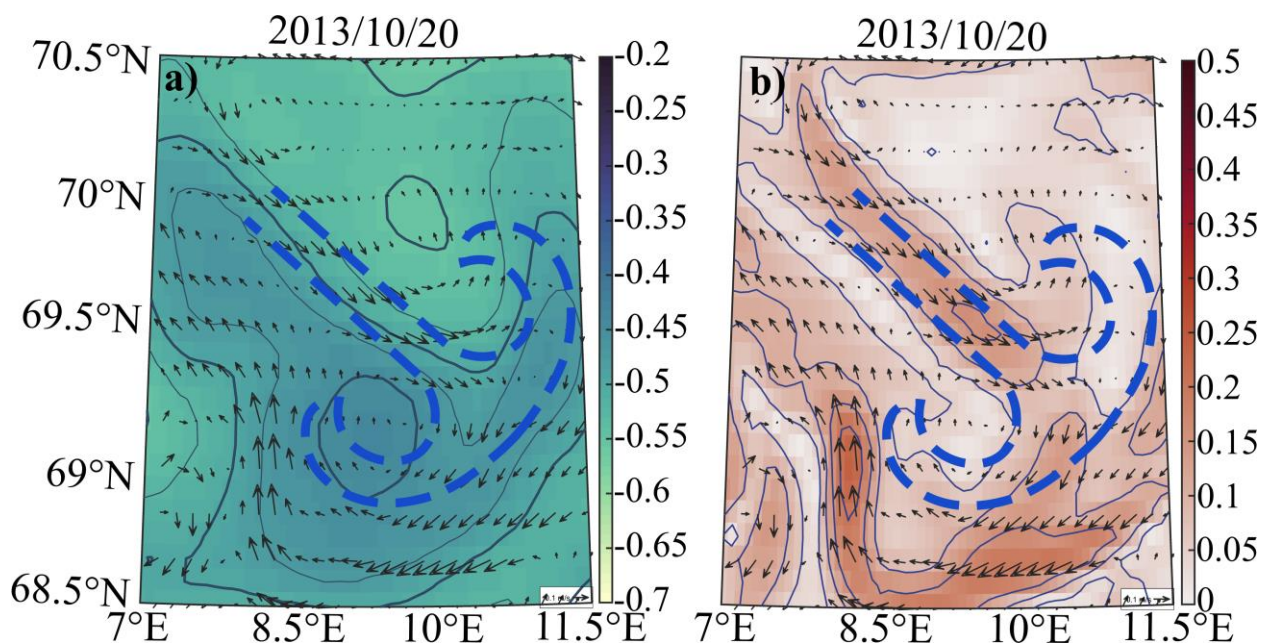


Рис. 12. Высота поверхности моря (м) (а) и азимутальные скорости течений (м/с) (b) на глубине 541 м.

На рисунке 13 показана вертикальная структура исследуемого диполя. Рисунок 13а демонстрирует вертикальные аномалии температуры воды. Можно заметить, что аномалии температуры воды диполя прослеживаются до глубины порядка 800 м. Диполь отчетливо прослеживается по отрицательным аномалиям температуры в слое от 150 до 800 м, причем наибольшие аномалии зарегистрированы в передней части диполя и превышают  $-0.5^{\circ}\text{C}$ . Вертикальный профиль скоростей течений (рисунок 13b) свидетельствует о том, что динамический сигнал изучаемого диполя прослеживается до самого дна. Наибольшие скорости течений наблюдаются в струе диполя и могут достигать  $0.225\text{ м/с}$ . В целом, максимальные скорости наблюдаются в слое от 0 до 400 м, ниже этих глубин скорости диполя практически не превышают  $0.15\text{ м/с}$ .

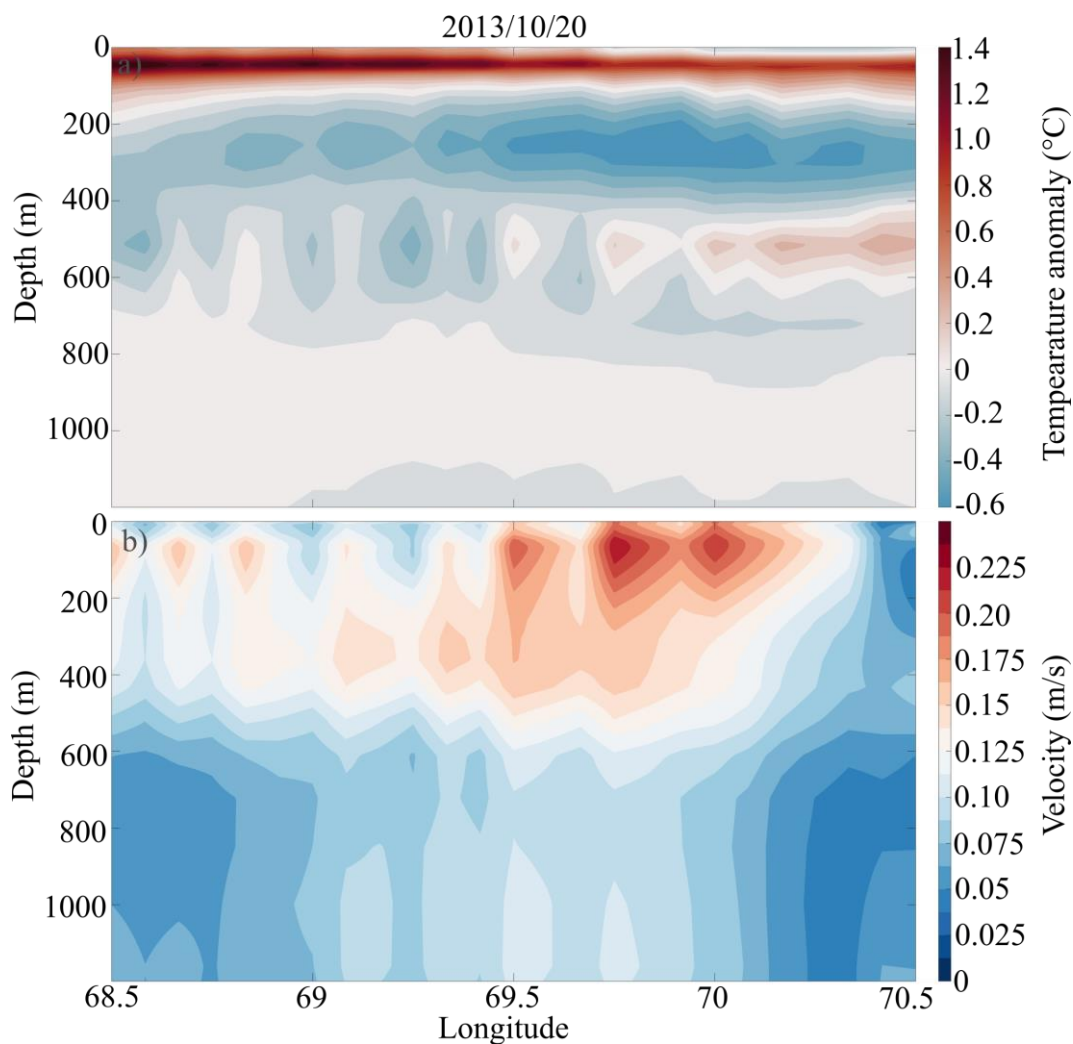


Рисунок 13. Вертикальные профили аномалий температуры воды (°C) (a) и азимутальные скорости течений (м/с) (b).

