

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

*На правах рукописи*

ТРАВКИН ВЛАДИМИР СТАНИСЛАВОВИЧ

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕЗОМАСШТАБНОЙ ВИХРЕВОЙ  
ДИНАМИКИ В РАЗЛИЧНЫХ ЧАСТЯХ МИРОВОГО ОКЕАНА

Научная специальность 1.6.17. Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ

На соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Научный руководитель:  
доктор географических наук  
Белоненко Татьяна Васильевна

Санкт-Петербург

2025

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	3
<b>ГЛАВА 1. НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ</b> .....	43
1.1. Данные .....	43
1.2. Методы .....	46
1.3. Сезонная изменчивость мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины .....	52
1.4. Квазипостоянный диполь Лофотенской котловины .....	60
1.5. Кинетическая и потенциальная энергия мезомасштабных вихрей Норвежского моря .....	80
1.6. Влияние топографии на формирование квазипостоянного Лофотенского вихря .....	91
<b>ГЛАВА 2. СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ И ЮЖНАЯ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА</b> .....	110
2.1. Используемые данные .....	110
2.2. Используемые методы .....	111
2.3. Топографические волны Курило-Камчатского желоба .....	112
2.4. Изменчивость мезомасштабных вихрей южной части Тихого океана .....	125
<b>ГЛАВА 3. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ</b> .....	138
3.1. Используемые данные .....	138
3.2. Используемые методы .....	138
3.3. Сезонная и межгодовая изменчивость мезомасштабных вихрей Балтийского моря .....	139
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	152
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ</b> .....	158

## ВВЕДЕНИЕ

Мезомасштабные вихри представляют собой вращающиеся нелинейные структуры, горизонтальные размеры которых превышают бароклиный радиус деформации Россби. Их можно разделить на два класса – монополярные вихри и дипольные структуры, также именующиеся «грибовидными течениями» (Гинзбург и Федоров, 1984а; 1984б). Монополярный вихрь состоит из вращающегося как твердое тело вихревого ядра и захваченной вокруг ядра массы воды, вращающейся в том же направлении, что и ядро (Жмур, 2010). Дипольные структуры имеют две разнонаправленные области (т.н. «шляпку») и узкую вытянутую струю («ножку») в своем основании (Гинзбург и Федоров, 1984б). Мезомасштабные вихри оказывают существенное влияние на динамику океана, его гидрохимические и оптические свойства. Вихри являются одним из главных механизмов горизонтального перемешивания, а также транспорта тепла, соли, энергии, морского льда и биогенных веществ Мирового океана (Монин и др., 1974; Жмур, 2010; Микаэлян и др., 2020; Белоненко и др., 2024). Основной причиной образования вихрей является бароклиная и баротропная неустойчивость течений, в результате чего области вихревой активности приурочены к районам крупномасштабных течений (Stammer and Wunsch, 1999; Belonenko et al., 2020b). Мезомасштабные вихри образуются повсеместно в Мировом океане, одновременно занимая порядка 1/3 его площади (Chelton et al., 2011a; Gaube et al., 2019). Они способны существовать в течение нескольких месяцев и даже лет, при этом перемещаясь на сотни и тысячи километров, тем самым уменьшая контраст между термохалинными характеристиками тропических и полярных широт (Chelton et al., 2011a; Белоненко и Сандалюк, 2018; Малышева и др., 2022).

Активное изучение мезомасштабных вихрей началось с середины XX века при помощи натуральных наблюдений (эксперименты Полигон 1967, MODE 1973, Мезополигон 1985 и др.). Развитие вычислительных мощностей, а также

появление в конце XX века постоянной спутниковой информации о морской поверхности, открыло новую эпоху активного изучения вихревых структур Мирового океана (Chelton et al., 2007).

Таким образом, вихри в океане представляют собой неисчерпаемый источник информации, которая может быть получена с помощью спутниковых наблюдений, данных *in situ* и модельных вычислений. Исследование этих вихрей позволяет понять множество факторов, влияющих на их генерацию, изменчивость и свойства. Анализ мезомасштабной изменчивости океанологических полей в различных регионах мира выявляет уникальные особенности и разнообразие вихревых процессов, происходящих в океане. Эти исследования важны для понимания как глобальных, так и региональных циркуляционных процессов, а также для оценки их влияния на климатические и экологические системы. В данном исследовании были выбраны три района с совершенно непохожими гидрологическими условиями, в каждом из которых мезомасштабная вихревая динамика обладает рядом специфических особенностей.

Первым рассматриваемым районом является Норвежское море, относящееся к океаническим окраинным морям Северного Ледовитого океана. Оно является уникальным районом для исследования, оказывающим существенное влияние на климат Европы, поскольку в нем происходит взаимодействие теплых и соленых атлантических вод с холодными и опресненными водами Арктического бассейна (Рисунок 1). На севере Норвежское море ограничено о. Медвежий и м. Нордкап, а на востоке – Скандинавским п-вом. С Запада и юга море ограничено о. Исландия, Фарерскими и Шетландскими о-вами. Площадь Норвежского моря составляет 1340 тыс. км<sup>2</sup>, а наибольшая глубина превышает 4000 м (Залогин и Косарев, 1999; Belonenko et al., 2021a). Глубоководная часть Норвежского моря состоит из двух крупных котловин (Залогин и Косарев, 1999; Ахтямова и Травкин, 2023). Центральную часть Норвежского моря занимает Норвежская котловина с глубинами 2900-3500 м, а северо-восточную часть моря занимает

Лофотенская котловина с глубинами 2800-3200 м. Рельеф Норвежской котловины характеризуется сильными перепадами глубин и множеством подводных гор, тогда как Лофотенская котловина представляет собой плоскую абиссальную равнину с наибольшей глубиной в центральной части. Между собой котловины разделяются хребтом Хельгеланд и плато Воринг. Стоит отметить, что Норвежская и Лофотенская котловины значительно ограничены в топографическом плане: с запада и севера котловины ограничены хребтами Ян-Майен и Мона, а с юга и востока континентальным склоном Норвегии и плато Воринг (Belonenko et al., 2020b), что позволяет говорить об обособленности котловин в топографическом плане и наличии в них специфических черт крупномасштабной циркуляции вод (Иванов и Кораблев, 1995а).

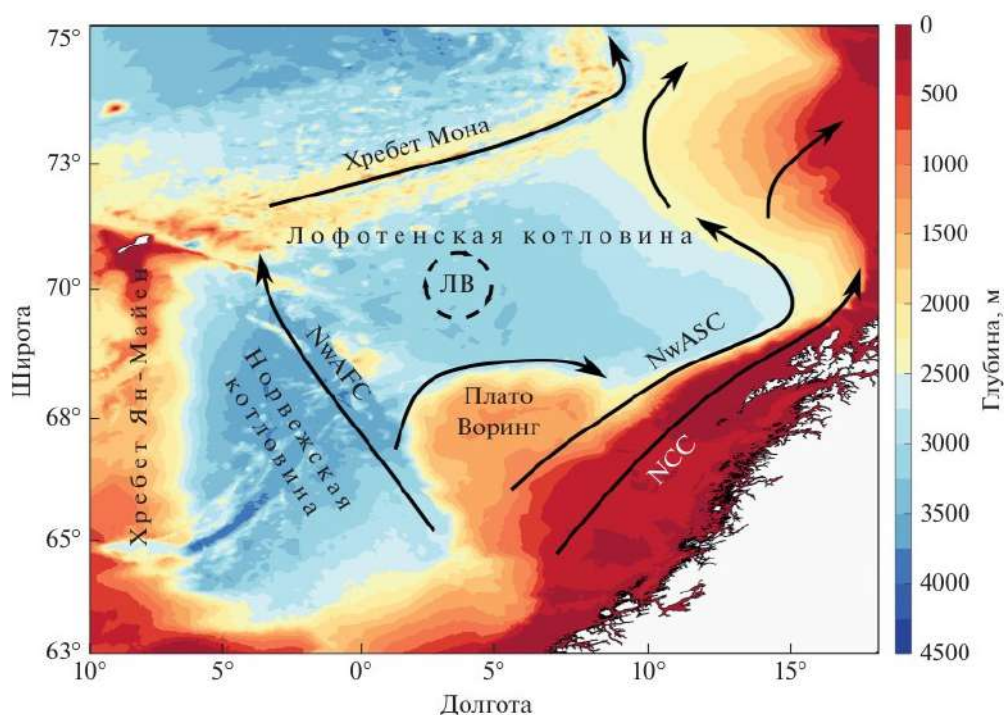


Рис. 1. Район исследования. Положение антициклонического Лофотенского вихря (ЛВ) показано окружностью. Цветом показана топография морского дна (м), черными стрелками – ветви Норвежского течения: NwASC – Норвежское склоновое течение, NCC – Норвежское прибрежное течение, NwAFC – Норвежское фронтальное течение (из Травкин и Белоненко, 2020).

Атмосферные процессы над Норвежским морем формируются под влиянием Исландского минимума, Азорского максимума и Полярной области повышенного давления (Залогин и Косарев, 1999). Циркуляция Норвежского моря представлена тремя крупными ветвями Норвежского течения: Норвежским Атлантическим склоновым течением (NwASC), Норвежским Атлантическим фронтальным течением (NwAFC) и Норвежским прибрежным течением (NCC) (Drange et al., 2005; Köhl, 2007; Belonenko et al., 2020b). Две первые ветви несут теплые и соленые атлантические воды на север, огибая Лофотенскую котловину с востока и запада, соответственно (рисунок 1). Норвежское прибрежное течение распространяется на север вдоль континентального склона Норвегии, перенося холодные и распресненные воды в Арктический бассейн (Belonenko et al., 2021a).

Для Норвежского моря характерно наличие трех ярко выраженных водных масс. Верхний 100-метровый слой представлен холодными и распресненными водами арктического происхождения с соленостью менее 34.85 ЕПС (единиц практической солености) (Drange et al., 2005). Далее в слое от 100 до 250 м наблюдается максимум солености (более 34.95 ЕПС), связанный с распространением теплых и соленых атлантических вод. Ниже данных вод располагаются холодные (от  $-0.5^{\circ}\text{C}$  до  $0.5^{\circ}\text{C}$ ) воды арктического происхождения (Köhl, 2007). В западной части Норвежского моря за счет взаимодействия теплых и соленых атлантических вод с холодными и распресненными водами Арктического бассейна наблюдается область повышенных градиентов термохалинных характеристик, носящая название Арктический (Полярный) фронт (Mork and Blindheim, 2000; Ахтямова и Травкин, 2023).

Ключевой особенностью Норвежского моря является расположенный в центральной части Лофотенской котловины квазипостоянный антициклонический мезомасштабный Лофотенский вихрь (ЛВ), являющийся в настоящий момент природной лабораторией для изучения морских

мезомасштабных вихрей (Raj et al., 2016; Fer et al., 2018; Belonenko et al., 2021a). ЛВ представляет собой внутривихревую линзу, наполненную теплыми и солеными атлантическими водами (Bashmachnikov et al., 2018; Belonenko et al., 2020b). Район месторасположения ЛВ характеризуется локальными повышенными значениями высоты морской поверхности и вихревой кинетической энергии (Raj et al., 2016). Антициклонический характер вращения ЛВ связан с наклоном уровенной поверхности моря и приповерхностных изопикн в котловине (Белоненко и др., 2017). Известно, что в районе месторасположения вихря наблюдается смещение изотерм ближе к поверхности, в результате чего он отчетливо прослеживается в летне-осенний период на спутниковых снимках как «холодное пятно» Лофотенской котловины (Травкин и др., 2022с). Средний радиус ЛВ, определяемый по максимальной скорости орбитального движения, варьируется от 20 до 50 км, что соответствует 1,6-4,2 локальных значений бароклинного радиуса деформации Россби (Иванов и Кораблев, 1995а; Белоненко и др., 2014; Raj et al., 2016; Bashmachnikov et al., 2018; Fer et al., 2018). Результаты натурных наблюдений и модельных экспериментов демонстрируют, что максимум орбитальной скорости равен 50-80 см/с и располагается на удалении в 17-20 км от центра ЛВ, при этом по вертикали скорость возрастает с увеличением глубины и достигает максимума в слое 500-1000 м (Иванов и Кораблев, 1995а, б; Sjøiland et al., 2016; Yu et al., 2017; Bashmachnikov et al., 2018). Динамический сигнал ЛВ прослеживается от поверхности до глубин более 3000 м (Белоненко и др., 2018а). Пик относительной завихренности ядра ЛВ варьируется от  $-0.2$  до  $-0.3 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$  по модельным данным и до  $-0.8 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$  по натурным измерениям (Volkov et al., 2015; Bashmachnikov et al., 2017; Yu et al., 2017). Установлено, что ЛВ двигается в пределах Лофотенской котловины по квазициклонической траектории с расстоянием между наиболее отдаленными точками порядка 130 км, что в несколько раз меньше горизонтальных масштабов котловины (Иванов и Кораблев, 1995б; Белоненко и др., 2014). Большую часть времени

ЛВ находится в центральной части котловины ( $69.8^\circ$  с.ш.,  $4^\circ$  в.д.), не покидая ее пределов. Так, 70% времени центр ЛВ находится на расстоянии менее одного радиуса вихря от своего среднего местоположения, 90% времени – на расстоянии не более 1.5-2 радиусов (Bashmachnikov et al., 2018). Зимняя глубокая конвекция является необходимым условием существования ЛВ, создающим благоприятные предпосылки для его ежегодной регенерации (Блошкина и Иванов, 2016). Другим механизмом, позволяющим поддерживать постоянное существование вихря в центральной части Лофотенской котловины, является слияние ЛВ с мезомасштабными вихрями, поступающими в котловину после отрыва от Норвежского склонового течения (Gordeeva et al., 2021). Таким образом, за счет динамической неустойчивости Норвежского склонового течения мезомасштабные вихри извлекают из Норвежского течения тепло и соль и перемещают ее в центральную часть Лофотенской котловины.

В результате зимней конвекции в ядро ЛВ поступают свежие поверхностные воды, являющиеся более теплыми и солеными, чем нижележащие слои (Алексеев и др., 2016). Далее в ходе весенне-летнего прогрева формируется сезонный пикноклин и ЛВ утрачивает контакт с поверхностными водами, приобретая линзовидную форму (Иванов и Кораблев, 1995а). Последующая эволюция ЛВ определяется внутренней динамикой, главным образом связанной с разнонаправленными вертикальными движениями на границе линзы (Колдунов и Белоненко, 2020). Отсутствие поступления новых поверхностных вод приводит к уменьшению горизонтальных градиентов плотности на границах линзы в летне-осенний период, что способствует сокращению азимутальной скорости вихря, его сжатию по вертикали и растягиванию по горизонтали за счет вязкой релаксации (Шапиро, 1985; Иванов и Кораблев, 1995а). В начале осени происходит уменьшение поступления солнечной радиации на морскую поверхность, а также интенсификация ветрового воздействия, что приводит к развитию конвекции и исчезновению сезонного пикноклина (Nilsen and Falck,



2006). Все это приводит к установлению близкой к нейтральной плотностной стратификации, при которой частота Вейсяля-Брента ничтожно мала ( $1.7 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ ), что благоприятно сказывается на обновлении вод вихря при следующей зимней конвекции, способной достигать глубин более 1000 м (Блошкина и Иванов, 2016; Федоров и др., 2019). Достигая наибольшей интенсивности к концу зимы, конвекция способствует увеличению горизонтальных градиентов термохалинных характеристик в ЛВ и орбитальной скорости движения (Блошкина и Иванов, 2016).

Вторым районом исследования является северо-западная и южная части Тихого океана (СЗТО и ЮЧТО, соответственно). СЗТО включает в себя западную часть Берингова моря, Охотское, Японское, Желтое, Восточно-Китайское моря, а также прилегающие к ним районы открытой части Тихого океана (Саускан, 2006). Ключевой особенностью данного региона является тот факт, что СЗТО относится к наиболее важным промысловым районам Мирового океана, в котором добывается около 60% от общего годового российского улова и 24% от всего объема продукции морского промышленного рыболовства (ФАО, 2022). Такая высокая биопродуктивность связана, главным образом, с мощными течениями данного района – теплым Куроисио и холодным Ойясио (Саускан, 2006).

Куроисио берет свое начало от ветви Северо-Экваториального течения и далее движется в северном направлении вдоль западной границы Тихого океана, в конечном итоге достигая юго-восточного побережья Японии (Wang et al., 2022). Оно переносит значительное количество воды, тепла, соли из тропических районов в северные широты, тем самым сглаживая меридиональные градиенты термохалинных характеристик и оказывая существенное влияние на климат и гидрологический режим окраинных морей Восточной Азии и СЗТО (Nitani, 1972; Wu and Hsin, 2012; Nan et al., 2013). Течение Ойясио начинается от пролива Буссоль, разделяющего острова Симушир и Уруп и является частью субарктического циклонического

круговорота (Будянский и др., 2024). Ключевую роль в формировании Ойясио играют холодные и опресненные воды Охотского моря, а также сравнительно теплые и соленые воды Восточно-Камчатского течения (Prants et al., 2018). Система течений Ойясио оказывает наибольшее влияние на гидрологический режим Южно-Курильского района. Южно-Курильский район является одним из наиболее перспективных промысловых районов Российской Федерации (Будянский и др., 2024). Десятилетиями в данном регионе ведется активный вылов сайры, сардины, скумбрии, камбалы и других видов морской биоты (ФАО, 2022).

Район слияния вод Куроисио и Ойясио к востоку от Японии является ключом к пониманию климатических изменений планеты (Yasuda, 2003). Так, в данной области происходит активный теплообмен между океаном и атмосферой, интенсивность которого влияет на климат всей планеты (Deser et al., 1999). Фронтальная область Куроисио-Ойясио представляет собой широкую область слияния двух западных пограничных течений, в которой смешиваются субтропические и субарктические воды, в результате чего происходит активное образование мезомасштабных вихрей (Yasuda, 2003; Prants et al., 2018). Основой данных вихрей являются воды Куроисио, Ойясио, теплого Сангарского течения, а также Охотского моря (Kitano, 1975). В зависимости от типа водной массы в ядре, ринги Куроисио принято делить на ринги с теплыми («warm-core rings») и с холодными («cold-core rings») водами в ядре, наиболее распространенными к западу от 155° в.д. (Kawai, 1972; Yasuda et al., 1992). Некоторые из данных рингов могут существовать более одного года и достигать высоких широт (Лобанов и др., 1991). Множество исследований посвящено данным структурам, поскольку их периферия является превосходным местом для вылова пелагических видов рыб, таких как, скумбрия и сайра (Prants et al., 2014a).

Топографические волны Россби приурочены к районам с существенными изменениями топографии морского дна. Подобные волны

относятся к типу захваченных волн, энергия которых локализуется (захватывается) в районах крупномасштабной изменчивости топографии, а вне их резко затухает. В Мировом океане на низких частотах данные волны могут проявляться в виде перемещающихся мезомасштабных вихрей с пространственным размером от нескольких десятков до первых сотен км и с периодом от нескольких суток до нескольких лет. Для их изучения в настоящий момент активно применяют спутниковые наблюдения, натурные измерения, а также данные океанических моделей и реанализов. Известно, что топографические волны оказывают значительное влияние на энерго- и массообмен Мирового океана, апвеллинг и биопродуктивность шельфовых областей (Ле Блон и Майсек, 1981; Ефимов и др., 1985). За счет уникальных динамических условий, Южно-Курильский район характеризуется повышенной активностью мезомасштабных вихрей (Травкин и др., 2022а). Так, в данном регионе происходит сложное взаимодействие холодных и опресненных вод Ойясио с теплыми рингами Куроисио. В районе Курильской гряды перемещение мезомасштабных вихрей может быть представлено в виде нескольких систем низкочастотных топографических волн. Первая система состоит из шельфовых волн и распространяется вдоль Курильского шельфа в юго-западном направлении (Ефимов и др., 1985; Белоненко, 2012). В свою очередь, две другие системы представлены волнами, распространяющимися вдоль склонов Курильского желоба, а также вдоль топографических неоднородностей к юго-востоку от желоба. Известно, что волны Курильского желоба – желобовые волны, движутся в северо-восточном направлении вдоль желоба, оказывая значительное влияние на формирование синоптических колебаний и суточных приливов в данном районе. При помощи спутниковой информации было установлено, что желобовые волны образуют устойчивую систему перемещающихся в северо-восточном направлении вдоль желоба со скоростью порядка 2-6 см/с мезомасштабных вихрей (Булатов и Лобанов, 1983). Отмечается, что данные вихри формируются в результате динамического воздействия атмосферы на морскую поверхность и имеют

резонансную природу (Лаппо, 1979; Ефимов и др., 1985). По мнению Пранца, эти вихри образуются за счет баротропной и бароклинной неустойчивости Ойясио в холодный период года, когда оно усиливается и активно меандрирует (Пранц, 2021). Все вышеперечисленное свидетельствует о том, что генерация мезомасштабных вихрей Южно-Курильского района может быть связана с различными факторами.