#### Выводы по главе 4.

Лофотенская котловина является динамически активным регионом Мирового океана с подходящими условиями для образования большого количества вихревых структур. В период с 2013 по 2016 гг. было обнаружено 48 дипольных структур с продолжительностью жизни от 19 до 45 дней. Была изучена эволюция одного из них, кроме того, данный грибовидный диполь может являться характерным для данного района (рисунок 9). Поскольку на данный момент существует очень мало информации про дипольные структуры в океане, в данной работе было собрано большое количество материала других исследователей по данной теме. Указанные работы подразумевают под собой как теоретические (Lahaye et al., 2020; Larichev and Reznik, 1976; Stern, 1975), так и натурные (Hughes and Miller, 2017) исследования. Для подробного исследования диполей, в восточной части ЛК был выбран диполь, существовавший с 4 октября по 5 ноября 2013

года. Данный диполь отчетливо прослеживался на S- и L- картах (рисунок 8) как на поверхности, так и на 541 м. Исследуемый диполь во время своего существования оказывается под сильным влиянием топографии, что обусловлено резким перепадом высот в восточной части котловины. Ширина «шляпки» диполя составляет 170 км, длина – 150 км, а ширина струи варьируется от 40 до 60 км. Стоит отметить, что диполь выделяется как область замкнутых линий тока, максимальные скорости течений наблюдаются в передней части струи диполя, тогда как на глубинах от 150 до 800 м в диполе прослеживаются отрицательные аномалии температуры воды. Грибовидные диполи представляют собой заслуживающие внимания примеры мезомасштабной вихревой динамики в океане, кроме того, можно сказать, что анализ лагранжевых карт в совокупности с традиционными методами изучения океанологических полей является перспективным методом изучения грибовидных диполей.

## **Глава 5. Холодное пятно над Лофотенским вихрем.**

На основе данных из открытых источников был проведен анализ спутниковых карт - температуры поверхности океана, а также высоты поверхности моря. Кроме того, по данным GLORYS12V1 была рассчитана глубина верхнего квазиоднородного слоя по методу Кара (Kara et al., 2000). Данный метод позволяет определить глубину перемешанного слоя как значение глубины, на которой плотность воды изменилась на определенную величину по сравнению с поверхностью. Первый горизонт, на котором разность значений плотности среди данных горизонтов превышает определенную величину, считается глубиной верхнего квазиоднородного слоя. Данный метод может использоваться только для вертикальных профилей с высоким разрешением данных по вертикали.

### **Результаты**

На рисунке 14 показана карта средних значений ТПО по спутниковым данным Aqua/MODIS, осредненная за 2002-2019 гг. Можно заметить, что над Лофотенским вихрем наблюдается холодное пятно с температурой на 1-2 градуса ниже окружающих вод. Частота появления данного пятна имеет определенную зависимость по сезонам.

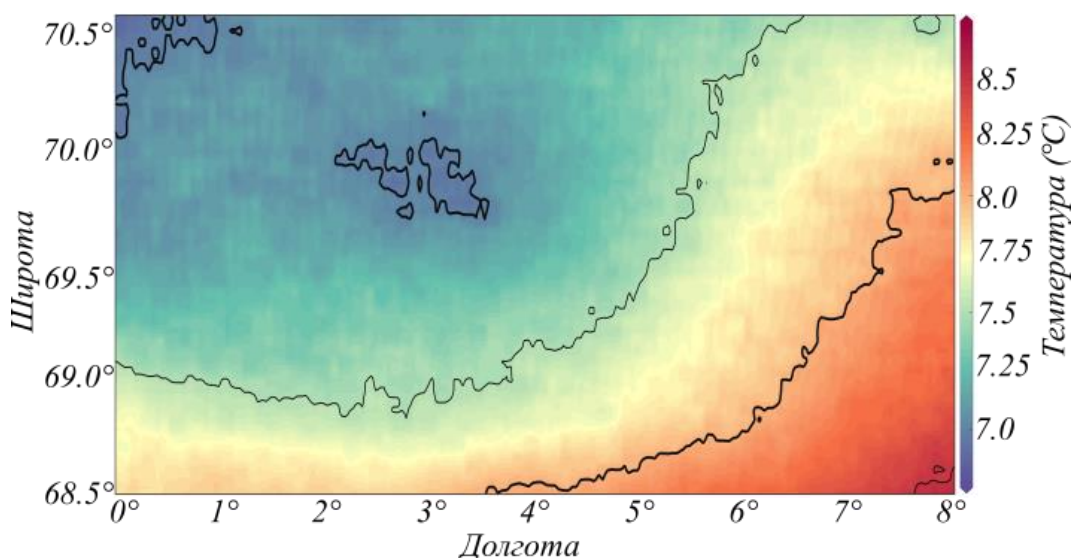


Рисунок 14. Осредненные значения температуры поверхности океана (ТПО) по данным Aqua/MODIS за 1992-2019 гг.

Так, на рисунке 15 показана ТПО по среднемесячным данным за сентябрь –ноябрь. Можно заметить, что в конце лета холодное пятно отчетливо заметно, тогда как к началу зимы оно уже практически не выделяется. Формирование холодного пятна над Лофотенским вихрем начинается в июне. К этому периоду происходит постепенное образование сезонного термоклина, ЛВ начинает приобретать характерную линзообразную форму и на поверхности начинается формирование значительной области пониженных значений ТПО. К июлю данная область локализуется в районе месторасположения Лофотенского вихря, а наиболее отчетливо пятно проявляется в августе-октябре. В ноябре понижение температуры отмечается, хоть и не так заметно (рис. 15). В среднем, аномалии температуры воды над вихрем составляют 1-2°C, но в отдельные годы они могут достигать 4°C.



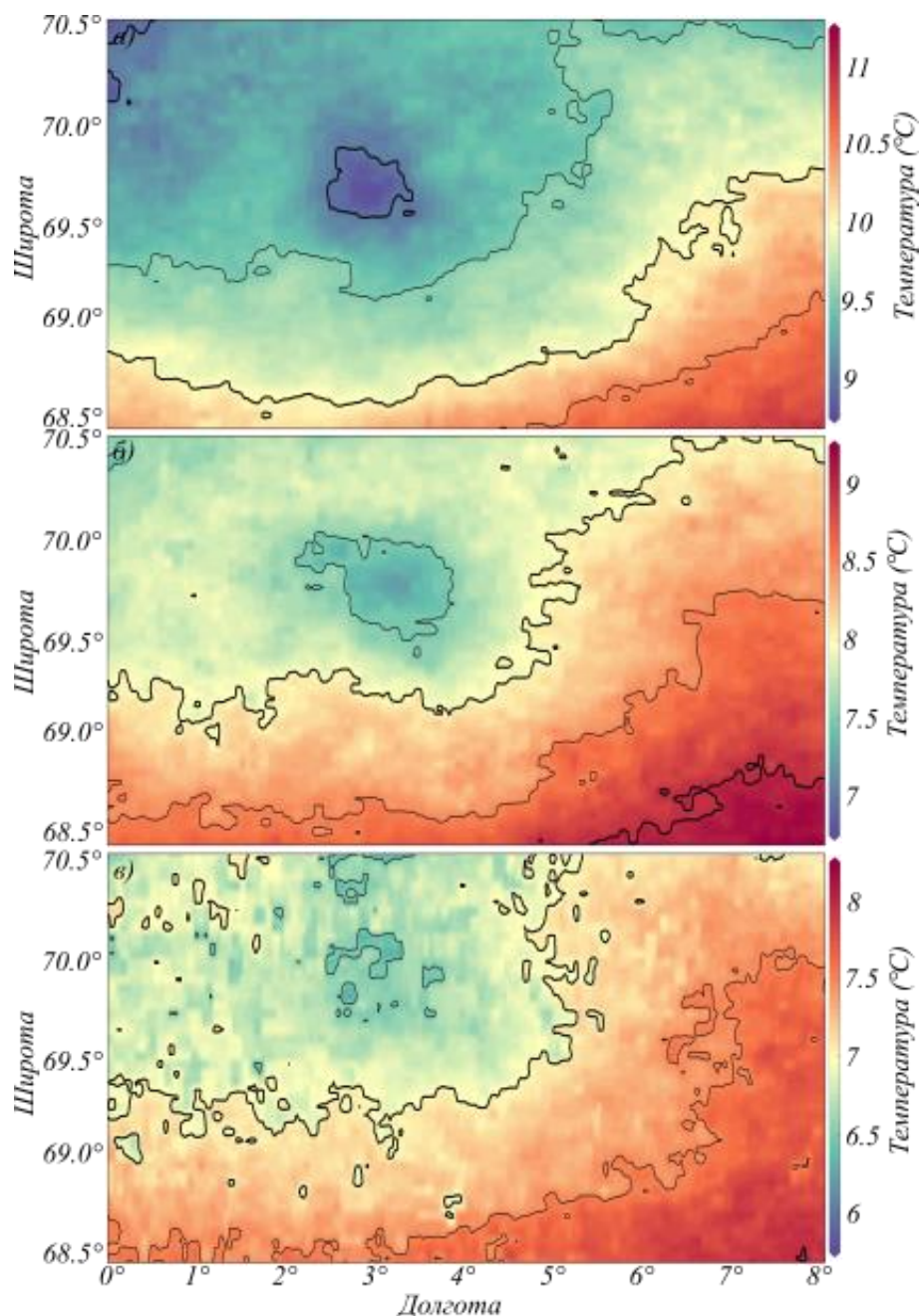


Рисунок 15. Осредненные по месяцам (сентябрь-ноябрь) значения температуры поверхности океана (ТПО) по данным Aqua/MODIS за 1992-2019 гг.