Южная часть Тихого океана (ЮЧТО) является одной из наиболее высокопродуктивных областей Мирового океана, играя роль важнейшего района рыболовного промысла (Малинин и Гордеева, 2009; Бородин и др., 2014; Травкин и др., 2024b). Так, в 1990-ых вылов ставриды в данной области всеми странами достигал 4-4,5 млн тонн в год (Малинин и Гордеева, 2009). Перуанская ставрида, запасы которой в последнее время увеличились и уже несколько лет находятся на одном уровне, считается одним из самых перспективных ресурсов для российского рыболовства в открытых и конвенционных районах (Аникеев и Гербер, 2018; Глубоков и др., 2018). При этом обнаружено, что наиболее продуктивный российский промысел перуанской ставриды осуществляется в центре или на периферии мезомасштабных вихрей (Гордеева и Жарова, 2016; Дубищук, 2021). Известно, что в зависимости от полярности мезомасштабного вихря в его центральной части, а также на периферии возникают разнонаправленные вертикальные движения, существенно влияющие на глубину термо- и галоклина, мутность и количество биогенных элементов в верхнем слое океана (Белоненко и др., 2017; Колдунов и Белоненко, 2020). Поскольку в вихрях происходит активное вертикальное движение биогенов, они являются благоприятной средой для гидробионтов. При этом на границе вихрей могут формироваться фронтальные зоны, т.е. области с сильными градиентами термохалинных характеристик, в которых происходит интенсивное перемешивание различных по свойствам водных масс. Подобные фронтальные зоны создают благоприятные условия для образования промысловых скоплений рыб, поскольку в таких районах находится большое количество планктона,

являющегося основным источником питания для многих видов рыб (Микаэлян и др., 2020; Mikaelyan et al., 2023). С другой стороны, существенное воздействие на океаническую циркуляцию и вихревую динамику оказывает топография морского дна, определяющая местоположение, интенсивность и эволюцию мезомасштабных вихрей. За счет уникальных динамических условий, районы Мирового океана со значительными уклонами морского дна характеризуются повышенной синоптической активностью вихрей. Так, В.Н. Зырянов одним из первых обратил внимание, что в результате образования топографических вихрей биопродуктивность в районах подводных гор может более чем на порядок превосходить окружающий фон. Именно это является причиной образования над некоторыми горами в открытом океане локализованных скоплений промыслового значения (Зырянов, 1995). В ЮЧТО механизмы генерации мезомасштабных циклонов и антициклонов также связаны и с климатическими явлениями, такими как Эль-Ниньо, представляющее собой аномальное повышение температуры вод на поверхности в центральной и восточной частях Тихого океана. Различие между температурой воды на поверхности в регионах Эль-Ниньо и более холодными окружающими водами, а также смена его фаз могут способствовать образованию мезомасштабных вихревых структур (Wang, 2005; Seiki et al., 2009; Yu et al., 2011). В связи с этим, изучение влияния мезомасштабных вихрей на морские экосистемы продолжает оставаться актуальной и важной областью научных исследований. Однако ранее особенности мезомасштабной вихревой динамики в ЮЧТО детально не рассматривались.

Рельеф морского дна ЮЧТО представлен довольно узкой (как правило, несколько десятков километров) полосой материкового шельфа Южной Америки, переходящей в крутой континентальный склон (рис. 2). У подножья материкового склона расположены Перуанский и Чилийский глубоководные желоба (максимальная глубина 6601 и 8064 м, соответственно). В свою очередь, ложе Тихого океана имеет весьма сложный рельеф, поскольку

крупные поднятия, а также горные хребты разделяют его на ряд относительно ровных областей с глубинами около 3-4 км. Самой большой морфологической провинцией данного района является меридионально вытянутое Восточно-Тихоокеанское поднятие, лежащее западнее  $110^\circ$  з.д.

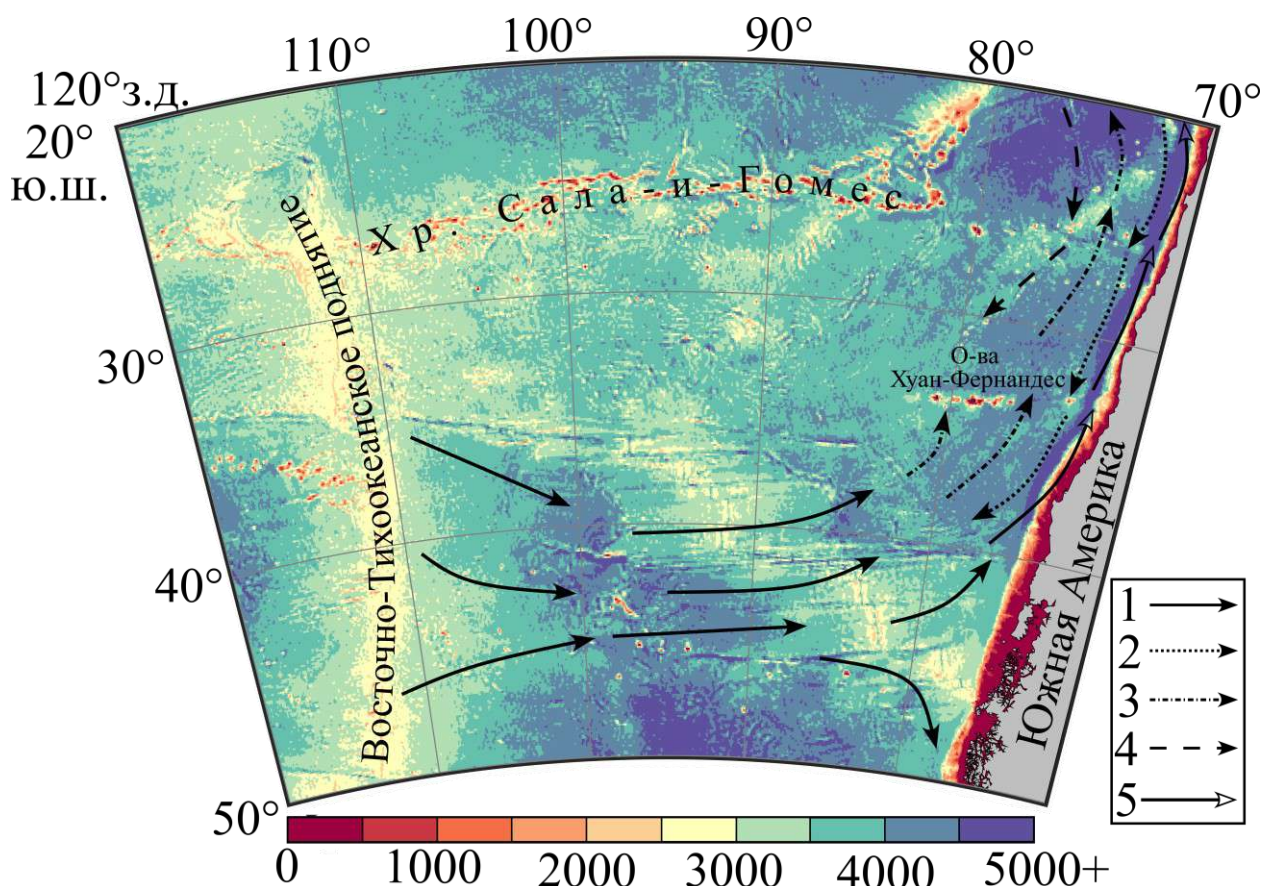


Рис. 2. Топография района исследования (м). Стрелками отмечены основные течения: 1 – Южно-Тихоокеанское течение, 2 – Перу-Чилийское течение, 3 – Перуанское океаническое течение, 4 – Перуанское противотечение, 5 – Перуанское прибрежное течение.

Генеральная циркуляция ЮЧТО представлена субтропическим антициклоническим круговоротом с системой пограничных течений, а также продолжением Антарктического-Циркумполярного течения (АЦТ) (рис. 2). В южной, восточной и северо-восточной частях круговорота располагаются пограничные течения, при этом в восточной и южной частях данного круговорота наблюдается фоновый подъем вод (Малинин и Гордеева, 2009).

Известно, что в ЮЧТО располагается термическая фронтальная зона – южный субтропический фронт, соответствующий изотерме  $15^{\circ}\text{C}$  и являющийся барьером между субтропической и субантарктической поверхностными водными массами (рис. 3). Можно заметить, что изолинии термохалинных характеристик в районе исследования расположены зонально с увеличением значений в северо-западном направлении.

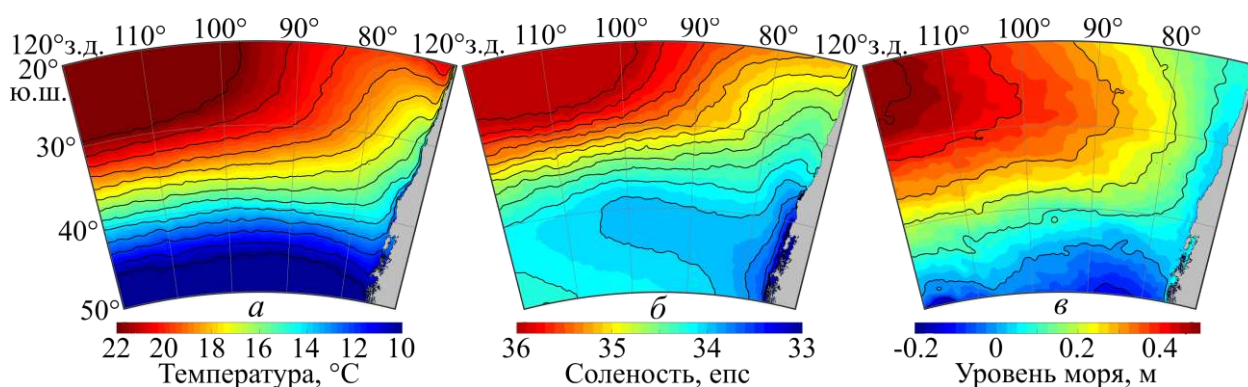


Рис. 3. Средние значения поверхностной температуры воды (*a*), солёности (*б*) и уровня моря (*в*), рассчитанные по данным GLORYS12V1 за 2010-2020 гг.

Третьим исследуемым районом является Балтийское море, представляющее собой внутриматериковый и существенно замкнутый морской бассейн, характеризующийся довольно сложным очертанием берегов, а также ограниченным водообменом с Северным морем (рис. 4). Площадь Балтийского моря составляет 419 тыс. км<sup>2</sup>, при этом море целиком лежит в пределах шельфа. На циркуляцию Балтийского моря существенное влияние оказывает направление и сила ветра, а также конфигурация берегов и морского дна (Zhurbas et al., 2019). Балтийское море характеризуется существенным повышением уровня моря, скорость роста которого превышает средние оценки для Мирового океана (Тихонова и др., 2024). Для водных масс Балтийского моря характерна ярко выраженная сезонная изменчивость, при этом водные массы разных районов не идентичны по своим свойствам (Залогин и Косарев, 1999; Radtke et al., 2020; Lehmann et al., 2022). В

большинстве областей Балтийского моря прослеживается наличие поверхностной и глубинной водных масс, разделенных холодным промежуточным слоем (Залогин и Косарев, 1999; Lehmann et al., 2022). Данный промежуточный слой формируется ежегодно и проявляется как температурный минимум между термоклином и постоянным галоклином с весны по осень (Lehmann et al., 2022). В летний и осенний период в Балтийском море часто наблюдаются морские волны тепла (т.н. «Marine Heatwaves»), оказывающие существенное негативное влияние на биопродуктивность и состояние морских экосистем (Travkin et al., 2024b). Бароклинный радиус деформации Россби, имеющий фундаментальное значение для вихревой динамики Балтийского моря, варьируется от 1 км в прибрежных областях до 9 км в глубоководных районах, причем максимальные величины фиксируются в летний период (Kurkin et al., 2020).



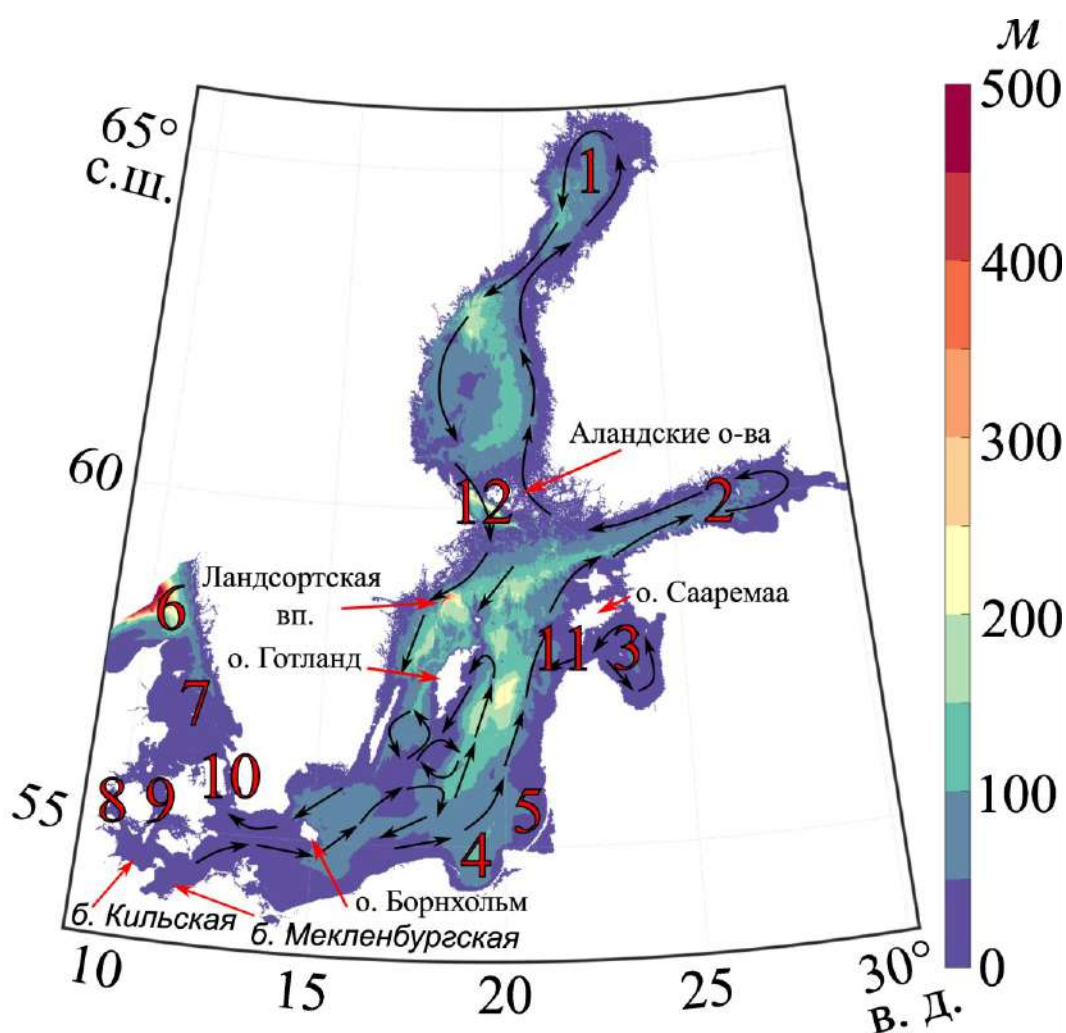


Рис. 4. Батиметрическая карта Балтийского моря. Стрелками показаны основные течения (Залогин, Косарев, 1999). Цифрами на рисунке обозначены: 1 – Ботнический з., 2 – Финский з., 3 – Рижский з., 4 – Гданьский з., 5 – Куршский з., 6 – Пр. Скаггерак, 7 – Пр. Каттегат, 8-10 – Датские пр.-вы, 11 – Ирбенский пр., 12 – Пр. Сёдра-Кваркен.

Мезомасштабные вихри Балтийского моря (в зарубежной литературе их часто называют «beddies») как правило исследуются при помощи натуральных наблюдений, радиолокационных, оптических и ИК-снимков (Lass and Mohrholz, 2003; Reißmann et al., 2009; Гурова и Иванов, 2011). Образование мезомасштабных вихрей в Балтийском море связано с генеральной циркуляцией, ветровым воздействием и донной топографией (Zhurbas et al., 2019). В шельфовых областях Балтийского моря наблюдаются два широко

распространенных механизма вихреобразования (Elkin and Zatsepin, 2013). Первый механизм связан с баротропной и бароклинной неустойчивостью берегового течения, при этом баротропная неустойчивость играет главную роль в формировании шельфовых вихрей. Другой механизм связан с процессами апвеллинга (даунвеллинга) вблизи побережья, причем большинство вихрей образуется после кульминации апвеллинга, когда ветер начинает стихать (Väli et al., 2017). Также апвеллинг способен сформировать вблизи берега бароклиный фронт, способствующий бароклинной неустойчивости и активному образованию мезомасштабных вихрей (Zhurbas et al., 2019).

Известно, что мезомасштабные вихри вносят значительный вклад в вертикальном и горизонтальном перераспределении соли в Балтийском море, а также способствуют вертикальному (главным образом, диапикническому) перемешиванию постоянного галоклина за счет двух механизмов (Reißmann et al., 2009). Первый механизм связан с вертикальным смещением изопикн в вихрях из-за их вращения и геострофического равновесия, в результате чего происходит подъем или опускание изопикн внутри вихревых структур. Так, в формирующихся циклонах наблюдается вертикальное поднятие вод из ядра вихря, в результате чего происходит уменьшение глубины ВКС, а также сезонного и постоянного пикноклина (McGillicuddy Jr, 2016). С другой стороны, в антициклонах наблюдается обратная картина, что способствует конвергенции вод на поверхности в центре вихря (Микаэлян и др., 2020). В линзовидных вихрях подъем изопикн наблюдается ближе к поверхности. Для такого типа вихрей характерна дивергенция и горизонтальное вращение вод по часовой стрелке на поверхности (Микаэлян и др., 2020). При разрушении мезомасштабного вихря направление его вертикальных движений меняется на противоположное первоначальному (McGillicuddy Jr, 2016). Второй механизм связан с разрушением мезомасштабных вихрей. Независимо от причины их разрушения, это способствует активному водообмену с окружающими

водами, генерации внутренних волн, а также усилению вертикального перемешивания (Reißmann et al., 2009).

Известно, что вихри Балтийского моря прослеживаются на разных глубинах, при этом большинство из них наблюдается в области постоянного галоклина, хотя некоторые регистрируются во всей водной толще (Reißmann et al., 2009; Lehmann et al., 2022). Так, в работе (Lass and Mohrholz, 2003) авторы на основе натурных измерений исследуют циклонические мезомасштабные вихри с радиусом, равным первому бароклинному радиусу Россби (порядка 6,3 км). Авторы отмечают, что вихри отчетливо проявляются как линзы соленых вод, распространяющиеся вплоть до самого дна. В других исследованиях указывается, что диаметры вихрей в Балтийском море варьируются от 10 до 20 км, при этом их минимальная толщина составляет всего несколько метров (Reißmann et al., 2009; Lehmann et al., 2022). Такие вихри находятся в геострофическом равновесии, их орбитальные скорости равны 20-30 см/с, а скорость дрейфа близка к первым см/с. В настоящий момент слабоизученной остается связь между образованием мезомасштабных вихрей в Балтийском море и затоками соленых вод через Датские проливы. Кроме того, отсутствует информация о временных колебаниях интенсивности перемешивания, индуцируемого мезомасштабными циклонами и антициклонами. Отмечается, что доля объема, занимаемая мезомасштабными вихрями в четырех глубоководных областях Балтийского моря (Арконской, Борнхольмской, Готландской впадинах и Слупском желобе) постоянна, и составляет около 12% от объема соответствующих акваторий, причем независимо от типа стратификации вод в данных регионах (Reißmann, 2005). Также регистрируется сезонная изменчивость общей доступной потенциальной энергии. Так, в зимний период она существенно выше, по сравнению с летним периодом (Reißmann, 2002).

## Цель и задачи

**Целью** работы является выявление особенностей проявления мезомасштабной вихревой динамики в Мировом океане с использованием спутниковых и модельных данных. Для достижения этой цели вихревая динамика исследуется в различных частях Мирового океана, что позволяет выявить не только общие закономерности и механизмы, но и определить региональные особенности вихревых процессов. Использование модельных данных позволяет проводить численные эксперименты, выявляющие влияние отдельных факторов на условия формирования и характеристики вихрей. Диссертационное исследование направлено на комплексное изучение мезомасштабной вихревой динамики с применением передовых методов и технологий, что в конечном итоге позволит улучшить наше понимание океанических процессов и их роли в Мировом океане.

Для успешного выполнения указанной цели решаются следующие **задачи**:

1. Анализ влияния топографии морского дна на вихревую мезомасштабную динамику Норвежского моря и процесс глубокой конвекции при помощи серии численных экспериментов.
2. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости кинетической и доступной потенциальной энергии квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря. Оценка баротропной и бароклинной скорости преобразования энергии в Лофотенской котловине.
3. Анализ эволюции и пространственной структуры грибовидного диполя Лофотенской котловины, изучение механизмов его образования.
4. Оценка роли топографии, бэта-эффекта, меридионального градиента зонального сдвига скорости потока и совместного влияния течения и топографии на распространение мезомасштабных вихрей.
5. Оценка пространственного распределения, а также сезонной и межгодовой изменчивости параметров мезомасштабных вихрей в Норвежском и Балтийском морях, а также в северо-западной и южной частях Тихого океана.

## Научная новизна

Научная новизна полученных результатов заключается в следующем:

1. Впервые при помощи численных топографических экспериментов на основе модели MITgcm установлена ключевая роль рельефа морского дна в мезомасштабной вихревой динамике Норвежского моря; показано, что топографическая обособленность Лофотенской котловины и гладкий характер рельефа морского дна являются необходимыми условиями для формирования в центре котловины квазистационарного антициклонического вихря.
2. Впервые получены оценки межгодовой и сезонной изменчивости кинетической и потенциальной энергии Лофотенского вихря, а также скоростей бароклинного и баротропного преобразования энергии в Лофотенской котловине. Для слоя от 0 до 1000 м даны оценки кинетической и потенциальной энергии, а также вихревого числа Бюргера.
3. Впервые при помощи лагранжевых карт и данных реанализа выполнен комплексный анализ дипольных структур Лофотенской котловины Норвежского моря; показано, что в восточной части Лофотенской котловины располагается квазипостоянный грибовидный диполь, проявляющийся в осредненном поле скоростей. Рассмотрены слабоизученные особенности эволюции, а также горизонтальной и вертикальной структуры дипольных вихрей.
4. Впервые подробно рассмотрены траектории и основные параметры мезомасштабных вихрей Южно-Курильского района. Показано, что мезомасштабные вихри образуют четыре системы топографических волн, причем число циклонов в два раза превышает число антициклонов. Приведены оценки слагаемых эффективного бэта-эффекта; установлено, что вклад топографического слагаемого в распространение вихрей как топографических волн превосходит вклад остальных факторов.
5. На основе Атласа мезомасштабных вихрей и данных реанализа впервые даны оценки сезонной и пространственной изменчивости параметров мезомасштабных циклонов и антициклонов Норвежского и Балтийского

морей, а также Южной части Тихого океана. Для Лофотенской котловины Норвежского моря приведены оценки сезонной изменчивости термохалинных характеристик ядер вихрей; показано, что наибольшие различия в термохалинных характеристиках вихрей в Лофотенской котловине проявляются в аномалиях температуры.

### **Теоретическая и практическая значимость**

Теоретическая значимость полученных результатов состоит в получении современного и комплексного представления о мезомасштабной вихревой динамике различных частей Мирового океана на основе анализа широкого спектра спутниковых и модельных данных. Практическая значимость полученных результатов состоит в более точном понимании вклада, который мезомасштабные вихревые структуры оказывают на перенос тепла, соли, энергии, а также биопродуктивности частей Мирового океана. Выполненная работа с новой стороны позволяет оценить влияние топографии на распространение как монополярных, так и дипольных мезомасштабных вихревых структур.

### **Степень достоверности**

Достоверность полученных результатов определяется репрезентативностью используемых данных: данными реанализов, а также модельными данными. Обоснованность научных положений, выносимых на защиту, выводов, а также рекомендаций диссертационного исследования обеспечивается апробированной методологией и использованием современных и актуальных методов обработки и анализа данных. Результаты работы были опубликованы в том числе в ведущих для данной специальности журналах, а также представлены на всероссийских и международных конференциях. Отдельные результаты исследования были удостоены наград на конференциях и конкурсах научных работ.

Исследования, проводимые в рамках данной работы, были поддержаны грантами:

- РФФИ № 20-05-00066: «Характеристики волн Россби в струйных потоках с использованием данных дистанционного зондирования»;
- РФФИ № 22-27-00004: «Исследование динамики изолированных вихрей в океане с использованием методов дистанционного зондирования, *in situ* и модельных данных».

### Публикации и апробация результатов исследования

По теме исследования опубликована 21 статья (15 на русском, 6 на английском языке). Все статьи опубликованы в периодических изданиях: 20 статей в периодических изданиях, включенных в список Web of Sciences/Scopus. Список опубликованных работ по теме исследования:

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, V. 19, ES5004, doi:10.2205/2019ES000676. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).
2. **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Оценка глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря и методы ее оценки. *Гидрометеорология и экология*. 2020, № 59, С. 67–83, doi: 10.33933/2074-2762-2020-59-67-83 (РИНЦ).
3. Belonenko T.V., **Travkin V.S.**, Koldunov A.V., Volkov D.L. Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea. 2021. *Russian Journal of Earth Sciences*. № 21. ES1006, doi:10.2205/2020ES000747. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).
4. **Travkin V.S.**, Belonenko T.V. Study of the Mechanisms of Vortex Variability in the Lofoten Basin Based on Energy Analysis, *Physical Oceanography*, 2021, V. 28, I. 3, P. 294–308. DOI: 10.22449/1573-160X-2021-3-294-308 (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).

5. **Travkin V.**, Belonenko T., Budyansky M., et al. Quasi-Permanent Mushroom-like Dipole in the Lofoten Basin. *Pure and Applied Geophysics*, 2022, 179(6), P. 465–482. DOI: 10.1007/s00024-021-02922-9. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).
6. **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В., Кочнев А.В. Топографические волны в Курильском районе, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. №5. С. 222–234, DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-222-234. (РИНЦ, ВАК, Scopus).
7. **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В., Кубряков А.А. Холодное пятно над Лофотенским вихрем, Исследование Земли из космоса, 2022, № 4, С. 25–37. (РИНЦ, ВАК, Scopus).
8. **Травкин, В. С.**, Жмур В.В., Белоненко Т.В. Вклад мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины в ее энергетику, Российский журнал наук о Земле, 2022, № 22, ES4002, DOI: 10.2205/2022ES000802. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).
9. Жмур В.В., **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В., Арутюнян Д.А. Трансформация кинетической и потенциальной энергии при вытягивании мезомасштабного вихря, Морской гидрофизический журнал, 2022, Т. 38, № 5, С. 466–480. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-466-480. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).
10. Ахтямова А.Ф., **Травкин В.С.** Исследование фронтальных зон Норвежского моря, Морской гидрофизический журнал, 2023. Т. 39, № 1, С. 67–83. EDN IHBIQE. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-67-83. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).
11. Гневышев В.Г., **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Топографический фактор и предельные переходы в уравнениях для субинерционных волн, Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 1, С. 8–23. doi:10.48612/fpg/92rg-6t7h-m4a2. (РИНЦ, ВАК, Scopus).
12. Zhmur V.V., Belonenko T.V., **Travkin V.S.**, Novoselova E.V., Harutyunyan D.A., Raj R.P. Changes in the Available Potential and Kinetic Energy of Mesoscale



Vortices When They Are Stretched into Filaments. *J. Mar. Sci. Eng.*, 2023, 11, 1131. <https://doi.org/10.3390/jmse11061131>. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).

13. **Travkin V.S.**, Akhtyamova A.F. Spatial Variability of the Frontal Zones and its Eddies Generated in the Norwegian Sea. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2023, No. 3. P. 1–14. DOI: <https://doi.org/10.2205/2023es000844>. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).

14. Худякова С.П., **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Мезомасштабные вихри Алеутского жёлоба. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 2023, Т. 20, № 6, С. 211–221. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-6-211-221 (ВАК, WoS, Scopus).

15. Гневывшев В.Г., **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Групповая скорость и дисперсия шельфовых волн Бухвальда и Адамса. *Новый аналитический подход. Фундаментальная и прикладная гидрофизика*, 2023, Т. 16, № 2, С. 8–20. doi:10.59887/2073–6673.2023.16(2)-1. (РИНЦ, ВАК, Scopus).

16. **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В., Кочнев А.В., Феоктистова В.Н. Мезомасштабные вихри южной части Тихого океана. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 2024, Т. 21, № 1, С. 286–298. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-1-286-298. (РИНЦ, ВАК, Scopus).

17. Белоненко, Т. В., **Травкин, В. С.**, Кочнев, А. В. Обзор исследований по распределению скоплений антарктического криля в море Скотия и анализ мезомасштабной динамики его среды обитания. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 2024, 69(1), С. 108–127. DOI: <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.106>. (РИНЦ, ВАК, WoS, Scopus).

18. Gnevyshev V.G., **Travkin V.S.**, Belonenko T.V. Mixed Topographic-Planetary Waves in a Stratified Ocean on a Background Flow. *Pure Appl. Geophys.* 2024, V. 181, P. 2359–2371. <https://doi.org/10.1007/s00024-024-03527-8> (WoS, Scopus).

19. **Травкин В.С.**, Гневывшев В.Г., Белоненко Т.В. Мезомасштабные вихри на континентальном склоне Новозеландского плато по данным альтиметрии. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*,

2024, Т. 21, №3, С. 221–233, DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-3-221-233 (РИНЦ, ВАК, Scopus).

20. Новоселова Е.В., **Травкин В.С.**, Лебедева М.А., Удалов А.А., Будянский М.В., Белоненко Т.В. Пример сопоставления вихревых структур в полях эйлеровых и лагранжевых характеристик для Северо-западной части Тихого океана. Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 2024, Т. 69, № 2, С. 372–388, <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.209> (РИНЦ, ВАК, Scopus)

21. **Travkin V.S.**, N.A. Tikhonova, E.A. Zakharchuk Mesoscale Eddies of the Baltic Sea according to the Physical Reanalysis // Russian Meteorology and Hydrology. 2024. V. 49. P. 784–794. <https://doi.org/10.3103/S1068373924090048> (РИНЦ, ВАК, Scopus).

Результаты данного исследования были представлены на следующих международных и всероссийских **конференциях**:

1) **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В., Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины по спутниковым данным, XVII Всероссийская Открытая конференция современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, Москва, ИКИ РАН, 11–15 ноября 2019 года, <http://conf.rse.cosmos.ru/files/books/2019/7536.htm>

2) **Травкин В.С.** Сезонная и межгодовая изменчивость вихрей Лофотенской котловины, Материалы международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Теория и практика современных географических исследований», посвященной 180-летию российского путешественника и натуралиста, исследователя Центральной Азии Н. М. Пржевальского в рамках XV Большого географического фестиваля. М.: Изд. «Каллиграф», 2019. С. 123-125, ISBN 978-5-90363-273-2

3) **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В., Сезонная и межгодовая изменчивость характеристик мезомасштабных вихрей в Лофотенской котловине на основе

спутниковых и натурных данных, Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». – СПб.: ХИМИЗДАТ, 2019, с. 841, ISBN 978-5-93808-336-3

4) **Травкин В.С.**, Мамаджанян А. Г., Особенности распределения температуры воды в губе Кереть летом 2018 года, Беломорская студенческая научная сессия СПбГУ — 2019. Тезисы докладов. — Санкт-Петербург: Свое издательство, 2019, с. 69-70, ISBN 978-5-4386-1678-8

5) **Travkin V.S.**, Fedorov A.M., Belonenko T.V. Features of winter thermohaline characteristics according to reanalysis ARMOR 3D in the Labrador Sea, Морские науки и современные технологии для устойчивого развития: тезисы докладов 26-й международной конференции Тихоокеанского конгресса морских наук и технологий (PACON-2019), 16–19 июля 2019 г., Владивосток, Россия. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2019, с. 59, ISBN 978-5-6043211-0-2

6) **Travkin V.S.**, Belonenko T.V. Study of seasonal variability of amount and thermohaline features of mesoscale eddies in the Lofoten Basin, Морские науки и современные технологии для устойчивого развития: тезисы докладов 26-й международной конференции Тихоокеанского конгресса морских наук и технологий (PACON-2019), 16–19 июля 2019 г., Владивосток, Россия. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2019, с. 60, ISBN 978-5-6043211-0-2

7) **Травкин В.С.** Влияние топографии и глубокой конвекции на Лофотенский вихрь на основе спутниковых и модельных данных, Материалы участников XVI Большого географического фестиваля, посвященного 200-летию со дня открытия Антарктиды русской экспедицией под руководством Фаддея Беллинсгаузена и Михаила Лазарева, Санкт-Петербург: Свое издательство, 2020, с. 210, [Электронное издание], ISBN 978-5-4386-1902-4

8) **Травкин В.С.** Влияние глубокой конвекции и топографии на Лофотенский вихрь по спутниковым и модельным данным. Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2020», 2020. [https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov\\_2020/index.htm](https://lomonosov-msu.ru/archive/Lomonosov_2020/index.htm)

- 9) **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Межгодовая и сезонная изменчивость характеристик мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины по данным дистанционного зондирования, *Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых*, г. Калининград, 18–22 мая 2020 г. [Электронный ресурс]. — Калининград: АО ИО РАН. — с. 179, ISBN 978-5-9906839-1-4
- 10) Иванов К.Д., **Травкин В.С.** Грибовидные течения Лофотенской котловины по спутниковым данным // *Материалы 18-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»*. Москва: ИКИ РАН, 2020. С. 151. DOI 10.21046/18DZZconf-2020a <http://conf.rse.geosmis.ru/files/books/2020/8270.htm>
- 11) **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Кинетическая и потенциальная энергия вихрей Лофотенской котловины по спутниковым и натурным данным // *Материалы 18-й Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»*. Москва: ИКИ РАН, 2020. С. 182. DOI 10.21046/18DZZconf-2020a <http://conf.rse.geosmis.ru/files/books/2020/8237.htm>
- 12) **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Кинетическая и потенциальная энергия Лофотенской котловины на основе спутниковых данных, *Труды IV Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития»/MGO 2020 имени Л. Н. Карлина*. – СПб.: ХИМИЗДАТ, 2020. С. 350-352, ISBN 978-5-93808-367-7
- 13) Иванов К.Д., **Травкин В.С.** Грибовидные течения Лофотенской котловины по данным реанализа GLORYS12V1, *Труды IV Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития»/MGO 2020 имени Л. Н. Карлина*. – СПб.: ХИМИЗДАТ, 2020. С. 179-180, ISBN 978-5-93808-367-7
- 14) **Травкин В.С.** Изменчивость кинетической и потенциальной энергии Лофотенской котловины на основе спутниковых данных, *Сборник материалов участников XVII Большого географического фестиваля, посвященного 195-*

летию российского кругосветного путешествия Ф.П. Литке (1826-1829 гг.). 2021. С. 198-200.

15) **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Исследование потенциальной и кинетической энергии Лофотенской котловины на основе данных реанализа GLORYS12V1, Тезисы докладов всероссийской научной конференции моря России: Год науки и технологий в РФ – Десятилетие наук об океане ООН, 2021, С. 325-326.

16) **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Изучение грибовидного диполя в Лофотенской котловине на основе данных реанализа GLORYS12V1 // Материалы 19-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва: ИКИ РАН, 2021. С. 206. DOI 10.21046/19DZZconf-2021a <http://conf.rse.geosmis.ru/files/books/2021/8714.htm>

17) Ахтямова А. Ф., **Травкин В. С.** Исследование фронтальных зон Норвежского моря, Тезисы докладов всероссийской научной конференции моря России: вызовы отечественной науки, 2022. С. 57-59.

18) **Травкин В. С.**, Белоненко Т. В. Топографические волны Россби и двойные волны Кельвина Курило-Камчатского желоба, Тезисы докладов всероссийской научной конференции моря России: вызовы отечественной науки, 2022, С. 153-154.

19) **Травкин В. С.**, Жмур В. В., Белоненко Т. В. Вклад мезомасштабных вихрей в энергетику Лофотенской котловины, Тезисы докладов всероссийской научной конференции моря России: вызовы отечественной науки, 2022, С. 154-155.

20) **Травкин В.С.**, Жмур В.В., Белоненко Т.В. Вклад энергии мезомасштабных вихрей в энергетику Лофотенской котловины // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Москва: ИКИ РАН, 2022. С. 222. DOI 10.21046/20DZZconf-2022a <http://conf.rse.cosmos.ru/files/books/2022/9103.htm>

21) **Травкин В.С.**, Белоненко Т.В. Топографические волны Курило-Камчатского желоба, Материалы VII Всероссийской научной конференции молодых ученых «КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА» (КИМО-2023), 2023, С. 186-188.

22) **Травкин В.С.**, Жмур В.В., Белоненко Т.В. Пространственно-временная эволюция энергетики мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины, Материалы VII Всероссийской научной конференции молодых ученых «КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА» (КИМО-2023), 2023, С. 184-186.

23) **Травкин В.С.**, Тихонова Н.А., Захарчук Е.А. Морские волны тепла в Балтийском море, Сборник материалов участников международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых в рамках XX Большого географического фестиваля, посвящённого празднованию 300-летия Санкт-Петербургского государственного университета и Российской академии наук, 2024, С. 220-222.

**Результаты, полученные в рамках выполнения данной работы, были отмечены наградами:**

1. Диплом за лучший доклад на секции «Исследование морей и шельфовых зон» Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Теория и практика современных географических исследований» в рамках XV Большого Географического Фестиваля. 2019. Тема доклада: «Сезонная и межгодовая изменчивость вихрей Лофотенской котловины».
2. Диплом III степени за III место в Конкурсе научных работ студентов и аспирантов г. Санкт-Петербурга в области океанологии. 2020. Тема работы: «Энергетика Лофотенской котловины Норвежского моря».
3. Диплом лауреата Конкурса курсовых, дипломных и научных работ 2020 года, посвященного 200-летию открытия Антарктиды русскими мореплавателями. 2021 г.

4. Диплом победителя международной олимпиады студентов и молодых специалистов Petropolitan Science (Re)Search по направлению Науки о Земле. 2022.
5. Диплом II степени за II место в Конкурсе научных работ студентов и аспирантов г. Санкт-Петербурга в области океанологии, 2022 г. Тема работы: «Топографические волны Россби в районе Курильского желоба».
6. Диплом II степени за II место в Конкурсе научных работ студентов и аспирантов г. Санкт-Петербурга в области океанологии, 2023 г. Тема работы: «Мезомасштабные вихри Балтийского моря по данным регионального реанализа».
7. Диплом за лучший устный доклад на VIII Всероссийской конференции молодых ученых Комплексные исследования Мирового океана (КИМО-2024). Тема работы: «Морские волны тепла Балтийского моря».