Для анализа причин появления данного холодного пятна и его сезонной изменчивости нами рассматривалась вертикальная структура вихря на основе реанализа GLORYS12V1. Полученные результаты свидетельствуют о яркой выраженной линзовидной структуре ЛВ, что согласуется с более ранними наблюдениями (Volkov et al., 2015). Ядро линзы ЛВ находится на глубине 200-800 м (рисунок 16а). В верхней части вихря отмечаются положительные вертикальные скорости, которые вызывают подъем глубинных вод. Такой процесс способствует выклиниванию холодных вод на поверхность, в результате чего происходит образование отрицательных аномалий ТПО.

Во всех исследуемых случаях холодное пятно в районе месторасположения ЛВ образуется в периоды, когда линза уже хорошо сформирована и развита. В августе и сентябре линза достигает своих максимальных значений, что подробно описано в работе (Novoselova, 2022), в результате чего в эти месяцы отмечаются наибольшие градиенты ТПО в районе ЛВ (рис. 16б).

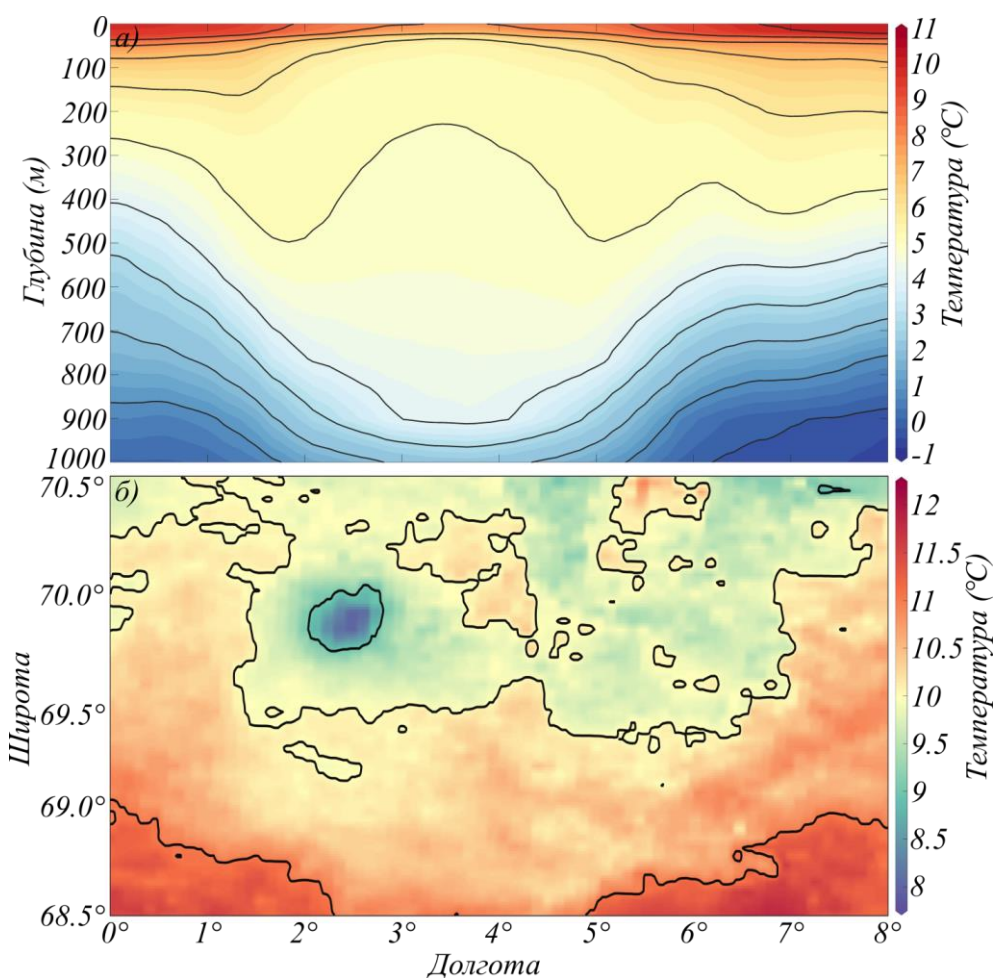


Рисунок 16. а – вертикальный разрез через ядро Лофотенского вихря по  $69.8^\circ$  с.ш. поля температуры по данным реанализа GLORYS12V1 за август 2010 года. б – карта ТПО по данным MODIS за аналогичный период.

Совместный анализ карт ТПО и высоты поверхности моря позволил выделить следующую особенность – во многих случаях холодное пятно на поверхности вихря сдвигается на его периферию относительно его центра. Так, на рисунке 17 заметно, что центр положительной аномалии высоты поверхности моря имеет координаты порядка  $70.08^\circ$  с.ш.,  $3.08^\circ$  в.д., тогда как центр отрицательной аномалии ТПО –  $69.73^\circ$  с.ш.,  $4.06^\circ$  в.д. Таким образом, холодное пятно расположено относительно центра вихря юго-восточнее, расстояние между центрами составляет 46 км. В Лофотенской котловине в

северной и северо-западной частях вихря расположены более холодные воды, что согласуется со схемой основных течений данного региона (Richards and Straneo, 2015). Пространственный масштаб ЛВ может достигать 100 км (рис. 17а), в результате чего холодное пятно с севера сдвигается на его юго-восточную периферию (рис. 17б).