### **Личный вклад автора**

Личный вклад автора в диссертацию выражается в глубоком анализе и разработке новых подходов к изучению мезомасштабных вихрей, что имеет как теоретическое, так и практическое значение для науки о Земле.

Автор самостоятельно предложил реализацию новых математических моделей, которые описывают взаимодействие мезомасштабных вихрей с крупномасштабными процессами в океане. Эти модели позволяют более точно учитывать влияние вихрей на общую циркуляцию океана. В частности, автор провел детальный анализ влияния донной топографии Лофотенской котловины на генерацию квазипостоянного Лофотенского вихря. В результате была установлена связь между формой котловины и динамикой вихря, что подтверждает гипотезу о том, что топографические особенности играют решающую роль в формировании вихревых структур.

Автор разработал методику для оценки доступной потенциальной энергии Лофотенского вихря, которая на порядок превышает его кинетическую энергию. Это исследование включало анализ трендов и

сезонных изменений, что позволило выявить значимые зависимости и подтвердить гипотезу о влиянии баротропной неустойчивости на динамику вихря.

В ходе работы автор изучил графики скорости преобразования баротропной неустойчивости, выявив разнонаправленные потоки в зоне вихря. Он также описал дипольную структуру зимой и трипольную летом, что углубляет понимание сезонной изменчивости вихревых процессов.

Автор установил существование квазипостоянного грибовидного диполя в Лофотенской котловине, объяснив его формирование взаимодействием циркуляции с дном. Это открытие имеет важное значение для понимания динамики океанских течений и их взаимосвязи с топографией.

Автор также исследовал мезомасштабные вихри в Курильском районе, выявив четыре системы топографических волн. Это исследование показало, как антициклоны и циклоны проявляются в виде шельфовых и желобовых волн, что способствует более глубокому пониманию структуры океанских течений.

Кроме того, автор активно участвовал в написании статей и публикаций по теме исследования, что способствовало распространению знаний о мезомасштабных вихрях как среди российских, так и международных ученых. Его работы стали важным вкладом в развитие океанографической науки.

### **Структура диссертации**

Диссертационная работа состоит из введения и 3 глав, содержит 177 страниц и включает 47 иллюстрацию и 7 таблиц в основном тексте, а также список литературы из 179 работ отечественных и зарубежных авторов.

Во **Введении** представлены цели и задачи диссертации, приведены основные положения, выносимые на защиту, актуальность и новизна научной работы, а также ее теоретическая и практическая значимость. Дано физико-географическое описание Норвежского и Балтийского морей, а также северо-



западной и южной частей Тихого океана. Также приведен список публикаций и конференций по теме исследования.

**В Главе 1** дано описание используемых данных и методов. Подробно изучаются монопольные и дипольные вихри Лофотенской котловины, рассматривается энергетика Лофотенской котловины и, в частности, Лофотенского вихря. Проанализирована роль топографии в вихревой мезомасштабной динамике Норвежского моря.

**В Главе 2** описаны используемые данные и методы. Детально изучены траектории мезомасштабных циклонов и антициклонов, даны оценки основных характеристик вихрей. Получены оценки вклада топографии, бэта-эффекта и других факторов на распространение мезомасштабных вихрей.

**В Главе 3** описаны применяемые методы и данные. При помощи метода автоматической идентификации вихрей подробно проанализированы траектории, а также сезонная и межгодовая изменчивость основных характеристик мезомасштабных вихрей. Для параметров циклонов и антициклонов приведены статистические оценки.

**В Заключении** кратко суммируется выполненное исследование. Приведены основные выводы диссертационной работы.

### **Благодарности**

Автор искренне благодарит коллег и соавторов за поддержку и совместную работу. Особую благодарность выражаю своему научному руководителю, доктору географических наук Татьяне Васильевне Белоненко за неоценимый вклад в научное становление и помощь в работе над диссертацией. Автор выражает признательность всем преподавателям кафедры океанологии СПбГУ за полученные знания и навыки в ходе обучения на кафедре.

## Основные научные результаты

1. Для мезомасштабных циклонов и антициклонов Лофотенской котловины оценена сезонная изменчивость их количества, орбитальной скорости, амплитуды, продолжительности жизни, радиуса и термохалинных характеристик. Для каждого сезона получено распределение циклонов и антициклонов по пространству. Показано, что число антициклонов в зимне-весенний период существенно превышает число циклонов. Наибольшее число вихрей обоих типов регистрируется в центральной, а также в восточной частях Лофотенской котловины Норвежского моря (Travkin and Belonenko, 2019, с. 4, степень участия автора в получении этого результата 80%).
2. При использовании методов Кара и Монтегута получены оценки глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине. В марте в районе месторасположения квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря отмечается наибольшая глубина верхнего квазиоднородного слоя, превышающая 400-500 метров. Для января и февраля обнаружены значимые отрицательные линейные тренда глубины перемешанного слоя, тогда как для марта и апреля обнаружены значимые положительные линейные тренды (Травкин и Белоненко, 2020, с. 75, 78, степень участия автора в получении этого результата 75%).
3. При помощи численных экспериментов на модели MITgcm было установлено, что ровная форма Лофотенской котловины с понижением в центральной части является необходимым фактором для формирования квазипостоянного антициклонического Лофотенского вихря. Лофотенский вихрь располагается в центральной части котловины только при ее топографическом обособлении со всех сторон. Наибольшие значения глубины верхнего квазиоднородного слоя, а также вихревой кинетической энергии фиксируются в районе месторасположения Лофотенского вихря и на континентальном склоне Норвегии. Изменение топографии морского дна приводит к существенному изменению интенсивности зимней конвекции и

вихревой кинетической энергии. (Belonenko et al., 2021a, с. 10–11, степень участия автора в получении этого результата 80%).

4. Получены оценки средней и вихревой кинетической энергии Лофотенской котловины, а также вихревого числа Бюргера, доступной потенциальной и кинетической энергии Лофотенского вихря. На всех исследуемых горизонтах вихревая кинетическая энергия превосходит среднюю, причем для обоих типов энергии характерна интенсификация в зимний период. Для доступной потенциальной энергии Лофотенского вихря зафиксирован значимый положительный линейный тренд  $0.23 \cdot 10^{15}$  Дж/год. Наибольший вклад в кинетическую энергию вносит слой от 0 до 300 м, в потенциальную – слой от 600 до 900 м. Максимум баротропного преобразования энергии наблюдается в районе Лофотенского вихря и континентального склона Норвегии, причем в зимний период в районе вихря отмечается дипольная структура, в летний – трипольная. В зимний период за счет интенсивной конвекции происходит резкое увеличение скорости бароклинного преобразования энергии в Лофотенской котловине (Travkin and Belonenko, 2021, с. 300–303, степень участия автора в получении этого результата 65%).

5. При помощи эйлеровых и лагранжевых карт подробно анализируется структура и эволюция грибовидного диполя в Лофотенской котловине. Всего за 2013-2016 гг. в Лофотенской котловине было обнаружено 48 грибовидных диполей с продолжительностью жизни от 19 до 45 суток. Рассматриваемый диполь имеет длину порядка 150 км, состоит из струи (шириной около 40–60 км) и «шляпки» из циклона и антициклона (шириной около 170 км). По вертикали диполь отчетливо выделяется по аномалиям температуры и солености, его динамический сигнал прослеживается от поверхности до самого дна. В восточной части Лофотенской котловины за счет особенностей топографии постоянно формируется и затем диссипирует грибовидный диполь, что отражается на средних картах течений (Travkin et al., 2022, с. 472, 474, 478, степень участия автора в получении этого результата 70%).

6. При помощи атласа мезомасштабных вихрей META3.2 DT установлено, что циклоны и антициклоны в районе Курило-Камчатского желоба проявляются в виде четырех систем топографических волн, представляющих собой шельфовые и желобовые волны. Число циклонов вдвое превышает количество антициклонических вихрей. Антициклоны распространяются по шельфу в виде шельфовых волн и вдоль мористой части желоба, циклоны – вдоль внутренней стороны желоба и вдоль топографического поднятия. Обнаружено, что вклад топографии в распространение рассматриваемых волн превышает на несколько порядков вклад остальных слагаемых эффективного бета-эффекта (Травкин и др., 2022, С. 226–228, степень участия автора в получении этого результата 80%).

7. При помощи спутниковых снимков и данных реанализа рассмотрено формирование в районе месторасположения Лофотенского вихря «пятна» холодных вод. Обнаружено, что в летне-осенний период внешний купол линзы Лофотенского вихря сжимает изопикны, поднимая их наверх и разрушая поверхностный нагретый слой, в результате чего на поверхности формируется «пятно» холодных вод. Подобное охлаждение сопровождается уменьшением глубины верхнего квазиоднородного слоя, достигающим 30 м к ноябрю. Похолодание также регистрируется по данным атмосферного реанализа ERA5, что свидетельствует об уменьшении потока тепла из океана в атмосферу в период образования холодного пятна. Установлено, что холодное пятно смещено относительно аномалий высоты морской поверхности, в половине случаев смещение не превышает 10 км (Травкин и др., 2022, с. 29, 33, степень участия автора в получении этого результата 65%).

8. При помощи метода автоматической идентификации вихрей и реанализа GLORYS12V1 проанализированы составляющие кинетической и потенциальной энергии в Лофотенской котловине. Обнаружено, что вихревая потенциальная энергия в 2–3 раза превышает вихревую кинетическую энергию. Зимой отмечается интенсификация как кинетической, так и потенциальной энергии, по сравнению с летним периодом. Наибольшие

значения общей кинетической энергии регистрируются в центральной части Лофотенской котловины, потенциальной энергии – в районе месторасположения Лофотенского вихря, а также на периферии Лофотенской котловины. Кинетическая энергия вихрей составляет 7%, а потенциальная энергия вихрей – 8% от общей энергетики котловины, соответственно (Травкин и др., 2022, с. 6–7, степень участия автора в получении этого результата 75%).

9. В работе анализируется трансформация энергии вытягивающегося мезомасштабного вихря. Обнаружено, что несмотря на увеличение продольного масштаба вихря в 4 раза, его эффективный радиус меняется незначительно. Увеличение параметра сплюснутости вихря анализируемого вихря связано с увеличением частоты плавучести. Потенциальная энергия вихря в 1.5 раза превышает его кинетическую энергию, причем в ходе трансформации вихря его кинетическая энергия снижается в 3 раза, а потенциальная – в 1.7 раза (Жмур и др., 2022, с. 473–475, степень участия автора в получении этого результата 80%).

10. При помощи реанализа GLORYS12V1 получены пространственные характеристики фронтальных зон Норвежского моря. Впервые даны оценки их повторяемости, а также сезонной и межгодовой изменчивости. Рассчитаны коэффициенты корреляции фронтальных зон с индексами NAO и AO. Обнаружено, что фронтальные зоны прослеживаются на глубинах от 0 до 600 м. В районе месторасположения Лофотенского вихря, хребта Мона и материкового склона Норвегии обнаружена значительная повторяемость (более 50%) фронтальных зон с существенными градиентами. В промежуточном слое в центральной части Лофотенской котловины зафиксировано существование фронтальной зоны Лофотенского вихря (Ахтямова и Травкин, 2023, с. 75–77, степень участия автора в получении этого результата 65%).

11. В работе рассматриваются топографические субинерциальные волны, распространяющиеся на шельфе и океаническом желобе. Для шельфовых и желобовых волн построено два класса локализованных решений.

Установлено, что для желобовых волн поперечное волновое число является функцией от продольного волнового числа. Впервые выполнена сшивка желобовых и шельфовых волн. Обнаружено, что волны обоих типов могут распространяться в виде вихрей вдоль шельфа как на юго-запад (более длинные волны), так и на северо-восток (более короткие волны) (Гневывшев и др., 2023а, с. 15–16, 20, степень участия автора в получении этого результата 70%).

12. В работе рассматриваются аспекты взаимодействия мезомасштабных вихрей с баротропным течением. Обнаружено, что за 22 дня вихрь трансформируется в вихревую нить, при этом его общая энергия уменьшается в 2.3 раза. Установлено, что растяжение вихря приводит к потере энергии, а также к ее перераспределению из мезомасштаба в субмезомасштаб. Потерянная часть энергии возвращается в поток и способствует образованию явления обратного каскада энергии (Zhmur et al., 2023, с. 4–5, 7, 9, 11, степень участия автора в получении этого результата 60%).

13. В работе при помощи атласа мезомасштабных вихрей METAS.2 DT и реанализа GLORYS12V1 рассматривается пространственная изменчивость фронтальных зон Норвежского моря, а также вихрей, формирующихся в них. Наибольший объем фронтальных зон зафиксирован в осенне-зимний период, при этом средняя толщина термических фронтальных зон может превышать 600 м, а халинных – 200 м. Вихри обоих типов генерируются во фронтальных зонах Норвежского моря и затем проходят сотни км, разрушаясь в Лофотенской и Норвежской котловинах. Долгоживущие мезомасштабные вихри чаще покидают пределы границы фронтальных зон. В зимне-весенний период наблюдается увеличение количества вихрей. Для числа антициклонов и циклонов обнаружен значимый линейный положительный линейный тренд (Travkin and Akhtyamova, 2023, с. 5, 8–10, степень участия автора в получении этого результата 90%).

14. Установлено, что антициклоны распространяются вдоль шельфовой зоны Алеутских островов, а циклоны вдоль Алеутского желоба с глубинами

5–7 км. Наибольшее число антициклонов зарегистрировано к югу от островов Ближние и Крысьи. На большей части акватории обнаружено доминирование топографического фактора среди слагаемых дисперсионного уравнения для баротропных топографических волн Россби. Обнаружено, что отрыв вихрей от желоба происходит под влиянием течения в районе  $171\text{--}176^\circ$  в.д. (Худякова и др., 2023, с. 215–217, степень участия автора в получении этого результата 70%).

15. Проведен анализ распространения шельфовых волн для экспоненциального выпуклого профиля шельфа. Найдены новые аналитические выражения для групповой скорости и дисперсии. Подтверждается, что шельфовые волны, распространяющиеся вдоль берега, проявляются в виде цепочек перемещающихся когерентных вихрей разной полярности, при этом оставляя берег справа. Получены графики профилей топографических течений для первых трех мод, установлена автомодельность для экстремума скорости шельфовых течений от кривизны топографии (Гневых и др., 2023b, с. 9, 15, 17, степень участия автора в получении этого результата 65%).

16. Обнаружено, что максимальное число мезомасштабных вихрей в Южной части Тихого океана образуется в прибрежной области, а также на склонах Перуанского и Чилийского желобов. Количество антициклонов на одну ячейку максимально в прибрежной полосе на  $38\text{--}48^\circ$  ю.ш., для циклонов подобные значения характерно для всей прибрежной области. Антарктическое циркумполярное течение способствует формированию вихрей, особенно мезомасштабных циклонов. Обнаружен антициклон с продолжительностью жизни более 1600 сут и пройденным расстоянием более 4500 км. Большинство вихрей имеет радиус 25–75 км, амплитуду более 5 см, орбитальную скорость 5–15 см/с и продолжительность жизни не более 50 сут (Травкин и др., 2024, с. 289–290, 292, 294, степень участия автора в получении этого результата 80%).

17. При помощи атласа мезомасштабных вихрей METAS.2 DT обнаружены области локализации мезомасштабных вихрей в море Скотия, причем

циклонов генерируется значительно больше, по сравнению с антициклонами. Обнаружено преимущественно восточное направление распространения вихрей. Повышенные значения вихревой динамики в море Скотия подтверждаются по реконструированным альтиметрическим данным. Для циклонов и антициклонов характерна топографическая привязка (Белоненко и др., 2024, с. 118–120, 122, степень участия автора в получении этого результата 75%).

18. Для незначительных изменений топографии (как для положительных, так и для отрицательных уклонов) получены асимптотики дисперсионного соотношения для поверхностной моды. Обнаружено, что влияние топографии на бароклинные волны наиболее существенно в длинноволновой части спектра. Установлено, что частота и западная составляющая фазовой скорости топографически модифицированной первой бароклинной моды может увеличиваться (при понижении глубины к северу) или уменьшаться (при повышении глубины к северу) в зависимости от характера наклона континентального склона. Проанализировано влияние топографии на западный перенос волн Россби (Gnevyshev et al., 2024, с. 2366–2367, 2369, степень участия автора в получении этого результата 75%).

19. Обнаружено существование двух систем мезомасштабных вихрей на юго-восточном склоне Новозеландского плато, где антициклоны перемещаются по верхней границе склона, а циклоны по нижней. Получены оценки кинематических и динамических параметров циклонов и антициклонов, распространяющихся над Новозеландским плато. Показан топографический характер происхождения мезомасштабных вихрей Новозеландского плато. Выполнен расчет спектральной задачи собственных колебаний для экспоненциальной модели топографии (Травкин и др., 2024, с. 224–225, 227, степень участия автора в получении этого результата 80%).

20. При помощи эйлерова и лагранжева подходов анализируется изменчивость океанологических полей северо-западной части Тихого океана. На  $\Lambda$ - и  $S$ -картах были обнаружены вихревые структуры и элементы



крупномасштабной циркуляции. Повышенные значения кинетической и доступной потенциальной энергии обнаружены в районе крупного антициклона вблизи Курильского желоба и в районе струи Куроисио и ее антициклонических рингов. Для крупных антициклонов в поле относительной завихренности характерен эффект экранирования (Новоселова и др., 2024, с. 376-377, 379, 382, степень участия автора в получении этого результата 60%).

21. При помощи метода автоматической идентификации вихрей в Балтийском море было получено пространственное распределение мезомасштабных циклонов и антициклонов, а также сезонная и межгодовая изменчивость их амплитуды, продолжительности жизни, радиуса и количества. Большинство циклонов и антициклонов имеет амплитуду 0.05–0.25 м, радиус 5–10 км и продолжительность жизни около 2–3 суток. Наибольшее число вихрей зафиксировано в районе Каттегата, Рижского и Гданьского заливов, а также в некоторых частях Финского и Ботнического заливов. Среднее соотношение большой и малой полуосей вихрей в Балтийском море равно 1.58, что свидетельствует о существенном влиянии на вихри фонового течения (Travkin et al., 2024, с. 787–789, степень участия автора в получении этого результата 90%).

### **Положения, выносимые на защиту**

1. Основным фактором генерации квазипостоянного Лофотенского вихря является топографическая обособленность Лофотенской котловины, донная топография которой имеет вид чаши, а также система течений в регионе.
2. Доступная потенциальная энергия Лофотенского вихря на порядок превышает кинетическую энергию. Увеличение доступной потенциальной энергии подтверждается значимым положительным трендом и уменьшением числа Бюргера. Графики скорости преобразования баротропной неустойчивости отражают в зоне вихря разнонаправленные потоки, причем в зимний период наблюдается дипольная структура, в летний – трипольная.

3. Существование квазипостоянного грибовидного диполя в Лофотенской котловине обусловлено взаимодействием циркуляции с топографией дна.
4. В Курильском районе мезомасштабные вихри образуют четыре системы топографических волн, в результате чего антициклоны и циклоны проявляются в виде шельфовых и желобовых волн.
5. Мезомасштабные вихревые структуры Балтийского моря одновременно занимают 2% площади моря зимой и 4% летом и в горизонтальном плане представляют вытянутые эллипсы с соотношением большой и малой полуосей равным 1,58.

## ГЛАВА 1. НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ

### 1.1. Данные

Для исследования вихревой динамики Норвежского моря используются следующие массивы данных:

1. Данные «Атласа мезомасштабных вихрей» (“Mesoscale Eddy Trajectory Atlas Product”), доступные в свободном доступе на портале AVISO+ (<https://www.aviso.altimetry.fr/>). В основе данного массива лежит информация о поверхности Мирового океана, полученная со спутниковых альтиметров за период 1993-2017 гг., которая в дальнейшем используется для обнаружения и отслеживания мезомасштабных циклонов и антициклонов (Chelton et al., 2011a). Алгоритм на основе набора критериев определяет антициклоны (циклоны) как области замкнутых положительных (отрицательных) аномалий уровня моря на ежесуточных картах высоты морской поверхности с пространственным разрешением  $0.25^\circ$  по широте и долготе. В дальнейшем алгоритм с дискретностью в одни сутки отслеживает эволюцию обнаруженных вихревых структур вплоть до момента их диссипации. Атлас мезомасштабных вихрей содержит информацию о следующих параметрах:

- амплитуда (см) определяется как разность между наибольшей по модулю аномалией высоты морской поверхности внутри вихря и аналогичным значением на его границе;
- радиус (км) определяется как радиус окружности, граница которой ограничена максимальными значениями орбитальной скорости;
- Орбитальная скорость (м/с) рассчитывается как значение средней геострофической скорости внутри замкнутой области вихря;
- Продолжительность жизни (дни) определяется как число дней, в течение которых вихрь прослеживался в поле уровня.

2. Данные глобального океанического реанализа GLORYS12V1, доступные на портале Copernicus Marine Environment Monitoring Services

(CMEMS). Массив GLORYS12V1 содержит информацию по температуре, солености,  $u$  и  $v$  компонентах скоростей течений, высоте морской поверхности, глубине верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) Мирового океана за период с 1993 по 2019 гг. Пространственное и временное разрешение GLORYS12V1 составляет  $1/12^\circ$  и одни сутки, соответственно, что позволяет использовать данный реанализ для изучения мезомасштабной вихревой динамики различных районов Мирового океана. Основой массива GLORYS12V1 является модель NEMO, атмосферный форсинг задается при помощи ECMWF ERA-Interim. Натурные измерения, данные с альтиметров, спутниковая информация о температуре морской поверхности и концентрации морского льда, а также наблюдения с буев ARGO и морских глайдеров ассимилируются в реанализ при помощи фильтра Калмана пониженного порядка. По вертикали массив содержит информацию на 50 горизонтах от поверхности до 5500 м.

3. В работе используются результаты численных экспериментов региональной гидродинамической модели, основанной на модели глобальной циркуляции атмосферы и океана Массачусетского технологического института (MITgcm). Пространственное разрешение данных составляет 4 км, по вертикали массив содержит 50 уровней с шагом от 10 м вблизи поверхности до 456 м у дна. Батиметрия модели задается при помощи модели GEBCO с пространственным разрешением  $1'$ . Океанические граничные условия задаются при помощи оптимальной реализации глобальной модели ECCO2, начальные условия – из базы данных World Ocean Atlas 2009. Атмосферный форсинг задается при помощи реанализа JRA55. Временная дискретность данных составляет одни сутки. Для проведения экспериментов в работе используются 4 варианта с различной топографией Норвежского моря: ТОРО1, ТОРО2, ТОРО3 и ТОРО4 (рис. 1.1). ТОРО1 представляет собой реальную топографию. В эксперименте ТОРО2 периферия Норвежской и Лофотенской котловин, а также континентальный склон Норвегии сделаны ровными с глубиной 3000 м. Топография в эксперименте ТОРО3 близка к

ТОРО2, но рельеф Норвежской котловины выровнен, а Лофотенская котловина удалена. В эксперименте ТОРО4 используется реальная топография, однако вместо Лофотенской котловины находится ровная поверхность с глубиной 2500 м (рис. 1.1).

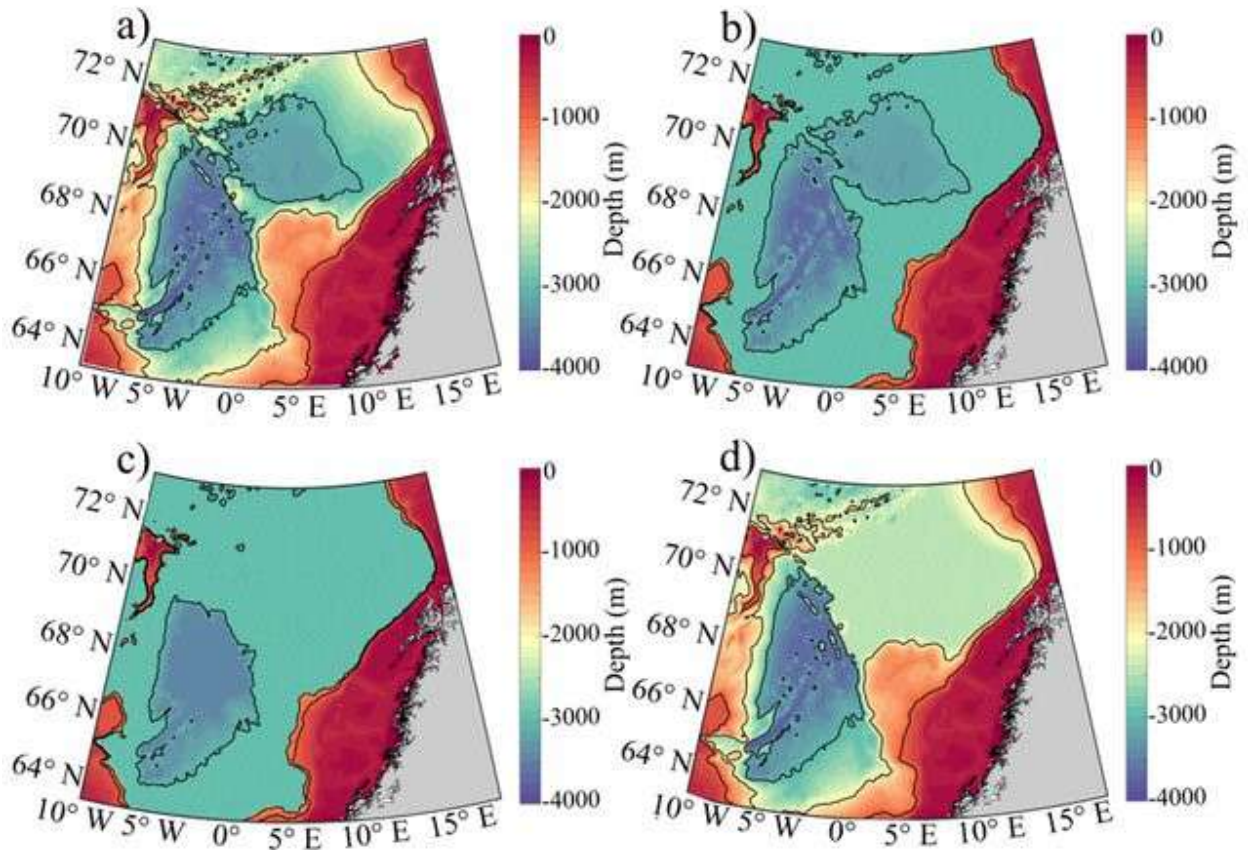


Рис. 1.1. Топография морского дна (м) при экспериментах ТОРО1-ТОРО4.

Изобаты проведены через каждые 1000 м.

4. ЕТОРО1 представляет собой глобальную батиметрически-топографическую цифровую модель земной поверхности с пространственным разрешением 1' по широте и долготе. Батиметрия морского дна основана на натуральных наблюдениях, полученных из Японского центра океанологических данных (JODC), Средиземноморской научной комиссии (CIESM), Национального центра геофизических данных (NGDC), а также Каспийской экологической программы (СЕР).

## 1.2. Методы

### *Расчет глубины верхнего квазиоднородного слоя (ВКС)*

В настоящий момент существует несколько способов расчета глубины ВКС, среди которых принято выделять два основных метода, которые основаны на градиенте плотности и в дальнейшем используются для расчета ВКС в Лофотенской котловине. К первому методу относится метод Монтегута, позволяющий определить глубину верхнего перемешанного слоя как значение глубины, для которой градиент плотности превышает значение для заданной плотности (Montégut et al., 2004):

$$\frac{\Delta\sigma_t}{\Delta z} = \left[ \frac{\partial\sigma_t}{\partial z} \right]_c,$$

где  $\Delta\sigma_t$  – разница условной плотности  $\sigma_t = (\rho - 1000)$  кг·м<sup>-3</sup> на вертикальном расстоянии  $\Delta z$ ,  $\rho$  – плотность морской воды,  $\left( \frac{\partial\sigma_t}{\partial z} \right)_c$  – заранее заданный градиент условной плотности. Данный метод рекомендуется использовать для профилей с высоким вертикальным разрешением данных.

Ко второму методу определения глубины ВКС относится метод Кара, в котором глубина перемешанного слоя определяется как глубина, на которой впервые температура воды изменилась на определенное значение по сравнению с температурой морской поверхности (Kara et al., 2000). Эмпирический критерий плотности воды находится как разность между плотностью воды на поверхности моря  $\sigma(T_r, S_r)$ , где  $T_r$  и  $S_r$  – значения температуры и солёности на морской поверхности, и  $\sigma(T_h, S_h)$  – плотностью воды с той же солёностью, но при температуре, меньшей на определенную величину критерия:

$$\Delta\sigma = \sigma(T_r, S_r) - \sigma(T_h, S_h),$$

где  $T_h = (T_r - 0.1)$  – температура воды на исследуемом горизонте, 0,1°C – выбранное значение критерия.

Таким образом, первый горизонт, на котором разность плотности с выбранным горизонтом будет превышать  $\Delta\sigma$  и будет считаться глубиной ВКС.

Данный метод учитывает нелинейный эффект уравнения состояния морской воды, поскольку значения критерия зависят как от солености, так и от температуры морской воды (Nilsen and Falck, 2006). Авторы данного метода на основе анализа множества вертикальных профилей отмечают, что наиболее оптимальный критерий для большинства районов Мирового океана равен  $0,8^{\circ}\text{C}$ . Однако стоит отметить, что при подборе критерия для определения глубины ВКС всегда следует учитывать гидрологические условия исследуемой области (Kara et al., 2000).

*Расчет кинетической и потенциальной энергии Лофотенской котловины*

Для расчета средней (*Mean Kinetic Energy*, сокр. МКЕ) и вихревой кинетической энергии (*Eddy Kinetic Energy*, сокр. ЕКЕ), а также вихревой доступной потенциальной энергии (*eddy Available Potential Energy*, сокр. АРЕ) используются следующие формулы (Volkov et al., 2015; Martínez-Moreno et al., 2019):

$$\text{МКЕ} = 0.5 (\overline{u^2} + \overline{v^2}),$$

$$\text{ЕКЕ} = 0.5 (\overline{u'^2} + \overline{v'^2}),$$

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

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

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

Для области Лофотенского вихря, ограниченной радиусом  $R = 80$  км, при помощи интеграла по объему рассчитывались объемные значения доступной потенциальной энергии ( $\text{APE}_V$ ) и вихревой кинетической энергии (КЕ) по формулам (Hebert, 1988; Fernández-Castro et al., 2020):

$$\text{APE}_V = \pi \int_0^R \int_{-H}^0 gz [\rho_{\text{ref}}(z) - \rho(r, z)] r dr dz,$$

$$KE = 0.5\pi \int_0^R \int_{-H}^0 \rho(r,z) U(r,z)^2 r dr dz,$$

где  $H$  – максимальная глубина (в расчетах равна 1000 м);  $\rho_{ref}$  – средний профиль потенциальной плотности вне Лофотенского вихря ( $r > 80$  км).

Также в работе рассчитывалось вихревое число Бюргера по формуле (D'Asaro, 1988; Fernández-Castro et al., 2020):

$$Bu_E = KE / APE_V.$$

Для изучения вклада различных источников в вихревую энергию используется бароклинный (BC) и баротропный (BT) показатели скорости преобразования энергии. BC отвечает за скорость преобразования MPE в APE, являющуюся одним из источников образования мезомасштабных вихрей, тогда как BT демонстрирует скорость преобразования MKE в EKE. Таким образом, BT является коэффициентом баротропного преобразования, положительный знак которого свидетельствует о переносе энергии средних горизонтальных сдвигов в вихревое поле. В свою очередь, BC является коэффициентом бароклинного преобразования, положительный знак которого свидетельствует о перераспределении энергии из MPE (т.е. горизонтальных градиентов плотности) в вихревое поле. Другими словами, источником EKE является бароклинная неустойчивость потоков, во время которой генерация EKE происходит за счет MPE (MPE → APE → EKE) и баротропная неустойчивость (MKE → EKE) (Xu et al., 2020). Для расчета BC и BT нами использовались следующие формулы (Eden and Böning, 2002; Zhan et al., 2016; Xu et al., 2020):

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

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

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $\rho_0$  – фоновая плотность морской воды,  $N$  – частота плавучести.



### *Моделирование лагранжевых частиц*

Для изучения эволюции вихревых структур в работе применяется лагранжев метод, суть которого состоит в засеивании исследуемой области десятками тысяч маркеров и их последующим отслеживанием в поле скорости реанализа GLORYS12V1. Для этого используются уравнения адвекции для множества пассивных трассеров на земной сфере:

$$\frac{d\lambda}{dt}=u(\lambda,\varphi,t), \quad \frac{d\varphi}{dt}=v(\lambda,\varphi,t),$$

где  $u$  и  $v$  – угловые зональная и меридиональная скорости,  $\varphi$  и  $\lambda$  – широта и долгота.

Помимо лагранжевых частиц, в работе рассчитывались и анализировались также лагранжевы характеристики (т.н. «Лагранжевы карты»), содержащие информацию не только о гидрофизических условиях в настоящий момент времени, но и об истории происхождения вод и их последующей эволюции (Prants et al., 2011a, b). Угловая скорость связана с линейной скоростью соотношением  $U=u \left(\frac{0.864}{1.853}\right) \left(\frac{1}{\cos\varphi}\right)$ ,  $V=v \left(\frac{0.864}{1.853}\right)$ , где  $U$  и  $V$  даны в угловых минутах в день, а  $u$  и  $v$  в см/сек. Использование угловых скоростей позволяет применять уравнения движения в простейшей форме.

Отслеживание пассивных частиц происходит на поверхности и на горизонте 541 м. Такой горизонт выбран поскольку на данной глубине в большинстве случаев располагается ядро вихревых структур (Sandalyuk et al., 2020). Район исследования ( $67.0$ - $71.5^\circ$  с.ш.,  $2.0$ - $11.5^\circ$  в.д.) в начальный период времени заполнялся полем  $500 \times 500$  пассивных частиц, после чего отслеживалась их последующая эволюция.

Для нахождения центров вихрей вычисляются эллиптические точки (устойчивые стационарные точки в поле скорости), тогда как области неустойчивости на границах вихрей ассоциируются с гиперболическими точками (неустойчивыми стационарными точками) (Prants et al., 2017).

Эллиптические точки в центрах циклонов и антициклонов отмечаются синими и красными треугольниками, и соответствуют областям, в которых вращение преобладает над деформацией. В гиперболических точках (крестики на картах) деформация преобладает над вращением. На каждой карте траектории частиц были рассчитаны на 15 суток в обратном направлении, начиная с даты, указанной на соответствующей карте. После этого рассчитывались длина траекторий (S-карты) и показатель Ляпунова ( $\Lambda$ -карты) по следующим формулам (Prants et al., 2011a):

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

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

где  $\varphi'(t)$  и  $\lambda'(t)$  рассчитываются как производные по времени между начальным и конечным положением частицы,  $\sigma(t, t_0)$  – максимальное сингулярное значение матрицы,  $t - t_0$  – период интегрирования.

Таким образом, S-карты показывают расстояние, пройденное частицами за конкретный временной промежуток. Чем темнее цвет на S-карте, тем длиннее траектория соответствующей частицы. Границы между светлыми и темными областями примерно совпадают с перифериями мезомасштабных вихрей и месторасположением лагранжевых фронтов (Prants et al., 2014b). Значения на  $\Lambda$ -картах количественно определяют скорость расхождения соседних частиц за определенный промежуток времени. Области с максимальными значениями на  $\Lambda$ -картах как правило соответствуют районам с высокими значениями на S-картах (фронтальные зоны). Это объясняется тем, что оба параметра связаны с неустойчивыми инвариантными многообразиями гиперболических точек (Prants et al., 2017). Т.н. «гребни» (от англ. *ridges*) отображают области, в которых в недавнем прошлом наблюдалось сильное растяжение пятен с пассивными частицами. Другими словами, если поместить пятно частиц поперек гребня, то частицы по обе стороны гребня будут

двигаться существенно быстрее, чем частицы в центральной части, пересекающей гребень.

### *Метод автоматической идентификации вихревых структур*

В настоящий момент происходит активное развитие методов автоматической идентификации вихревых структур Мирового океана. Они позволяют подробно изучать эволюцию вихрей как в пространстве, так и во времени (Chelton et al., 2011a; Faghmous et al., 2015; Raj et al., 2016; Yu et al., 2017; Travkin and Belonenko, 2019; Травкин и др., 2022b; Aguiar et al., 2022). Существующие алгоритмы можно разделить на две основные группы. Первая группа основана на физических свойствах и анализе динамических полей: в данной группе вихри определяются как замкнутые контуры, ограниченные пороговым значением. Как правило, параметрами для идентификации вихрей являются аномалии высоты морской поверхности, относительная завихренность или параметр Окубо-Вейса. Ко второй группе относят геометрические методы, которые используют форму или кривизну потока для идентификации вихрей. Так, данный метод может быть основан на использовании линий тока.

Для обнаружения вихревых структур Норвежского моря применяется алгоритм, который относится к первой группе, доступен по адресу (<https://github.com/jfaghm/OceanEddies>) и подробно описан в работе (Faghmous et al., 2015). Для обнаружения вихрей данный алгоритм использует ежедневную информацию о высоте морской поверхности, определяя вихри как замкнутые контуры с положительными (отрицательными) аномалиями высоты морской поверхности у антициклонов (циклонов). Обнаружение вихрей начинается с нахождения экстремума в поле аномалий уровня, причем один экстремум соответствует одному антициклону или циклону. Экстремум определяется как ячейка с наибольшим по модулю значением аномалии уровня в поле 5×5 ячеек сетки. Далее алгоритм обнаруживает контур каждого

вихря, при этом вихрь не может иметь более одного экстремума. Траектории вихрей отслеживаются следующим образом: обнаруженный в момент времени  $t$  вихрь далее ищется в момент времени  $t+1$  исходя из предположения, что скорость вихря близка к скорости распространения длинной бароклинной волны Россби. Далее размеры вихрей сравниваются в моменты времени  $t$  и  $t+1$ , для того чтобы убедиться, что вихри являются физически схожими. В данном алгоритме существует возможность создания т.н. «ложного вихря», позволяющего отслеживать траекторию вихря даже при наличии ошибок или пропусков в данных. Используемый алгоритм имеет ряд недостатков, однако демонстрирует хорошую точностью, позволяя успешно идентифицировать около 96% мезомасштабных циклонов и антициклонов (Faghmous et al., 2015). Алгоритм успешно применялся в работах (Zinchenko et al., 2019; Gordeeva et al., 2021; Травкин и др., 2022b; Travkin et al., 2024a).

### **1.3. Сезонная изменчивость мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины**

Известно, что мезомасштабные вихри наблюдаются по всей акватории Лофотенской котловины во все времена года. Они оказывают значительное влияние на перераспределение тепла, соли и биогенных элементов (Faghmous et al., 2015; Белоненко и др., 2017). С другой стороны, сезонная изменчивость существенно влияет на их число и термохалинные характеристики, при этом изменчивость циклонов и антициклонов по сезонам остается слабо изученной. За 25-летний период (с 1993 по 2017 гг.) в районе Лофотенской котловины было обнаружено 1079 антициклонов и 1026 циклонов. В таблице 1.1 показана сезонная изменчивость их основных характеристик. Число антициклонов зимой и весной выше числа циклонов, при этом в летне-осенний период их количество близко. Это может свидетельствовать о гидрофизических условиях, способствующих формированию большего числа антициклонов, по сравнению с циклонами. Другой важной особенностью является тот факт, что средние орбитальные скорости и амплитуды у антициклонов в летне-осенний

период существенно выше, чем у циклонов, тогда как в другие сезоны разница едва заметна (Таблица 1.1). Продолжительность жизни и средний радиус вихрей не имеют каких-либо заметных сезонных изменений.

Таблица 1.1. Сезонная изменчивость средних характеристик циклонов (Ц) и антициклонов (АЦ) в Лофотенской котловине за период 1993-2017 гг.