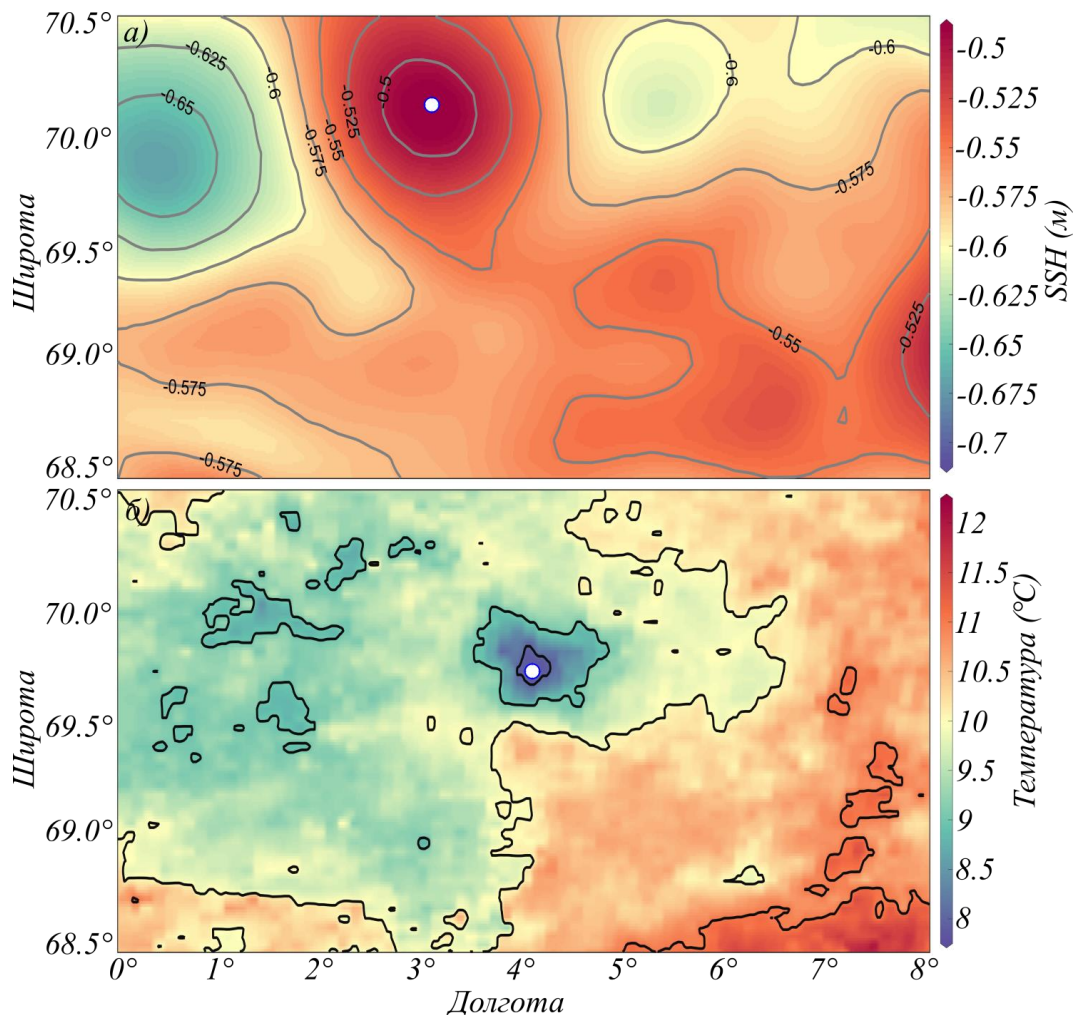


Рисунок 17. а – высота поверхности моря (м) по данным GLORYS12V1 за август 2004 года. б – ТПО (°C) по данным Aqua/MODIS за аналогичный период. Точками отмечены геометрические центры аномалий.

В работе мы проанализировали карты высоты поверхности моря и ТПО, построенные за каждый месяц 1999-2019 гг. Было обнаружено, что смещение пятна на юго-восток характерно для августа и сентября, т.е. в период максимального развития вихря. Всего было рассмотрено 199 пар, в 102 случаях (51%) расстояние между центрами не превышало 10 км (рис. 18). Во всех остальных случаях отрицательные аномалии ТПО смещались в юго-восточную сторону относительно высоты поверхности моря. В 19% случаев холодное пятно смещалось на 10-20 км, в 7% - на 20-30 и 40-50 км, в 4% - на 30-40

км. Стоит отметить, что расстояния между центрами определялись автоматически и метод мог учитывать центры аномалий разных вихревых структур при расстояниях более 50 км, поэтому в дальнейшем мы их не будем рассматривать.

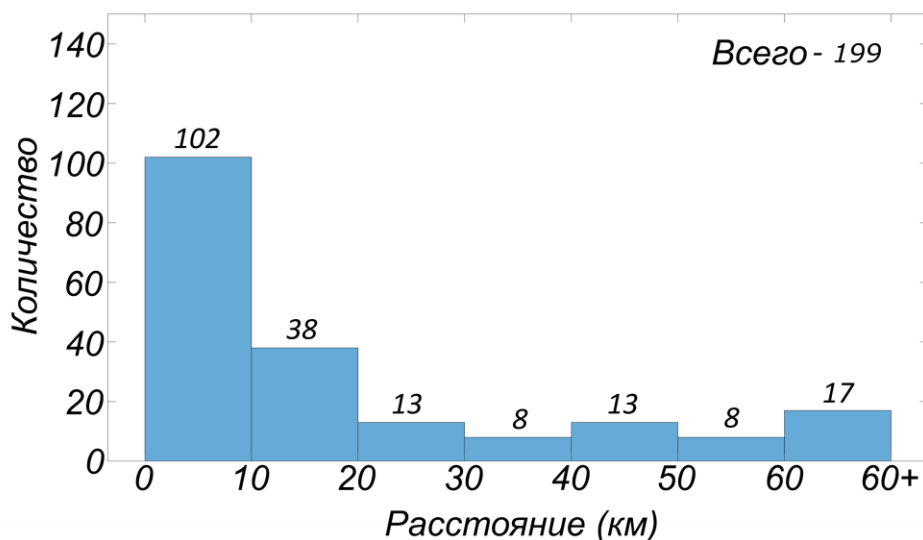


Рисунок 18. Число наблюдений сдвига между центрами аномалий высоты поверхности моря и ТПО на спутниковых картах за 1999-2019.

На рисунке 19 видно, что холодное пятно ЛВ способно приводить к отрицательным температурам воздуха в приводном слое. Данные атмосферного реанализа ERA5 свидетельствуют о наличии отрицательных аномалий температуры приповерхностного воздуха над Лофотенским вихрем. Подобная картина свидетельствует о том, что в период образования холодного пятна над вихрем происходит уменьшение потоков тепла из океана в атмосферу.

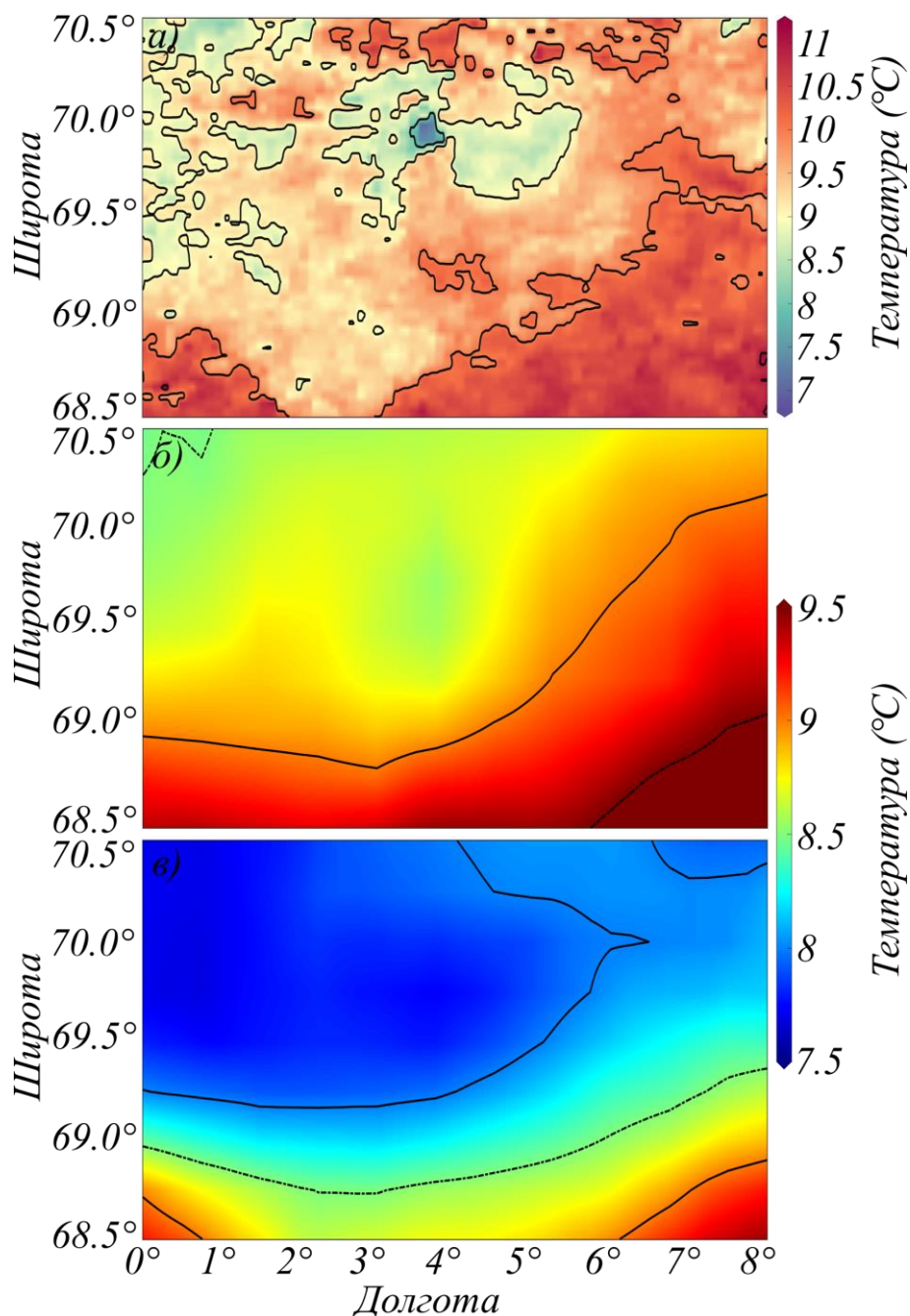


Рисунок 19. Карта ТПО по данным MODIS за сентябрь 2004 года (а); температура воздуха в ЛК на высоте 2 м по данным ERA5 за 22 (б) и 29 (в) сентября 2004 года.