Сезон	Зим	Зим	Весн	Весн	Лет	Лет	Осен	Осен
Характеристики	а	а	а	а	о	о	ь	ь
	Ц	АЦ	Ц	АЦ	Ц	АЦ	Ц	АЦ
Число (шт.)	238	269	232	262	279	275	277	273
Орбитальная скорость (см/с)	10.4	10.6	10.9	11.1	8.5	10.4	8.7	9.6
Амплитуда (см)	4.8	4.9	5.0	5.4	3.8	5.1	3.9	4.7
Продолжительность жизни (сут.)	26.6	24.3	26.2	27.9	27.0	30.4	27.1	27.6
Радиус (км)	56.8	54.5	53.1	54.8	54.6	53.9	56.0	55.8

На рисунке 1.2 показано распределение по ячейкам сетки  $1^\circ$  по широте и долготе числа циклонов и антициклонов в районе Лофотенской котловины, выполненное для сезонов за период 1993-2017 гг. Можно заметить, что существенное число вихрей обоих типов наблюдается в центральной части котловины, а также на континентальном склоне Норвегии. В зимний период максимальное (более 30-ти) число циклонов прослеживается в восточной части Лофотенской котловины. Это может быть объяснено существенной бароклинной нестабильностью Норвежского склонового течения, скорости которого увеличиваются в зимний период на величину до 20 см/с (Jakobsen et al., 2003). С другой стороны, западная и северо-западная части Лофотенской котловины характеризуются значительно меньшим числом вихрей (менее 15 циклонов и антициклонов за сезон на одну ячейку). Такая существенная

пространственная неоднородность числа вихрей связана с топографией Лофотенской котловины, в результате чего вихри, отрывающиеся от Норвежского склонового течения, дрейфуют в ее центральную часть (Иванов и Кораблев, 1995б, Köhl, 2007; Volkov et al., 2015). Осенью в районе Норвежского склонового течения прослеживается 20-25 циклонов, тогда как в летне-весенний период их число существенно сокращается (рис. 1.2).

В летне-осенний период наибольшее число циклонов обнаружено в центральной части котловины ( $70-71^{\circ}$  с.ш.,  $3-5^{\circ}$  в.д.). Такая особенность объясняется тем, что данные циклоны окружают квазипостоянный Лофотенский вихрь, образуя при взаимодействии с которым более устойчивый т.н. «экранированный вихрь» (от англ. «shielded vortex») (Carton, 1992; Tóth and Házi, 2010). Число антициклонов, во многом связанное с интенсивностью ЛВ, существенно варьируется по сезонам. Их наибольшее количество наблюдается в летне-осенний период, наименьшее – в весенний период (рис. 1.2b). Зафиксировано повышенное число антициклонов в летний (27 вихрей на ячейку) и осенний (23 вихря на ячейку) периоды в восточной части котловины, где Норвежское склоновое течение разворачивается на северо-восток. Рассмотренные сезонные особенности очевидно связаны со свойствами ветвей Норвежского течения, поскольку большая часть вихрей формируется на топографических неоднородностях вблизи континентального шельфа Норвегии.

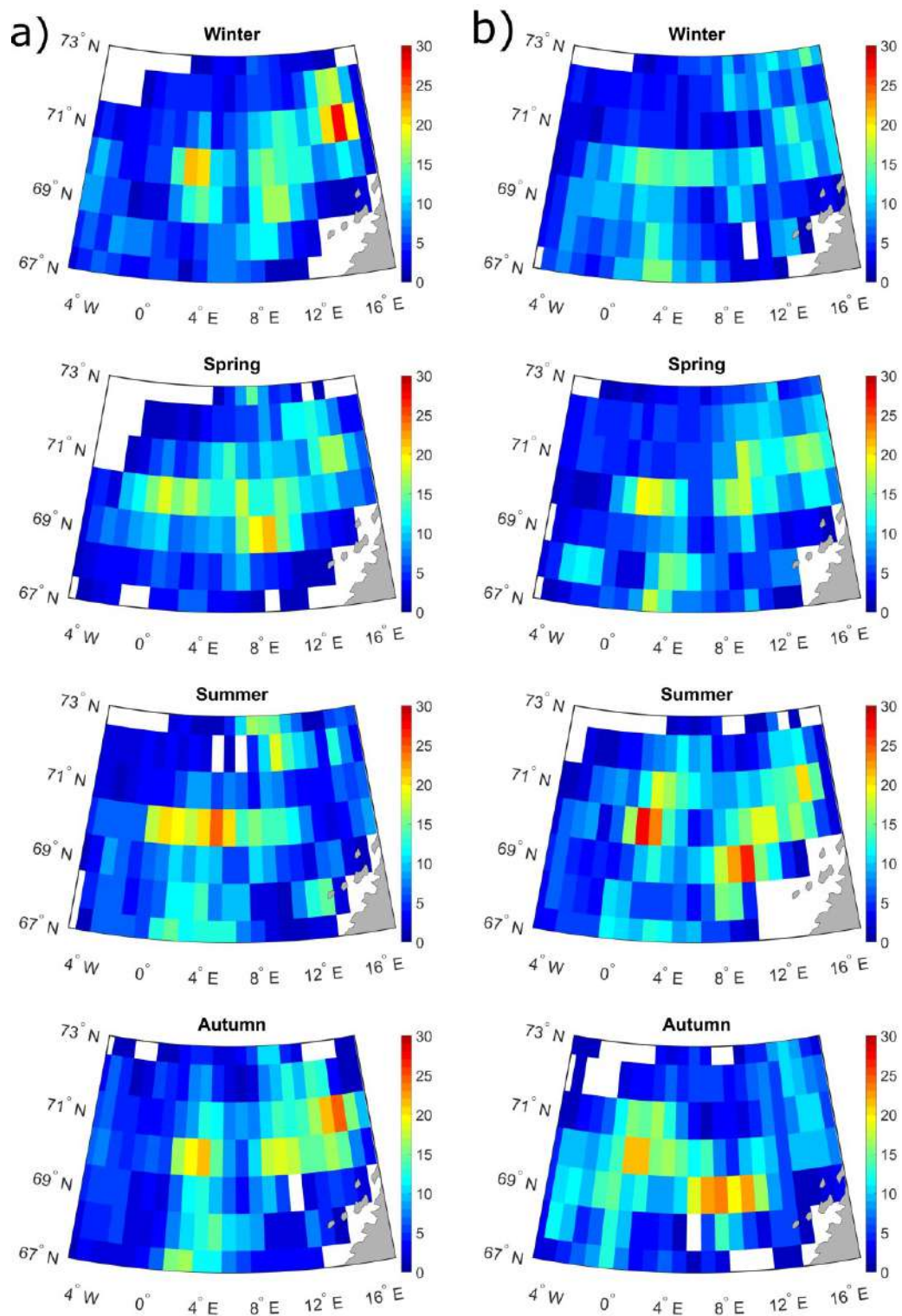


Рис. 1.2. Число (шт.) циклонов (а) и антициклонов (б) на ячейку сетки (1° по широте и долготе) в Лофотенской котловине по сезонам за период 1993-2017

ГГ.

Мезомасштабные вихри в Лофотенской котловине могут проявляться в аномалиях термохалинных характеристик. Поскольку вихри имеют сильную баротропную составляющую, а их ядра располагаются на глубине 300-600 м, для изучения сезонной изменчивости пространственного распределения термохалинных характеристик был выбран горизонт 450 м (Fer et al., 2018; Zinchenko et al., 2019). В таблице 1.2 показана сезонная изменчивость осредненных за 1993-2017 гг. термохалинных характеристик вихрей для горизонта 450 м, полученная при помощи данных GLORYS12V1. Заметно, что наибольшая разница между циклонами и антициклонами проявляется в аномалиях температуры воды, при этом разница солености и плотности невелика (Таблица 1.2). Это свидетельствует об исключительной важности термической составляющей при вихреобразовании. Другое объяснение может быть связано с конвективными процессами, для которых температура играет главную роль. Наибольшие значения температуры характерны для вихрей осенью, тогда как минимальная температура циклонов и антициклонов наблюдается зимой и отчасти весной, во время которых активно происходит процесс конвекции (Федоров и др., 2019).

Таблица 1.2. Сезонная изменчивость осредненных за период 1993-2017 гг. термохалинных характеристик циклонов (Ц) и антициклонов (АЦ) для горизонта 450 м по данным GLORYS12V1

Характеристики	Зима	Зима	Весна	Весна	Лето	Лето	Осень	Осень
	Ц	АЦ	Ц	АЦ	Ц	АЦ	Ц	АЦ
Температура (°C)	3.56	3.98	3.58	4.08	3.77	4.20	4.17	4.30
Соленость (ЕПС)	35.06	35.07	35.05	35.08	35.06	35.08	35.08	35.09



Потенциальная плотность (кг/м <sup>3</sup> )	27.75	27.71	27.74	27.71	27.73	27.70	27.70	27.69
--	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

Известно, что квазипостоянный ЛВ также характеризуется значительными сезонными колебаниями термохалинных свойств. В работе (Иванов и Кораблев, 1995а) авторы отмечают, что в верхнем слое ЛВ температура, соленость и плотность меняются более интенсивно, по сравнению с нижней частью вихря. Так, стандартное отклонение температуры в слое между поверхностью и ядром вихря существенно выше, чем аналогичные значения в слое между ядром и морским дном. Иванов и Кораблев (1995а) предположили, что само существование ЛВ тесно связано с его ежегодной термической регенерацией в зимний период. Для анализа сезонной изменчивости вихревой термохалинной структуры в районе месторасположения ЛВ был построен поперечный разрез вдоль 69.8° с.ш., проходящий через его центр ядра (рис. 1.3). В зимний период из-за ослабленной плотностной стратификации в центре Лофотенской котловины происходит процесс глубокой конвекции, достигающий своего максимума в марте (Федоров и др., 2019). Рисунок 1.3 демонстрирует преобладание вертикальных градиентов термохалинных характеристик в верхней части ЛВ. Зимой на глубине менее 50 м находится поверхностный слой воды, более холодный и соленый, по сравнению с нижележащими слоями. За счет этого в верхнем слое наблюдаются максимальные положительные аномалии плотности воды и, следовательно, отрицательная плавучесть, способствующая погружению вод и последующему обновлению ядра ЛВ. На глубинах 200-800 м в восточной части Лофотенской котловины наблюдаются атлантические воды, характеризующиеся положительными аномалиями температуры и солености, а также более низкими значениями потенциальной плотности по сравнению с нижележащими слоями (рис. 1.3).

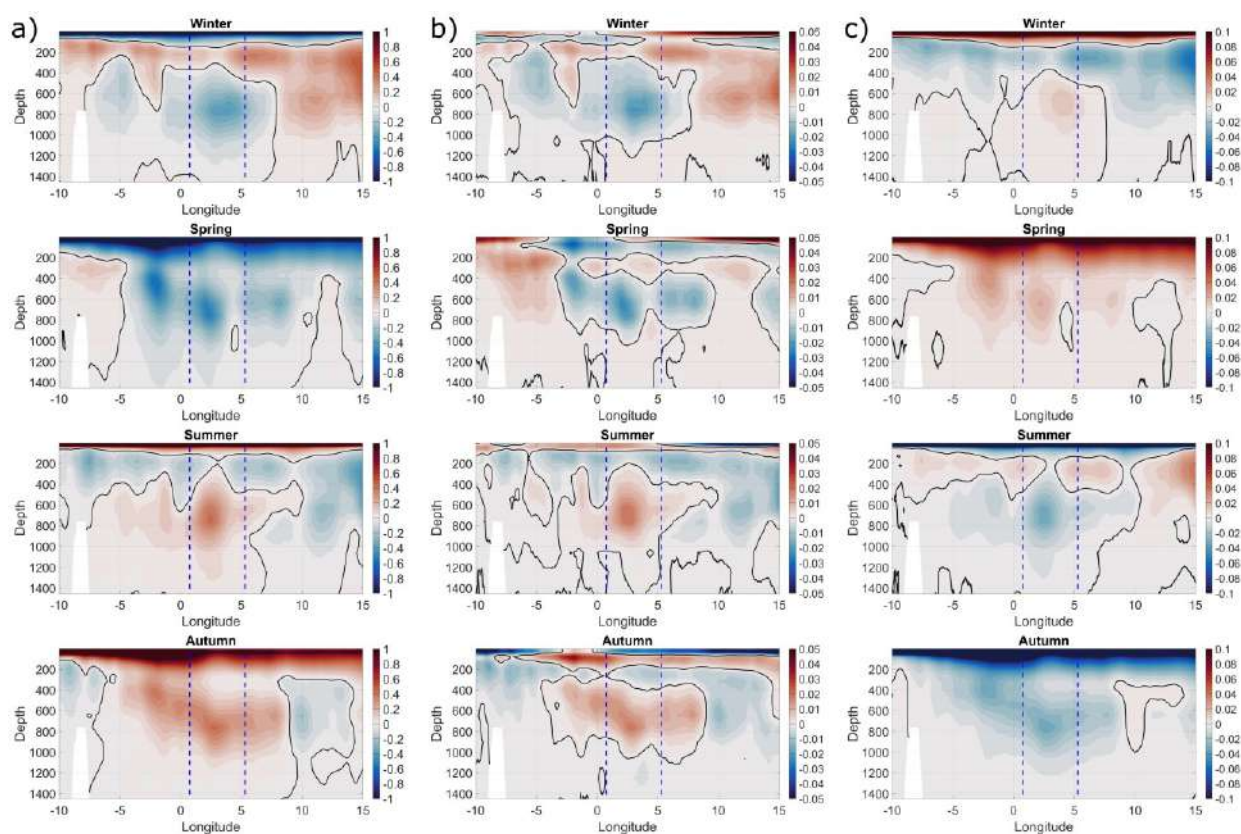


Рис. 1.3. Зональный вертикальный разрез через  $69.8^\circ$  с.ш. аномалий температуры (а,  $^\circ\text{C}$ ), солёности (б, ЕПС) и потенциальной плотности (с,  $\text{кг}/\text{м}^3$ ) по сезонам за 1993-2017 гг. Черными изолиниями показаны значения, равные нулю. Синими линиями показано месторасположение Лофотенского вихря.

Зимой в ядре ЛВ прослеживаются отрицательные аномалии температуры воды со значениями до  $-0.5^\circ\text{C}$ . Благодаря проникновению пресных вод в ходе конвекции, в ядре ЛВ зимой наблюдается сильное опреснение до  $-0.02$  ЕПС. Наличие зимой холодных опресненных вод в ядре ЛВ приводит к положительным аномалиям плотности порядка  $0.025$ - $0.050$   $\text{кг}/\text{м}^3$  (рис. 1.3). Весной наблюдаются максимальные термические аномалии, достигающие в ядре ЛВ  $-0.8^\circ\text{C}$ , что свидетельствует об активном развитии конвекции в данный период. На рисунке 1.3b показано уменьшение солёности в районе ядра ЛВ до  $-0.03$  ЕПС. Все это приводит к формированию положительных аномалий плотности по всему слою от поверхности до 1500 м.

Также наличие аналогичных аномалий термохалинных характеристик вблизи ЛВ на глубинах 200-800 м подтверждает существование вторичных очагов конвекции в весенний период с глубиной около 400-500 м, ранее описанных Ивановым и Кораблевым (1995а, 1995б). Во время летнего прогрева верхняя часть ЛВ «отрезается» от поверхности сезонным термоклином, в результате чего вихрь приобретает характерную линзообразную форму (рис. 1.3). Летом и осенью температура в ядре ЛВ превышает средние значения на 0.6-0.9°C, тогда как температура в поверхностном слое до 100 м выше среднегодовых значений на 1.5-2.5°C. В конечном итоге, это приводит к формированию устойчивой вертикальной стратификации, препятствующей проникновению вод с поверхности. В этот период наблюдаются положительные аномалии солёности (до 0.03 ЕПС), однако повышение температуры приводит к отрицательным аномалиям плотности до -0.06 кг/м<sup>3</sup>. Стоит отметить, что в поле температуры и плотности отчетливо заметно прогибание и выход на поверхность изотерм и изопикн над ядром ЛВ (рис. 1.3). В летне-осенний период происходит вязкая релаксация ЛВ за счет поперечной циркуляции вихря и турбулентной диффузии (Федоров, 1983; Блошкина и Иванов, 2016; Fer et al., 2018).

Подводя итог, можно отметить, что сезонная изменчивость мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины проявляется как в изменении по сезонам числа вихрей, так и в соответствующем изменении их термохалинных характеристик. Количество антициклонов в зимне-весенний период больше числа циклонов, тогда как в летне-осенний период разница незначительна. Летом и осенью средняя орбитальная скорость и амплитуда вихрей незначительно меньше у циклонов, по сравнению с антициклонами. Наибольшее число вихрей обоих типов обнаружено в центральной и восточной частях Лофотенской котловины в течение всего года. Зимой Норвежское склоновое течение более нестабильно, чем в остальные сезоны. Наибольшее число антициклонов наблюдается летом и осенью в юго-

восточной части котловины, где Норвежское склоновое течение поворачивает на северо-восток. Результаты свидетельствуют, что наибольшие различия в характеристиках вихрей проявляются в аномалиях температуры и гораздо меньше в солености и плотности. Наибольшие аномалии температуры в ядрах вихрей наблюдаются зимой, наименьшие – осенью. В верхней части ЛВ термохалинные градиенты существенно выше, по сравнению с нижней частью вихря.

#### **1.4. Квазипостоянный диполь Лофотенской котловины**

При помощи спутниковых снимков в последнее время во многих районах Мирового океана были обнаружены дипольные (грибовидные) структуры (Hughes and Miller, 2017). Множество таких структур было зафиксировано при помощи альтиметрических полей в Северо-западной части Тихого океана (Prants, 2014; Prants et al., 2014b). Известно, что динамически активные районы Мирового океана, такие как Лофотенская котловина Норвежского моря, характеризуются интенсивным вихреобразованием, в т.ч. грибовидных структур (Volkov et al., 2013; Белоненко и др., 2014; Fedorov and Belonenko, 2020; Travkin et al., 2022). На данный момент существует большое количество работ, посвященных мезомасштабным структурам Норвежского моря, при этом подавляющее большинство из них посвящены именно монополярным вихревым структурам (Fer et al., 2018; Raj et al., 2016; Travkin and Belonenko, 2019; Sandalyuk et al., 2020; Сандалюк и Белоненко, 2021). Несмотря на это, другому типу мезомасштабной изменчивости в Мировом океане, грибовидным течениям, уделено мало внимания (Гинзбург и Федоров, 1984б). При помощи численных экспериментов авторы работы Manucharayan and Timmermans (2013) обнаружили, что диполи могут генерироваться в Лофотенской котловине. Хотя большинство образовавшихся диполей рециркулировало обратно к фронту из-за криволинейных траекторий своего движения и увеличения ширины фронта, в некоторых случаях диполи могли довольно продолжительное время отдаляться от места генерации. Известно,

что в Лофотенской котловине диполи могут генерироваться как в области ЛВ, так и во фронтальных зонах основных течений (Belonenko et al., 2021b). Анализируя грибовидные диполи в видимом, инфракрасном и радиодиапазонах, Гинзбург и Федоров (1984б) предположили, что диполи могут формироваться при замедлении узколокализованного струйного течения под действием вязкого сопротивления или локально приложенного импульса. Таким образом, они соотнесли грибовидные диполи с «тонким верхним слоем океана». Данная работа демонстрирует, что диполи могут существовать не только на поверхности, но и в нижележащих слоях Мирового океана.

Значительное число долгоживущих грибовидных диполей формируется в Лофотенской котловине Норвежского моря, при этом они до сих пор не были подробно изучены. Таким образом, целью данной части исследования является выявление и подробное описание структуры и эволюции грибовидного диполя в Лофотенской котловине. Мы хотим дать подробное описание данного явления, в т.ч. изучить возможные механизмы образования диполя. Для выполнения данной цели используются лагранжевы карты, позволяющие идентифицировать структуру на выбранных горизонтах и детально проследить ее последующую эволюцию.