Возникновение холодного пятна в летне-осенний период над ЛВ способствует уменьшению глубины ВКС в вихре. На рисунке 20б заметно, что минимальные значения ВКС в сентябре 2003 года заметны над линзой Лофотенского вихря. Холодное пятно над вихрем локализуется в районе 69,8° с.ш., 1° в.д. (рис. 20а). Если в вихре значения ВКС равны 20 м, то вне вихря они могут превышать 30 м. Это связано с тем, что изопикны верхнего купола линзы прогибаются и выходят на поверхность, из-за чего и происходит уменьшение глубины ВКС над вихрем.

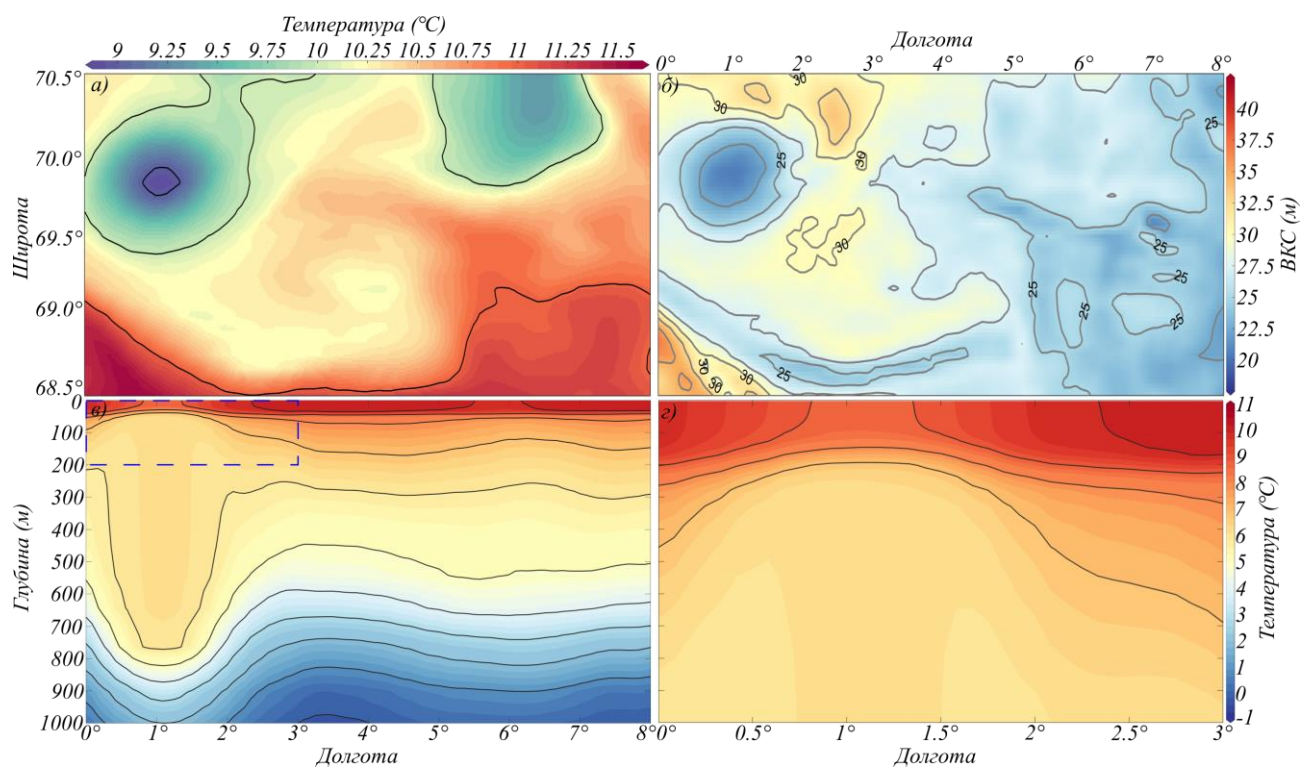


Рисунок 20. Распределение температуры поверхности океана по данным GLORYS12V1 (а), оценка ВКС (б) и вертикальный разрез температуры по широте 69.8° с.ш. в ЛВ (в, г) за сентябрь 2003 г.

Изучение спутниковых карт и вертикальных разрезов по данным GLORYS12V1 показало, что минимальные значения ВКС над Лофотенским вихрем характерны для летнего и осеннего периода и сохраняются до начала развития глубокой зимней конвекции. Осенью значения ВКС над линзой постепенно увеличиваются, в ноябре линза еще сохраняет свою форму, но значения ВКС в области расположения вихря уже составляют 70 м (рисунок 21а). На рисунке 21б видно, что отдельные изопикны над линзой могут выходить на поверхность и приводить к началу развития глубокой конвекции. Вне области Лофотенского вихря значения ВКС могут превышать 90 м (рис. 21б), хотя еще в сентябре глубина ВКС над линзой не превышала 10-20 м.

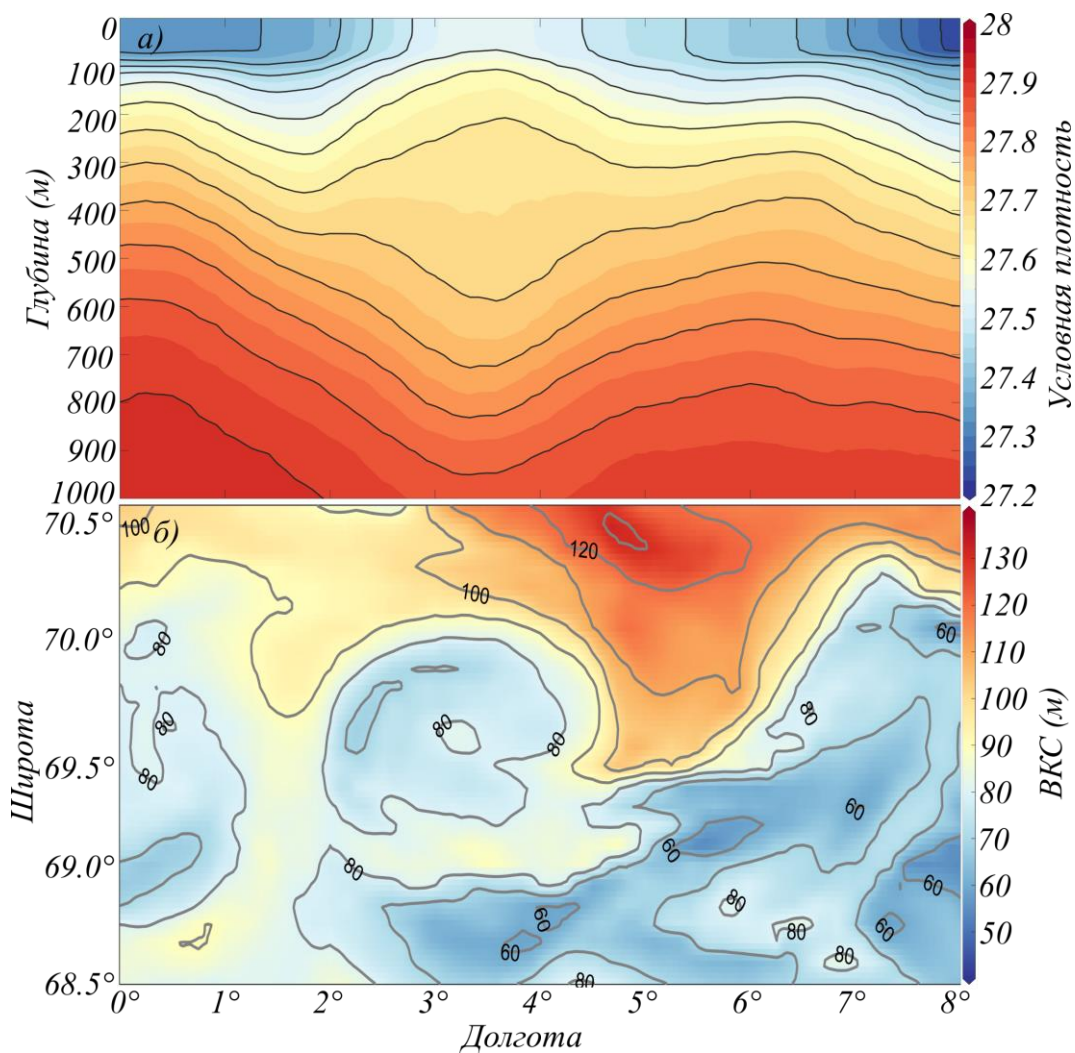


Рисунок 21. Распределение условной плотности (а) и оценка ВКС (м) (б) в ЛВ в ноябре 2000 г. по данным GLORYS12V1.

### Выводы по главе 5.

В зимне-весенний период в районе Лофотенской котловины происходит развитие глубокой конвекции, в результате чего сезонный термоклин разрушается. В этот период Лофотенский вихрь приобретает форму полуэллипсоида, тогда как в летне-осенний период ЛВ представлен линзой с теплой и соленой водой.

Формирование линзы сопровождается разрушением верхнего слоя с повышенными значениями температуры воды и выходом на поверхность более холодных изотерм. В работе были проанализированы среднемесячные распределения MODIS за 2002-2019 гг. и построены вертикальные разрезы через центр Лофотенского вихря по данным GLORYS12V1 с осреднением по месяцам. Анализ спутниковых карт и данных реанализа GLORYS12V1 показал, что внешний купол линзы сжимает изопикны и поднимает их наверх, разрушая поверхностный слой воды. За счет этого более холодная вода из нижних

слоев поднимается вверх, в результате чего на поверхности образуется т.н. «холодное пятно» с пониженными значениями температуры воды (рис. 20а). Таким образом, главная причина возникновения холодного пятна над линзой – это поднятие изопикн над линзой в осенний и летний период.

Наличие сезонной модуляции появления холодного пятна главным образом связано с условиями вертикального перемешивания в районе вихря: летом резкий прогрев скрывает подъем изопикн, тогда как зимой глубокая конвекция разрушает верхнюю часть линзы. Наиболее отчетливо холодное пятно проявляется в августе и сентябре – в момент разрушения термоклина и заглупления верхнего квазиоднородного слоя.

Анализ карт высоты поверхности моря и ТПО позволил выявить смещение холодного пятна относительно высоты поверхности моря на юго-восток. Данное несоответствие центров аномалий вызвано вихревой адвекцией, при которой антициклоническое вращение частиц с отрицательными аномалиями температуры воды, расположенными на севере и северо-западе, доставляет эти частицы в юго-восточную область вихря. Этот сдвиг чаще всего наблюдается в августе и сентябре.

Поднятие изопикн ближе к поверхности приводит к уменьшению глубины ВКС в Лофотенском вихре. Данный эффект характерен для начала летнего сезона, и максимально развит в августе и сентябре – в периоды максимального развития линзы, продолжаясь до ноября включительно. В эти периоды понижение температуры воды сопровождается уменьшением ВКС в районе месторасположения Лофотенского вихря. Установлено, что в августе-сентябре наблюдается уменьшение ВКС на 10-20 м над вихрем, тогда как в ноябре ВКС уменьшается на 30 м. Подобное уменьшение ВКС нигде ранее не отмечалось. Это может быть связано с тем, что ВКС изучается прежде всего в зимние и весенние месяцы в связи с процессом глубокой зимней конвекции.

## **Заключение**

Исходя из всего вышеперечисленного, можно сказать, что вихревая мезомасштабная динамика в Лофотенской котловине играет одну из ключевых ролей во взаимосвязи между океаном и атмосферой, переносе тепла и соли, энергии и ее трансформации из одних типов в другие. В данных процессах существенное влияние играют не только монополярные циклоны и антициклоны, но и ранее практически не исследованные дипольные вихревые структуры.

В результате исследования были решены все поставленные задачи и достигнута цель исследования:



1) На основе данных реанализа GLORYS12V1 был произведен расчет средней и вихревой кинетической энергии Лофотенской котловины, кроме того, была подсчитана объемная доступная потенциальная и кинетическая энергия квазипостоянного Лофотенского вихря

2) Было выполнено построение вертикальных профилей вихревой и средней кинетической энергии, на их основе была подробно изучена пространственная и сезонная изменчивость энергии в Лофотенской котловине.

3) Произведены расчеты бароклинного (BC) и баротропного (BT) преобразования энергии в Лофотенской котловине в период максимального развития зимней конвекции (с января по март) и в летний период.

4) Была подробно изучена эволюция грибовидного диполя в Лофотенской котловине при помощи данных массива GLORYS12V1 и лагранжевых карт.

5) Проведен анализ вертикальной и пространственной структуры грибовидного диполя за счет построения вертикальных профилей.

Автор принимал участие в работе над проектом РФФ 18-17-00027 "Вихревая динамика Лофотенской котловины и ее роль в переносе термохалинных свойств вод в Норвежском море", а также в проекте РФФ 22-27-00004 «Исследование динамики изолированных вихрей в океане с использованием методов дистанционного зондирования, in situ и модельных данных».

## **Публикации по теме ВКР**

1. Travkin V.S., Belonenko T.V. Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // RUSSIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES, 2019. Vol. 19. ES5003. P. 1-7. doi:10.2205/2019ES000676.

2. V.S. Travkin, T.V. Belonenko. Mixed layer depth in winter convection in the Lofoten Basin in the Norwegian Sea and assessment methods. *Gidrometeorologiya i Ekologiya. Russian J. of Hydrometeorology and Ecology (Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University)*. 2020. 59: 67—83. [In Russian]. doi: 10.33933/2074-2762-2020-59-67-83

3. Belonenko, Tatyana V., Vladimir S. Travkin, Aleksey V. Koldunov, and Denis L. Volkov (2021), Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea, *Russ. J. Earth. Sci.*, 21, ES1006, doi:10.2205/2020ES000747.

4. V.S. Travkin, T.V. Belonenko. Study of the Mechanisms of Vortex Variability in the Lofoten Basin Based on Energy Analysis, *Physical Oceanography*, 2021, 28(3), pp. 294-308. DOI: 10.22449/1573-160X-2021-3-294-308
5. V. Travkin, T. Belonenko, M. Budyansky, S. Prants, M. Uleysky, V. Gnevyshev, R. Raj, Quasi-Permanent Mushroom-like Dipole in the Lofoten Basin, *Pure and Applied Geophysics*, 2022, 179(6), pp. 465-482. DOI: 10.1007/s00024-021-02922-9
6. В.С. Травкин, Т.В. Белоненко, А.А. Кубряков, Холодное пятно над Лофотенским вихрем, *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 2022, [в печати]

### Список литературы

1. Алексеев В.А., Иванов В.В., Репина И.А., Лаврова О.Ю., Станичный С.В. Конвективные структуры в Лофотенской котловине по данным спутников и буев Арго // *Исследование Земли из космоса*, 2016. №1–2, С. 90–91.
2. Башмачников И.Л., Белоненко Т.В., Куйбин П.А. Приложение теории колоннообразных Q-вихрей с винтовой структурой к описанию динамических характеристик Лофотенского вихря Норвежского моря // *Вестник СПбГУ, Науки о Земле*, 2017. Т. 62. Вып. 3. С. 221-233.
3. Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Норден Ю.Е., Ожигин В.К. Циркуляция вод в Лофотенской котловине Норвежского моря // *Вестник СПбГУ, Науки о Земле*, 2014. Сер. 7. Вып. 2. С. 108-121.
4. Блошкина Е.В., Иванов В.В. Конвективные структуры в Норвежском и Гренландских морях по результатам моделирования с высоким пространственным разрешением // *Труды Гидрометцентра России*, 2016. Вып. 361. С. 146–150.
5. Гинзбург А.И., Фёдоров К.Н. 1984. Грибовидные течения в океане (по данным спутниковых изображений) // *Исследования Земли из космоса*. № 3. С. 18–26.
6. Иванов В.В., Кораблев А.А. Формирование и регенерация внутрипикноклининой линзы в Норвежском море // *Метеорология и гидрология*, 1995а. № 9. С. 102–108.
7. Иванов В.В., Кораблев А.А. Динамика внутрипикноклининой линзы в Норвежском море // *Метеорология и гидрология*, 1995б. № 10. С. 55–59.