### *Предыдущие исследования дипольных структур*

Дипольные структуры характеризуются наличием замкнутых линий тока, расположенных вокруг центров как монополярных вихрей, так и самого диполя (Stern, 1975). Существование диполей в Мировом океане было теоретически подтверждено путем анализа решения баротропного уравнения потенциального вихря в квазигеострофическом приближении. В данных исследованиях, дипольные структуры иногда называют двумерными уединенными волнами Россби, существование которых связано с комбинированным эффектом нелинейности и бэта-эффекта (Ларичев и Резник, 1976). Термин «модон» был введен для обозначения частного случая

баротропного диполя на бѐта-плоскости (Stern, 1975; Ларичев и Резник, 1976). В настоящий момент данный термин используется для более общего случая: баротропной или бароклинной пары вихрей на  $f$ - или  $\beta$ -плоскости и вращающейся сфере (Khvoles et al., 2007). Установлено, что в модонах число Россби  $Ro = |\zeta/f|$  ( $\zeta$  – относительная завихренность,  $f$  – параметр Кориолиса) составляет 0.1-0.3, а орбитальная скорость равна 10-20 см/с. Хотя вертикальный масштаб модона определить очень сложно, они имеют число Бюргера  $Bu_E \approx 0.015-0.070$  (Lahaye et al., 2020). Безразмерное число Бюргера  $Bu_E = \left(\frac{NH}{\Omega L}\right)^2 = \left(\frac{Ro}{Fr}\right)^2 = \left(\frac{R_d}{L}\right)^2$  показывает соотношение между плотностной стратификацией по вертикали и вращением Земли по горизонтали. Здесь  $N$  – частота Вейсяля-Брента,  $\Omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $H$  – глубина,  $Ro$  – число Россби,  $Fr$  – число Фруда,  $R_d$  – радиус деформации Россби и  $L$  – характерный масштаб потока. Значения  $Bu_E \ll 1$  свидетельствуют о том, что стратификация играет меньшую роль, по сравнению с вращением для вертикальных и горизонтальных движений в жидкости (Cushman-Roisin, 1994). Часто после разрушения модона вихри могут существовать независимо друг от друга как отдельные структуры. В таком случае скорость распространения монополярных вихрей существенно меньше первоначальной скорости модона, но все еще выше скорости волн Россби. Кроме того, данные монополярные вихри могут двигаться в восточном направлении подобно модону до его распада. Изменчивость температуры воды на поверхности модона прослеживается на всем протяжении его существования. Аномалии температуры могут быть интерпретированы как сочетание вихревой адвекции со смешиванием с температурой фоновых вод (Hughes and Miller, 2017). После разрушения модона, аномалии температуры уменьшаются, но остаются заметными вплоть до нескольких месяцев. Как классические, так и современные теории, описывающие модоны, являются баротропными и рассматривают температуру как пассивный трассер, который либо перемещается вместе с модоном по его траектории, либо диссипирует из-за

мелкомасштабной неустойчивости конвективного типа, тем самым оказывая влияние на его стабильность (Lahaye et al., 2020). На сфере или  $\beta$ -плоскости стабильное распространение модонов возможно лишь в зональном направлении, поскольку движение в меридиональном направлении приводит к изменению планетарной завихренности (Hughes and Miller, 2017).

Обнаружение диполя в океане при помощи альтиметрии или натуральных измерений является сложной задачей, поскольку процесс возникновения и эволюции диполей имеет ограниченную предсказуемость и происходит за короткий период. За счет этого фактических наблюдений за диполями в Мировом океане очень мало. В работе Hughes and Miller (2017) было описано 9 модонов в средних широтах, 5 из которых образовались на континентальном склоне и двигались на восток, а 4 сформировались в открытой части океана и двигались на запад и юго-запад. Авторы предлагают два механизма формирования диполя: образование диполя в результате слияния двух монополярных вихрей разной полярности (циклона и антициклона) и смешивание внешнего кольца завихренности вокруг вихря противоположной полярности с соседней областью, превращающее монополярный вихрь в диполь. Образование вихревых структур также могут быть связаны с особым режимом течения, механизмы генерации которого ранее не были известны и заслуживают подробного изучения. Подобные течения были обнаружены на спутниковых снимках и были названы «грибовидными» течениями (Гинзбург и Федоров, 1984б). «Грибовидная струя» это неустойчивая и узкая струя, которая оканчивается двумя вихрями разной полярности, объединенными в единую структуру. Другими словами, сочетание узкой струи и пары вихрей противоположного знака представляет собой диполь, напоминающий в сечении гриб. Подобные структуры в данной работе обозначаются как «грибовидные диполи». На рисунке 1.4 представлено строение грибовидного диполя – струя (т.н. «ножка») диполя играет важную роль в его формировании, оканчиваясь двумя вихрями разной полярности (т.н. «шляпкой»). Естественные трассеры, такие как планктон или дрейфующий лед, помогают

обнаруживать грибовидные структуры в оптическом и инфракрасном диапазонах (Гинзбург и Федоров, 1984б). Размер грибовидных диполей может варьироваться в широком диапазоне от 12 до 160 км (Гинзбург и Федоров, 1984б).

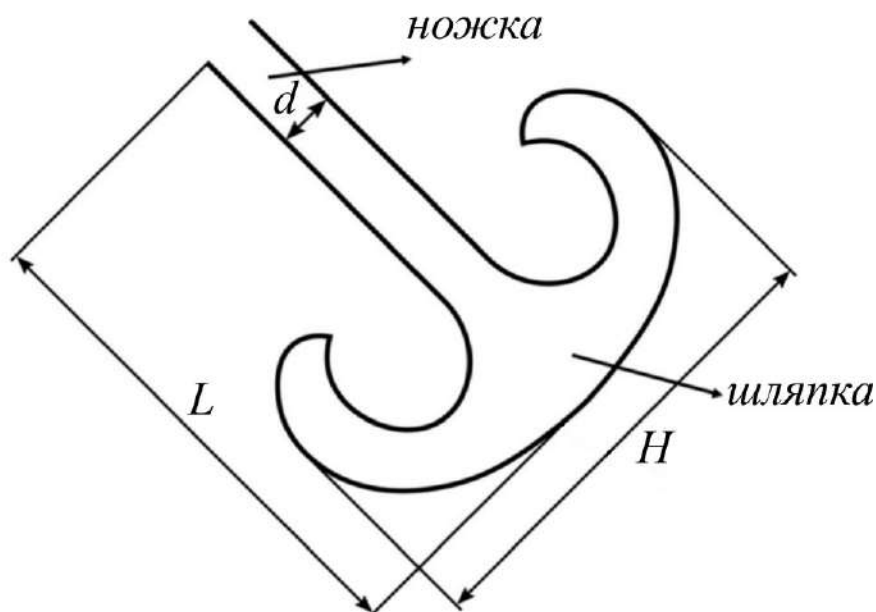


Рис. 1.4. Строение грибовидного диполя:  $L$  – длина,  $H$  – ширина «шляпки»  $d$  – ширина «ножки» (по Гинзбург и Федоров, 1984б).

Форма «шляпки» диполя может быть практически симметричной либо несколько искаженной вплоть до наличия только одной из ее частей (например, наличие только антициклона). Размышляя о механизме образования грибовидных структур, Гинзбург и Федоров (1984б) предположили, что образование диполя может быть связано с влиянием интенсивного локального импульса на поток в поверхностном слое океана. Такой импульс может возникнуть, например, из-за локализованного ветрового потока, градиента давления на уровне моря, а также при неустойчивости фронтов и течений. В шельфовых и прибрежных областях диполь может формироваться под воздействием речного стока и ветра, из-за влияния топографии, общего направления циркуляции прибрежных вод или



водообмена через проливы, связанного с приливными или нагонными явлениями (Гинзбург и Федоров, 1984б). Асимметрия вихрей в диполе связана со степенью преобладания локального углового момента, вносимого извне (Stern, 1975). Свойства диполей также зависят от формы бассейна и взаимодействия с другими вихревыми структурами. Так, потеря одного из вихрей в диполе может компенсироваться включением в диполь вихря аналогичной полярности извне. Усиление диполя при взаимодействии с вихрями разной полярности, как и ослабление при конвергенции вихрей одной полярности, способно менять изначальные траектории дипольных структур. Также диполи могут формировать т.н. «пакеты» из нескольких структур, кроме того, вихрь в диполе может привести к появлению нового независимого диполя. Эволюция диполя приводит к медленному вытягиванию каждого вихря, что сопровождается снижением относительных скоростей до нуля (Stern, 1975; Carton, 2001).

Серия работ Воропаева посвящена экспериментальным лабораторным исследованиям грибовидных диполей, краткое изложение которых можно найти в монографии (Voropaev and Afanasyev, 1994a), где рассматриваются возможные физические механизмы образования грибовидных диполей. Процесс образования и последующей эволюции грибовидных структур во времени может быть разделен на две части: начальную ( $t < T_N$ ) и конечную ( $t > T_N$ ), где  $t$  это время, а  $T_N$  это период первого этапа эксперимента. На начальном этапе источник генерирует интенсивную струю течения, образующую фронт завихренности. При этом сразу после включения источника импульса происходит перераспределение поля давления, которое индуцирует дипольное течение во всем объеме окружающей жидкости. Хотя струйное течение турбулентно, завихренность во фронтальной области имеет в основном азимутальную составляющую. В момент времени  $t < T_N$  вертикальная стратификация плотности незначительно оказывает влияние на течение и фронт завихренности распространяется со скоростью примерно в

два раза ниже скорости жидкости позади фронта (Stern and Voropaev, 1984). В результате жидкость за фронтом поступает во фронтальную область, передавая импульс, завихренность и массу за счет смешивания с окружающими водами. Если источник действует в течение достаточно долгого времени, то в момент времени  $t \approx T_N$  образуется трехмерное струйное течение с присоединенным фронтом завихренности. В данных экспериментах характерные значения  $T_N$  равны часам. Если выбран короткий промежуток времени  $T_0 < T_N$ , тогда 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  $T_0 < T_N$ ) происходит образование и рост (за счет вовлечения окружающей жидкости) компактной вихревой области. Эта область может быть локализована ( $T_0 < T_N$ ) или присоединена к потоку. При длительном промежутке времени  $t > T_N$ , фронтальная область стратифицирована. Сила тяжести влияет на вертикальную компоненту скорости, в результате чего захват окружающей жидкости через верхнюю и нижнюю поверхности становится невозможен. Дальнейшее увеличение фронтальной области происходит в основном за счет бокового вовлечения, и со временем она превращается в плоский грибовидный диполь с двумя характерными асимметричными спиральями. Таким образом, несмотря на то, что внешние параметры определяют все характеристики грибовидных диполей, в отсутствие внешнего сдвига скорости длина, ширина «шляпки», толщина струи и их конкретные значения не влияют на формирование дипольных структур. Хотя нет детального понимания того, как компонента завихренности перестраивается в преимущественно вертикальную завихренность, характерную для дипольных структур, из приведенного выше анализа становится ясно, что при образовании компактной вихревой области с горизонтальным импульсом через некоторое время стратификация трансформирует ее в грибовидный диполь (Flor et al., 1995; Johan and Fang,

1997). Несмотря на то, что характерные периоды времени  $T_N$  и  $T_0$  в экспериментах равны часам, авторы утверждают, что данная теория применима и к условиям Мирового океана (Voropaev et al., 1991).

Теоретическое обоснование данных экспериментов основано на предположении, что вся завихренность в грибовидном диполе сконцентрирована в его «шляпке», а поток вне «шляпки» потенциален. В полярной системе координат  $(r, \theta)$  с центром в «шляпке» диполя, поступательная скорость движения в направлении  $\theta = 0$  это  $\bar{U} = \frac{d\bar{x}}{dt}$ , где  $\bar{x}$  это смещение «шляпки» грибовидного 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 быть представлены в виде (Voropaev and Afanasyev, 1994a; 1994b):

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

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

где  $J_0, J_1$  это функции Бесселя,  $a = 3.83$  это первый ноль  $J_1$ ,  $R(t)$  это радиус «шляпки», увеличивающийся со временем ( $2R = H$ ). Функция тока  $\Psi_1$  описывает потенциальное течение вокруг «шляпки», функция тока  $\Psi_2$  описывает течение в диполе Ламб-Чаплыгина с распределением завихренности  $\omega = \frac{a}{R^2}\Psi_1$ . Можно вывести уравнение движения частиц грибовидного диполя в нормированной системе координат  $(\eta=r/R(t), \theta)$  (Voropaev and Afanasyev, 1994a; 1994b):

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

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

и

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{2}{3\alpha t} \left[ \frac{\alpha}{2}\eta + \left(1 - \frac{2J_1}{J_0(a)\eta}\right) \cos\theta \right], \text{ при } \eta < 1$$

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

где  $\alpha$  это безразмерная константа. При  $\eta = 1$ , координаты не определены, поскольку при этом значении вторые производные в функции тока имеют разрыв. Указанная выше система уравнений описывает динамику частиц в грибовидном диполе.

### *Результаты*

За 2013-2016 гг. в районе исследования было обнаружено 48 грибовидных диполей с продолжительностью жизни от 19 до 45 дней. Следует отметить, что диполи часто регистрируются в районе месторасположения ЛВ и в восточной части Лофотенской котловины, которая также характеризуется повышенными значениями средней и вихревой кинетической энергии, а также высоты морской поверхности (Volkov et al., 2013; Белоненко и др., 2014; Travkin and Belonenko, 2021). Поскольку вертикальный масштаб мезомасштабных вихрей в Лофотенской котловине приблизительно составляет 1000 м, мы применили лагранжев метод для горизонта 541 м, являющийся центром ядер вихрей (Sandalyuk et al., 2020). Грибовидные диполи рассматривались как на поверхности, так и на глубине 541 м.

### *Лагранжевы карты*

Основное внимание сосредоточено на квазипостоянном грибовидном диполе, находящимся в восточной части Лофотенской котловины. Данный диполь был идентифицирован на большинстве лагранжевых карт за 2013-2016 гг., причем вне зависимости от сезона.

На рисунке 1.5 показаны лагранжевы S- и A-карты за 20 октября 2013 г. На S-карте цветом обозначена дистанция, которую проходят лагранжевы частицы за 15 суток до даты наблюдения. На рисунке 1.5а показан грибовидный диполь на глубине 541 м в районе  $69,2^{\circ}$ с.ш.,  $10,0^{\circ}$  в.д., направленный на юго-восток. Струя диполя, разделяющаяся на две части, формирует «шляпку» диполя. «Шляпка» образуется именно из струи

(«ножки»), в результате чего оба разнонаправленных вихря окружены дугообразной струей другого потока. Векторы течений, направленные на юго-восток, также обнаружены на данном горизонте и на  $\Lambda$ -карте (рис. 1.5b).

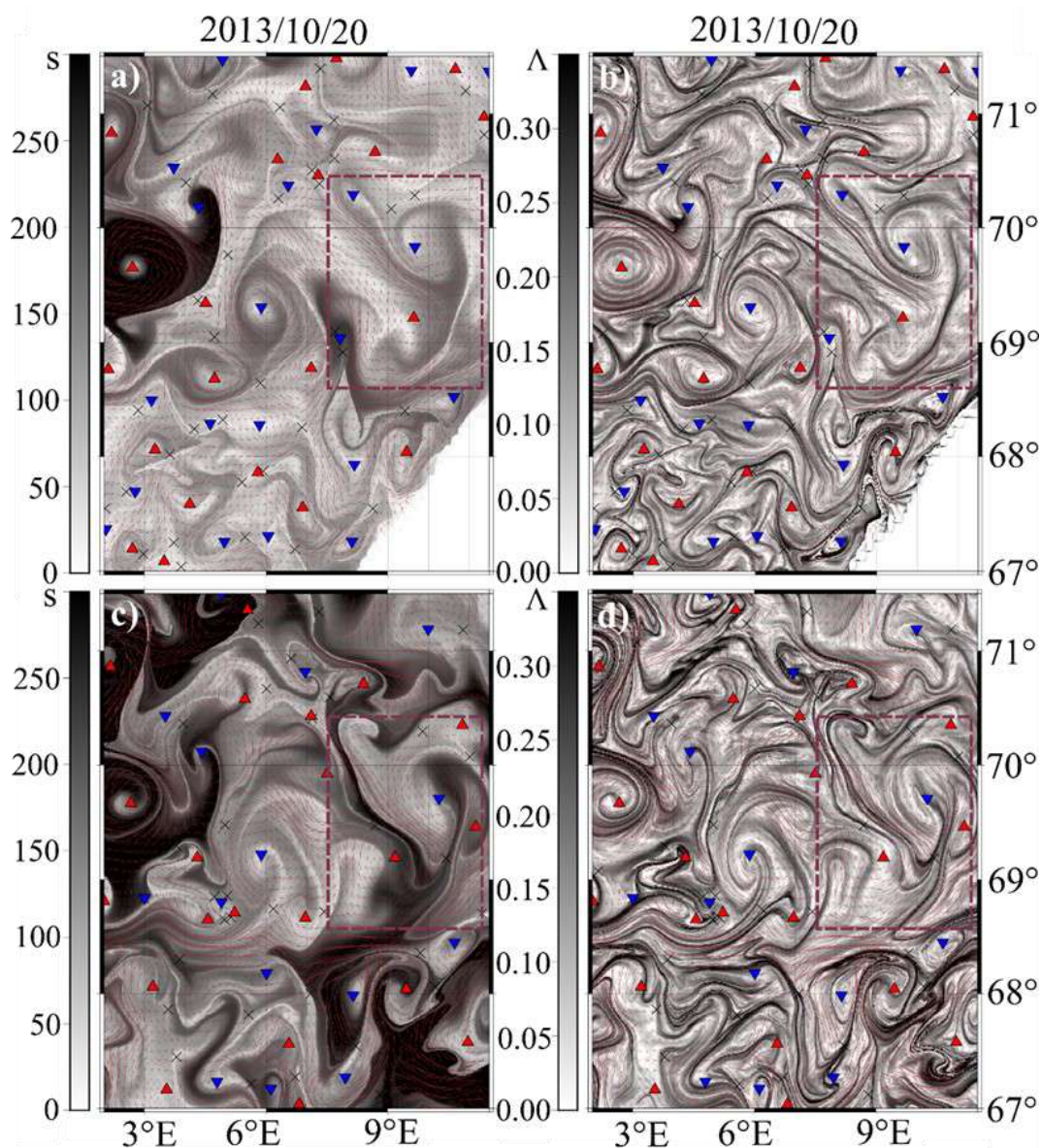


Рисунок. 1.5. Лагранжевы карты района исследования за 20 октября 2013 г.: а) S- и б)  $\Lambda$ -карты для горизонта 541 м; с) S- и d)  $\Lambda$ -карты для поверхности моря. Направленными вверх (красными) и вниз (синими) треугольниками показаны эллиптические точки, связанные с центрами антициклонов и циклонов, крестиками отмечены гиперболические точки. Значения на S-картах даны в км, значения на  $\Lambda$ -картах даны в 1/сут.

Черные кривые (гребни) на рис. 1.5b и d соответствуют «притягивающим лагранжевым когерентным структурам», которые приблизительно показывают расположение т.н. неустойчивых многообразий наиболее крупных гиперболических точек области, обозначаемых крестиками (см. Prants et al., 2017). Гребни между циклоном и антициклоном диполя как на поверхности, так и на глубине 541 м связаны с гиперболическими точками севернее диполя. Они существуют достаточно долгий период времени, что подтверждает существование в данной области квазипостоянного диполя. Роль подобных гребней между вихрями двойка. С одной стороны, они очерчивают ядро струйных течений, формирующих диполь. Также они очерчивают фронтальную ось между противоположно направленными струйными течениями (рис. 1.5). С другой стороны, гребни являются своеобразными «барьерами», облегчающими перенос частиц вдоль них и значительно затрудняя поперек.