8. Малинин В.Н., Шмакова В.Ю. Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике // *Фундаментальная и прикладная климатология*, 4, 2018, С. 56-70. DOI: 10.21513/2410-8758-2018-4-55-70
9. Новоселова Е.В., Белоненко Т.В. Изопикническая адвекция в Лофотенской котловине Норвежского моря // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 3. С. 56–67. doi: 10.7868/S2073667320030041
10. Сандалюк Н.В., Белоненко Т.В. Сезонная изменчивость термохалинной структуры мезомасштабных вихрей в регионе Лофотенской котловины // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*, Том 14, №1, 2021, С. 15-30. <https://doi.org/10.7868/S2073667321010020>
11. Федоров А.М., Башмачников И.Л., Белоненко Т.В. Зимняя конвекция в Лофотенской котловине по данным буев ARGO и гидродинамического моделирования // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 2019. Т. 63. Вып. 3. С. 345-356. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.308>.
12. Зинченко В.А., Гордеева С.М., Собко Ю.В., Белоненко Т.В. Мезомасштабные вихри Лофотенской котловины по спутниковым данным // *фундаментальная и прикладная гидрофизика*, Вып. 3, 2019, Том 12, С. 46-54, doi:10.7868/S2073667319030067
13. Bashmachnikov I.L., Sokolovskiy M.A., Belonenko T.V., Volkov D.L., Isachsen P.E., Carton X. On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea // *Deep-Sea Res. I*, 2017b, Vol. 128, P. 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.001>
14. Belonenko T.V., Travkin V.S., Koldunov A.V., Volkov D.L. Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea // *Russ. J. Earth. Sci.*, 2021, 21, ES1006, doi:10.2205/2020ES000747.
15. Belonenko T.V., Zinchenko V.A., Fedorov A.M., Budyansky M.V., Prants S.V., Uleysky M.Yu. Interaction of the Lofoten vortex with a satellite cyclone // *Pure and Applied Geophysics*, 2021, 178, P. 287–300. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02647-1>
16. Belonenko T., Zinchenko V., Gordeeva S., Raj R.P. Evaluation of heat and salt transports by mesoscale eddies in the Lofoten Basin // *Russ. J. Earth Sci.*, 2020, 20, ES6011, doi:10.2205/2020ES000720.
17. Bosse A., Fer I., Lilly J.M., Søiland H. Dynamical controls on the longevity of a non-linear vortex: The case of the Lofoten Basin Eddy // *Scientific Reports*, 2019, Vol. 9. 13448. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-49599-8>
18. Broecker W. The great ocean conveyor // *Natural Hist. Magaz.* 1987. V. 97. P. 74–82.

19. Broome S., Chafik L., Nilsson J. Mechanisms of decadal changes in sea surface height and heat content in the eastern Nordic Seas // *Ocean Science*, 2020, 16, P. 715–728. <https://doi.org/10.5194/os-16-715-2020>
20. Carnevale G.F., Kloosterziel R.C., van Heijst G.J.F. Propagation of barotropic vortices over topography in a rotating tank // *J. Fluid Mech.*, 1991. Vol. 233. P. 119-125.
21. Chelton D.B., Gaube P., Schlax M.G., Early J.J., Samelson R.M. The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll // *Science*. 2011. Vol. 334, I. 6054. P. 328–332. doi:10.1126/science.1208897
22. D'Asaro E.A. Observations of small eddies in the Beaufort Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1988, Vol. 93, I. C6. P. 6669–6684. <https://doi.org/10.1029/JC093iC06p06669>
23. Dong C., McWilliams J.C., Liu Y., Chen D. Global heat and salt transports by eddy movement // *Nature Communications*, 2014, 5(1), 3294. <https://doi.org/10.1038/ncomms429>
24. Eden C., Böning C. Sources of Eddy Kinetic Energy in the Labrador Sea // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. Vol. 32, I. 12. P. 3346–3363. doi:10.1175/1520-0485(2002)032<3346:SOEKEI>2.0.CO;2
25. Eldevik T., Nilsen J.E.Ø., Iovino D., Olsson K.A., Sandø A.B., Drange H. Observed sources and variability of Nordic seas overflow // *Nature Geoscience*, 2009, P. 2-5. DOI: 10.1038/NGEO518
26. Fer I., Bosse A., Ferron B., Bouruet–Aubertot P. The Dissipation of Kinetic Energy in the Lofoten Basin Eddy // *Journal of Physical Oceanography*, 2018. Vol. 48. I. 6. P. 1299–1305.
27. Fernández-Castro B., Evans D.G., Frajka-Williams E., Vic C., Naveira-Garabato A. Breaking of internal waves and turbulent dissipation in an anticyclonic mode water eddy // *Journal of Physical Oceanography*. 2020. Vol. 50, I. 7. P. 1893–1914. doi:10.1175/JPO-D-19-0168.1
28. Flor J.B., van Heijst G.J.F., Deflos R. Decay of dipolar vortex structures in a stratified fluid // *Physics of Fluids*, 1995, 7(2), P. 374–379.
29. Gill A.E., Green J.S.A., Simmons A.J. Energy partition in the large-scale ocean circulation and the production of mid-ocean eddies // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 1974, Vol. 21, I. 7. P. 499–528. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90010-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90010-2)
30. Gordeeva S., Zinchenko V., Koldunov A., Raj R.P., Belonenko T., Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten basin from satellite altimetry // *Advances in Space Research*, Vol. 68, I. 2, 2021, P. 364-377.

31. Hausmann U., Czaja A., Marshall J. Mechanisms controlling the SST air–sea heat flux feedback and its dependence on spatial scale // *Climate Dyn.* 2017. No 48. P. 1297–1307. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3142-3>
32. Hebert D. The available potential energy of an isolated feature // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1988, Vol. 93, I. C1. P. 556–564. <https://doi.org/10.1029/JC093iC01p00556>
33. Hughes C.W., Miller P.I. Rapid water transport by long-lasting modon eddy pairs in the southern midlatitude oceans // *Geophysical Research Letters*, 2017, Vol. 44, I. 24, P. 12,375–12,384. <https://doi.org/10.1002/2017GL075198>
34. Jakobsen P., Ribergaard M., Quadfasel D., Schmith T., Hughes C. Near–surface circulation in the northern North Atlantic as inferred from Lagrangian drifters: Variability from the mesoscale to interannual // *Journal of geophysical research*, 2003. Vol. 108. No. C8. P. 3251–3254.
35. Johan H., Fang H. Horizontal vortex ring motion in linearly stratified media // *Physics of Fluids*, 1997, 9(9), P. 2605–2616.
36. Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E. An optimal definition for ocean mixed layer depth // *J. Geophys. Res.*, 2000. No. 105 (C7). P. 16803–16821.
37. Koldunov A.V., Belonenko T.V. Hydrodynamic Modeling of Vertical Velocities in the Lofoten Vortex // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2020. Vol. 56, No. 5. P. 502–511. <https://doi.org/10.1134/S0001433820040040>
38. Lahaye N., Zeitlin V., Dubos T. Coherent dipoles in a mixed layer with variable buoyancy: theory compared to observations // *Ocean Modelling*, 2020, 153(2), 101673. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101673>
39. Larichev V.D., Reznik G.M. On two-dimensional solitary Rossby waves // *Doklady Akademii Nauk*, 1976, 231(5), P. 1077–1079.
40. Lozier M.S., Li F., Bacon S., Bahr F., Bower A.S., Cunningham S.A., de Jong M.F., de Steur L., De Young B., Fischer J., Gary S.F., Greenan B.J. W., Holliday N.P., Houk A., Houpert L., Inall M.E., Johns W.E., Johnson H. L., Johnson C., Karstensen J., Koman G., Le Bras I.A., Lin X., Mackay N., Marshall D.P., Mercier H., Oltmanns M., Pickart R.S., Ramsey A.L., Rayner D., Straneo F., Thierry V., Torres D.J., Williams R.G., Wilson C., Yang J., Yashayaev I., Zhao J. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic // *Science*, 2019, 363, P. 516–521, <https://doi.org/10.1126/science.aau6592>
41. Orvik K. The deepening of the Atlantic water in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea, demonstrated by using an active reduced gravity model // *Geophysical research letters*, 2004. Vol. 31. L01306. P. 1–3.

42. Isachsen P.E. Baroclinic instability and the mesoscale eddy field around the Lofoten Basin // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120, P. 2884–2903.
43. Kang D., Curchitser E. N. On the evaluation of seasonal variability of the ocean kinetic energy // *Journal of Physical Oceanography*. 2017. Vol. 47, iss. 7. P. 1675–1683. doi:10.1175/JPO-D-17-0063.1
44. Köhl A. Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin // *J. Phys. Oceanogr.* 2007. V. 37. No. 11. P. 2637—2643.
45. Kumar P. B., Vialard J., Lengaigne M., Murty V.S.N., McPhaden M.J. TropFlux: air-sea fluxes for the global tropical oceans—description and evaluation // *Climate Dynamics*. 2011. No 38. P. 1521–1543. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1115-0>
46. Manucharyan G.E., Timmermans M.-L. Generation and separation of mesoscale eddies from surface ocean fronts // *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 43, P. 2545–2556. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-094.1>
47. Martínez-Moreno J., McC. Hogg A., Kiss A.E., Constantinou N.C., Morrison A.K. Kinetic energy of eddy-like features from sea surface altimetry // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2019, Vol. 11, I. 10. P. 3090–3105. <https://doi.org/10.1029/2019MS001769>
48. McWilliams J.C. Maps from the mid-ocean dynamics experiment: part I. Geostrophic stream function // *Journal of Physical Oceanography*, 1976, 6(6), P. 810–827. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006%3c](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006%3c)
49. Novoselova E.V. Seasonal variability of the potential vorticity in the Lofoten Vortex // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2022. In Print.
50. Nilsen J.E., Falck E. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948-1999 // *Progress in Oceanography*. 2006. No. 70. P. 58—89.
51. Pedersen O.P., Zhou M., Tande K.S., Evandsen A. Eddy formation on the coast of Norway—Evidenced by synoptic sampling // *ICES J. Mar. Sci.*, 2005. Vol. 62. P. 615–626.
52. Pedlosky J. *Geophysical fluid dynamics* // Springer-Verlag, 1987, p. 624.
53. Raj R.P., Chafik L., Nilsen J.E.Ø., Eldevik T., Halo I. The Lofoten Vortex of the Nordic seas // *Deep-sea research I*, 2015. Vol. 96. P. 1–2.
54. Prants S.V., Budyansky M.V., Ponomarev V.I., Uleysky MYu. Lagrangian study of transport and mixing in a mesoscale eddy street // *Ocean Modelling*, 2011, 38(1–2), P. 114–125. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.02.008>
55. Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky MYu. Lagrangian fronts in the ocean // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2014, 50(3), P. 284–291. <https://doi.org/10.1134/S0001433814030116>

56. Prants S.V., Uleysky MYu., Budyansky M.V. Lagrangian oceanography: large-scale transport and mixing in the ocean // *Physics of earth and space environments*. Springer-Verlag: Berlin, Germany, 2017
57. Raj R.P., Halo I., Chatterjee S., Belonenko T., Bakhoday-Paskyabi M., Bashmachnikov I., Fedorov A., Xie J. Interaction between mesoscale eddies and the gyre circulation in the Lofoten Basin // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. Vol. 125, I. 7. e2020JC016102. <https://doi.org/10.1029/2020JC016102>
58. Reid R.O., Elliott B.A., Olson D.B. Available potential energy: A clarification // *Journal of Physical Oceanography*, 1981. Vol. 11, I. 1. P. 15–29. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0015:APEAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0015:APEAC>2.0.CO;2)
59. Sandalyuk N.V., Bosse A., Belonenko T.V. The 3D structure of Mesoscale Eddies in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: a composite analysis from altimetry and in situ data // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125, P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2020JC016331>
60. Schneider N., Qiu B. The Atmospheric Response to Weak Sea Surface Temperature Fronts // *American Meteorological Society*, 2015. Vol. 72. P. 3356–3377. <https://doi.org/10.1175/JASD-14-0212.1>
61. Segtnan O.H., Furevik T., Jenkins A.D. Heat and freshwater budgets of the Nordic seas computed from atmospheric reanalysis and ocean observations // *Journal of Geophysical Research*, 2011, No. 116, C11003. <https://doi.org/10.1029/2011JC006939>
62. Shchepetkin A.F. Interaction of Turbulent Barotropic Shallow-Water Flow With Topography // *Proceedings of Hawaiian Winter Aha Huliko'a Workshop*, 1995. P. 225-237.
63. Small R.J., Bryan F.O., Bishop S.P., Tomas R.A. Air–Sea Turbulent Heat Fluxes in Climate Models and Observational Analyses: What Drives Their Variability? // *Journal of Climate*. 2019. Vol. 32. P. 2397–2421. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0576.1>
64. Smith K.S. The geography of linear baroclinic instability in Earth's oceans // *Journal of Marine Research*, 2007, 65(5), P. 655–683. <https://doi.org/10.1357/002224007783649484>
65. Søliland H., Chafik L., Rossby T. On the long-term stability of the Lofoten Basin Eddy // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. Vol. 121, iss. 7. P. 4438–4449. <https://doi.org/10.1002/2016JC011726>
66. Søliland H., Prater M.D., Rossby T. Rigid topographic control of currents in the Nordic Seas // *Geophysical Research Letters*, 2008. Vol. 35. L18607. doi:10.1029/2008GL034846.

67. Stern M.E. Minimal properties of planetary eddies // *Journal of Marine Research*, 1975, 33(1), P. 1–5.
68. Stern M.E., Voropaev S.I. Formation of vorticity fronts in shear flow // *Physics of Fluids*, 1984, 27(4), P. 848–855.
69. Sun X., Wu R. Spatial scale dependence of the relationship between turbulent surface heat flux and SST // *Climate Dynamics*, 2022, No. 58, P. 1127–1145. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05957-9>
70. Trodahl M., Isachsen P.E. Topographic influence on baroclinic instability and the mesoscale eddy field in the Northern North Atlantic Ocean and the Nordic Seas // *Journal of Physical Oceanography*. 2018. Vol. 48, iss. 11. P. 2593–2607. doi:10.1175/JPO-D-17-0220.1
71. Vesman A.V., Bashmachnikov I.L., Golubkin P.A., Raj R.P. The coherence of the oceanic heat transport through the Nordic seas: oceanic heat budget and interannual variability // *Ocean Science Discuss*, 2020, <https://doi.org/10.5194/os-2020-109>, [preprint]
72. Volkov D.V., Kubryakov A.A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model, *Deep-sea research I*, 2015. V. 105. P. 142–144.
73. Volkov D.L., Belonenko T.V., Foux V.R. Puzzling over the dynamics of the Lofoten Basin - a sub-Arctic hot spot of ocean variability // *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(4), P. 738–743. <https://doi.org/10.1002/grl.50126>
74. Voropaev S.I., Afanasyev Y.D. Vortex structures in a stratified Fluid // *Chapman and Hall*, 1994a, p. 230
75. Voropaev S.I., Afanasyev Y.D. Symmetric interaction of developing horizontal jet in a stratified fluid with a vertical cylinder // *Physics of Fluids*, 1994b, 6, P. 2032–2037.
76. Voropaev S.I., Afanasyev Y.D., Filippov I.A. Horizontal jets and vortex dipoles in a stratified fluid // *Journal of Fluid Mechanics*, 1991, 227, P. 543–566.
77. White M.A., Heywood K.J. Seasonal and interannual changes in the North Atlantic subpolar gyre from Geosat and TOPEX/POSEIDON altimetry // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1995. Vol. 100, iss. C12. P. 24931–24941. doi:10.1029/95JC02123
78. Xu A., Yu F., Nan F., Ren Q. Characteristics of subsurface mesoscale eddies in the northwestern tropical Pacific Ocean from an eddy-resolving model // *Journal of Oceanology and Limnology*, 2020. Vol. 38, No. 5. P. 1421–1434. <https://doi.org/10.1007/s00343-020-9313-4>
79. Yu L.-S., Bosse A., Fer I., Orvik K.A., Bruvik E.M., Hessevik I., Kvalsund K. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122, No. 8, P. 6814–6834



80. Zhan P., Subramanian A., Yao F., Kartadikaria Aditya R., Guo Daquan, Hoteit I. The eddy kinetic energy budget in the Red Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016. Vol. 121, iss. 7. P. 4732–4747. doi:10.1002/2015JC011589