В центрах вихрей «шляпки» значения на S-карте достигают 50 км, тогда как в ее передней части значения близки к 220 км. Это означает, что скорости в различных частях диполя могут варьироваться в более чем 4 раза. В среднем, ширина «шляпки» диполя ( $H$ ) составляет 170 км, длина ( $L$ ) равна 150 км, ширина струи ( $d$ ) порядка 40-60 км. Это свидетельствует о том, что размер элементов грибовидного диполя значительно превышает локальные значения бароклинного радиуса деформации Россби ( $R_d$ ), равного 6-8 км и определяемого по формуле  $R_d = \frac{NH}{n\pi f}$ , где  $N = \sqrt{-\left(\frac{g}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z}\right)}$  – частота Вайселя–Брента,  $H$  – глубина моря,  $n$  – номер бароклинной моды,  $f = 2\Omega \sin \varphi$  – параметр Кориолиса,  $\Omega$  – угловая скорость вращения Земли вокруг оси (Новоселова и др., 2020). Таким образом, число Бюргера анализируемого диполя ( $Bu = \frac{R_d^2}{L^2}$ ) составляет 0,0016-0,0028. Сравнивая обнаруженный грибовидный диполь с аналогичными структурами, наблюдаемыми при помощи спутниковых снимков, можно заметить, что диполь в Лофотенской

котловине превышает ранее обнаруженные структуры в районах южнее Исландии, восточнее Камчатки, в восточной части Черного моря, а также в Балтийском и Японском морях (Гинзбург и Федоров, 1984б). Скорее всего, механизм формирования диполей в Лофотенской котловине обусловлен совместным влиянием динамических причин и топографии. Стоит отметить, что грибовидный диполь формируется на склоне топографической депрессии, тогда как струя грибовидного диполя направлена вдоль изобаты 3000 м перпендикулярно континентальному склону. Данная область носит название «Лофотенский уступ» и характеризуется повышенными значениями градиентов топографии:  $\approx 2000$  м на 30 км. Именно в этом месте происходит образование «шляпки» диполя. Струя, как бы «ударяясь» о континентальный склон, образует вихри разной полярности. Однако на поверхности, где влияние топографии не столь значительно, дипольная структура также присутствует, хоть и не столь отчетливо (рис. 1.5с, d). Другим подтверждением топографической природы анализируемого грибовидного диполя являются специфические особенности выбранной области (рис. 1.6-1.9).

### *Средние течения*

В поле средних скоростей течений за 2011-2019 гг. грибовидный диполь отчетливо выделяется как на поверхности, так и на глубине 541 м (рис. 1.6). Струя диполя ориентирована на юго-восток вдоль изобаты 3000 м и области как положительных, так и отрицательных локальных экстремумов высоты морской поверхности соответствуют месторасположению вихрей диполя. Стоит отметить, что на карте поверхностных осредненных скоростей течений ярче видна область циклонической завихренности в левой части диполя, тогда как на горизонте 541 м отчетливее прослеживается уже правая (антициклоническая) область диполя (рис. 1.6). Сравнение рисунков 1.5 и 1.6 демонстрирует, что грибовидный диполь на глубине 541 м развит сильнее, по сравнению с поверхностью моря, где линии тока в районе «шляпки» не

замкнуты. Поскольку вихри диполя видны на осредненных картах скоростей, это означает, что наблюдаемая грибовидная структура достаточно стабильна.

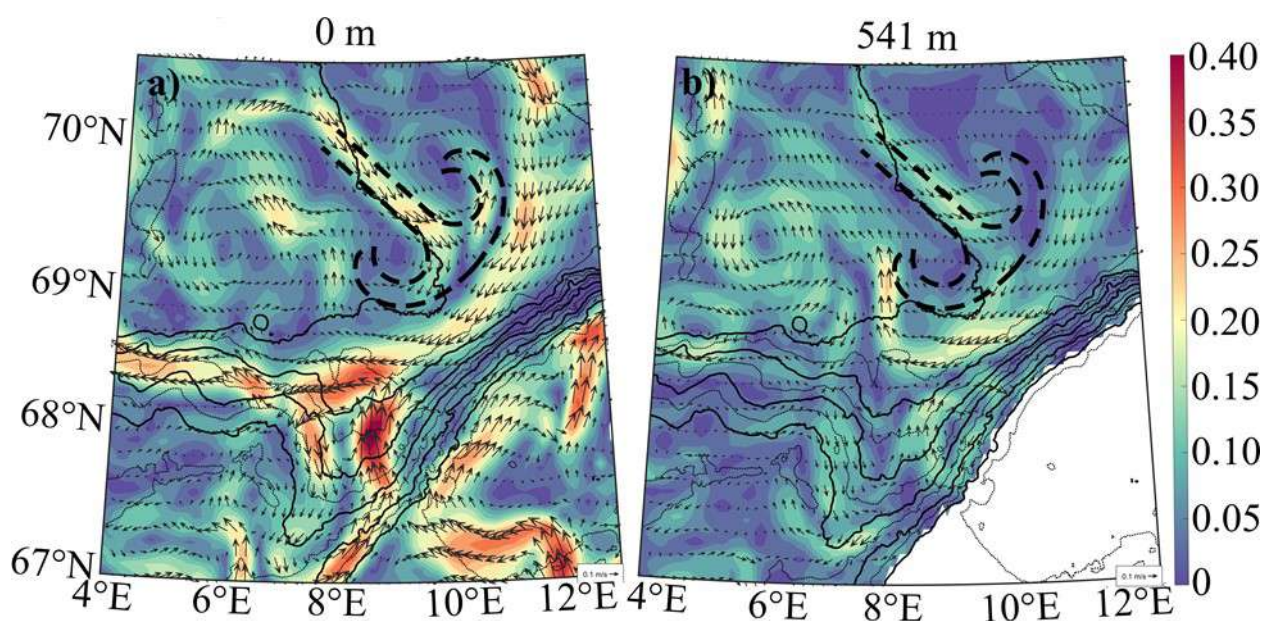


Рисунок. 1.6. Осредненные за 2011-2019 гг. скорости течений (м/с) на поверхности (а) и на глубине 541 м (b).

Анализ S- и Л-карт за 2013-2016 гг. демонстрирует, что в восточной части Лофотенской котловины формируются довольно часто и показывают относительную стабильность. Так, 30 октября 2013 г. исследуемый диполь диссипировал, но уже через две недели на его месте появился новый диполь примерно с теми же свойствами. Основные характеристики анализируемого на основе лагранжевых карт диполя описаны ниже:

(1) Продолжительность жизни—грибовидный диполь на горизонте 541 м появился 4 октября 2013 г. и с 10 по 30 октября был достаточно стабильным. С 30 октября начался его быстрый распад.

(2) Горизонтальное смещение—обнаружено незначительное смещение центра циклона грибовидного диполя. Так, циклон сместился на восток примерно на 38 км за 14 дней (с 10 по 24 октября 2013 г.). Скорость перемещения циклона составляет 1,65 км/сут (~2 см/с).



(3) Расстояние между центрами вихрей—антициклон, расположенный южнее, локализован и практически не меняет своего положения. Вкупе с перемещением циклона на восток это приводит к незначительному смещению грибовидного диполя в южном направлении. Расстояние между центрами вихрей увеличивается с 77 до 94 км. Скорость данного увеличения незначительна и составляет 0,7 км/сут (0,8 см/с).

(4) Размеры циклона и антициклона диполя—с 12 по 24 октября 2013 г. наблюдалось постепенное увеличение масштабов вихрей. Так, циклон увеличился приблизительно на 18 км (с 37 до 55 км), а антициклон на 9 км (с 28 до 37 км).

*Температура, относительная завихренность и функция тока*

На поверхности моря и горизонте 541 м была рассчитана относительная завихренность  $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ , нормированная на параметр Кориолиса  $f$  ( $f = 1.666 \cdot 10^{-4} \text{с}^{-1}$ ). На рисунке 1.8 заметно, что диполь отчетливо выделяется на обоих горизонтах. Струя диполя представлена в виде сдвигового течения, тогда как вихри диполя показаны завихренностью разного знака. Другим компонентом диполя является «шляпка», которая «закрывает» дипольную структуру. Данная «шляпка» обладает положительной завихренностью и также проявляется в виде струи, почти перпендикулярной основной струе диполя. На рисунке 1.7 также показано, что число Россби  $Ro = \frac{\zeta}{f} < 1$ , что подтверждает применимость квазигеострофической теории к грибовидному диполю.

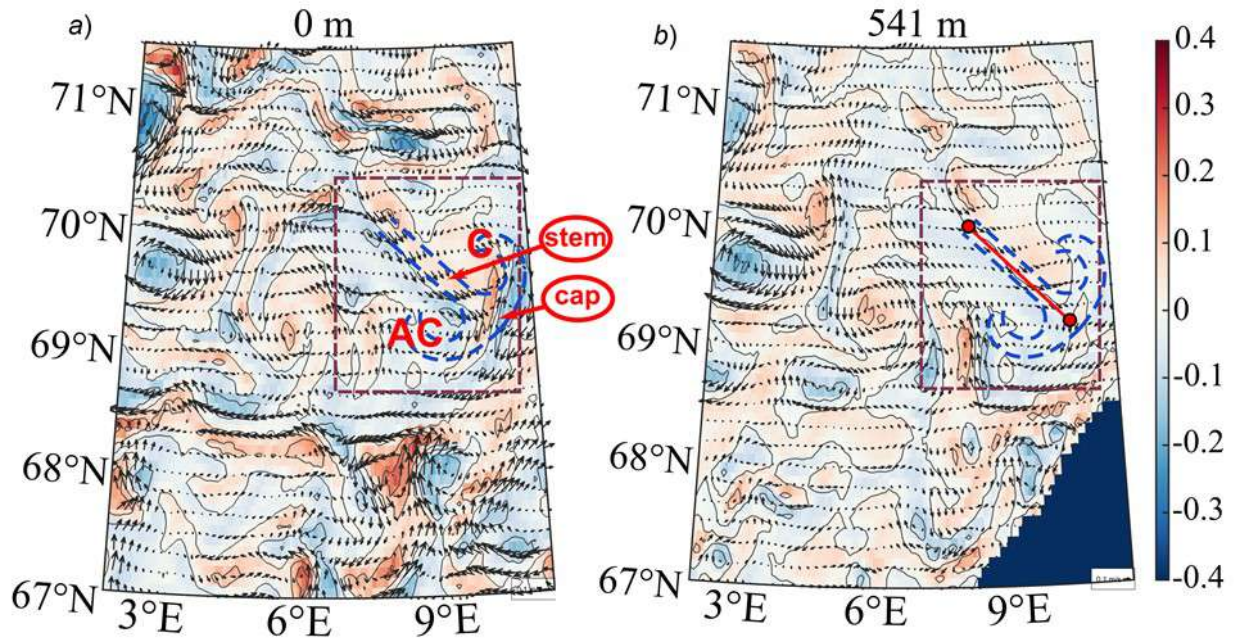


Рисунок 1.7.  $\zeta/f$ : относительная завихренность, нормированная на параметр Кориолиса  $f$  на поверхности (a) и горизонте 541 м (b). Район месторасположения грибовидного диполя отмечен красным прямоугольником. AC и C обозначают антициклон и циклон диполя, соответственно. Положение «шляпки» (cap) и «ножки» или струи (stem) диполя отмечено красными стрелками. Красная линия вдоль диполя отображает область вертикального профиля для температуры и скорости течений (рис. 1.10).

Анализируемый диполь также отчетливо проявляется в поле функции тока. На рисунке 1.8 заметно, что изолинии функции тока отображают как «ножку», так и «шляпку» диполя. Плотность морской воды и функция тока были рассчитаны при помощи термодинамического уравнения TEOS-10 и метода Каннингема (Cunningham, 2000; IOC, SCOR and IAPSO, 2010). Функция тока позволяет выделить грибовидную структуру в рассматриваемой области, а изолиния  $1,25 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$  четко очерчивает форму диполя. На рисунке 1.8a хорошо показано, что в районе струи диполя значения функции тока выше  $-0,9$ , тогда как в «шляпке» диполя величины варьируются от  $-1,35$  до  $-1$ . Максимальные значения функции тока наблюдаются в циклонической части

диполя (рис. 1.8а). Из рисунка 1.8b отчетливо заметно, что диполь характеризуется отрицательными аномалиями температуры с локальным минимумом в центре циклона (до  $-1,25^{\circ}\text{C}$ ). Тогда как незначительные отрицательные аномалии (менее  $-0,5^{\circ}\text{C}$  по модулю) зафиксированы в районе антициклонического вихря. Наибольшие положительные аномалии температуры были обнаружены в районе струи диполя (более  $0,5^{\circ}\text{C}$ ).

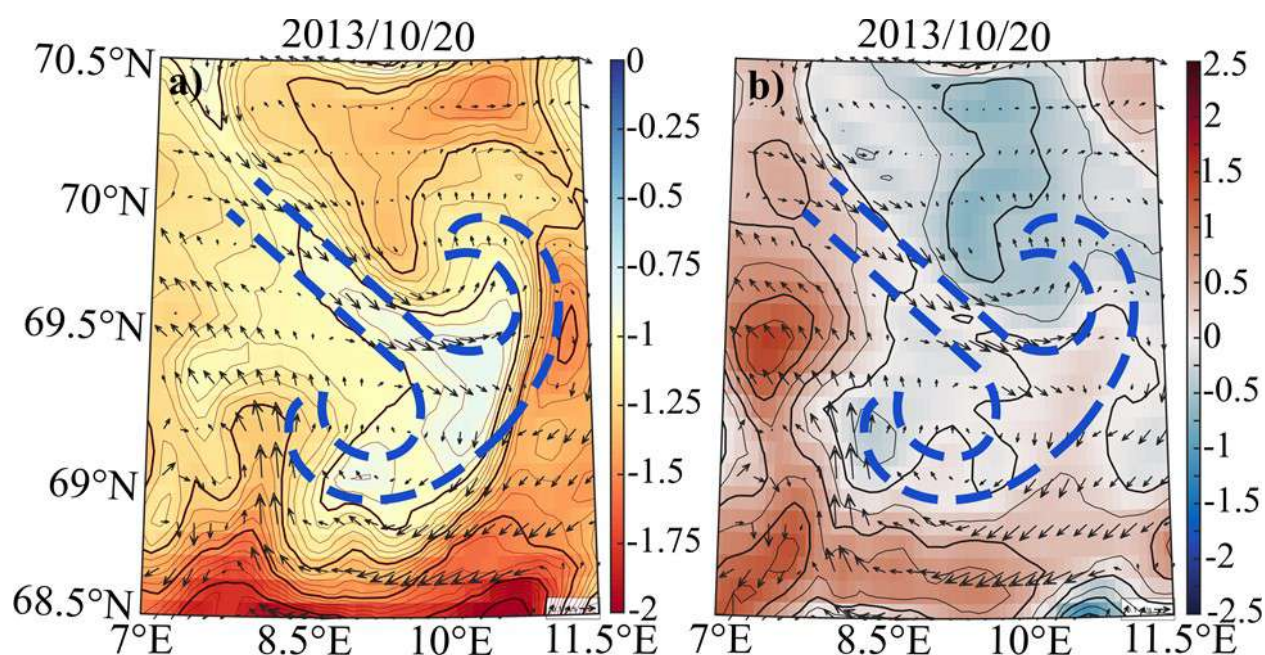


Рисунок 1.8. а) функция тока (изолинии проведены через каждые  $0,05 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$ );  
 б) аномалии температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ , изолинии проведены через каждые  $0,25^{\circ}\text{C}$ ) на горизонте 541 м.

### *Высота морской поверхности и скорости течений*

Грибовидная структура, проявляющаяся на лагранжевых картах, в картах функции тока и температуры воды, также отчетливо заметна и по значениям высоты морской поверхности и скоростей течений. На рисунке 1.9 показано, как струя диполя следует изобате  $-0,55 \text{ м}$ , при этом разделяя диполь на две части – область локального максимума (до  $-0,50 \text{ м}$ ) в ядре антициклонического вихря и область локального минимума в районе ядра циклона (значения менее  $-0,625 \text{ м}$ ). В дальнейшем в диполе наблюдается

повышение высоты морской поверхности до максимальных значения (порядка -0,45 м) в ядре антициклона, при этом значения в циклоне меняются незначительно. Район струи диполя характеризуется повышенными скоростями течений (более 0,15 м/с), тогда как в «шляпке» диполя наблюдаются значения от 0,05 до 0,10 м/с с минимальными значениями в центрах разнонаправленных вихрей. В дальнейшем область максимальных значений смещается на восток, что соответствует направлению распространения диполя.

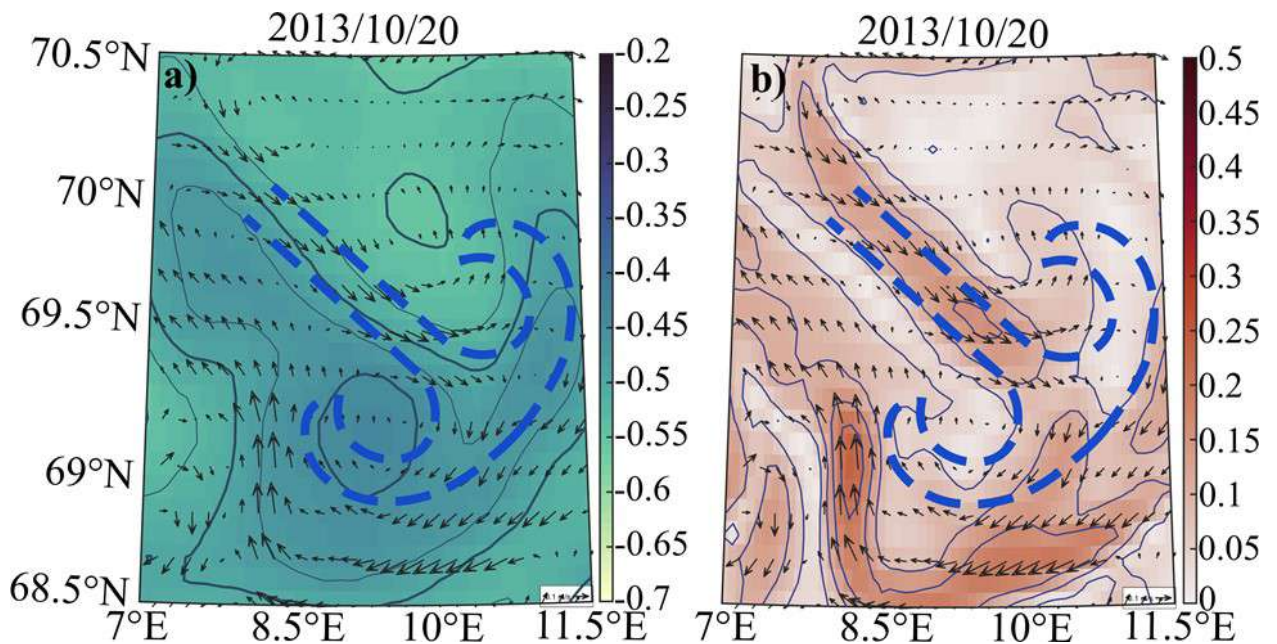


Рисунок. 1.9. а) высота морской поверхности (м, изолинии проведены через каждые 0,1 м); б) скорости течений (м/с, изолинии проведены через каждые 0,1 м/с) на горизонте 541 м.

#### *Вертикальная структура диполя*

Вертикальная структура грибовидного диполя проявляется как в температурных аномалиях, так и в скоростях течений. Это можно проследить в слое от 0 до 800 м по аномалиям температуры воды, причем динамический сигнал диполя прослеживается до самого дна (рис. 1.10). Так, в центральной части струи диполя наблюдаются существенные азимутальные скорости течений вплоть до 1200 м (рис. 1.10б). Можно заметить, что температурные

аномалии отрицательны в слое 200-400 м вдоль грибовидного диполя (рис. 1.10а). В слое 400-600 м замечены отрицательные значения в «ножке» диполя, при этом в районе его «шляпки» (от  $9,7^\circ$  в.д. до  $10,5^\circ$  в.д.) значения положительны. Максимальные скорости (до  $0,225$  м/с) наблюдаются в передней части диполя на глубине 0-250 м, причем значения резко снижаются к его границе. Ниже 600 м скорость течений не превышает  $0,10$  м/с (рис. 1.10б).

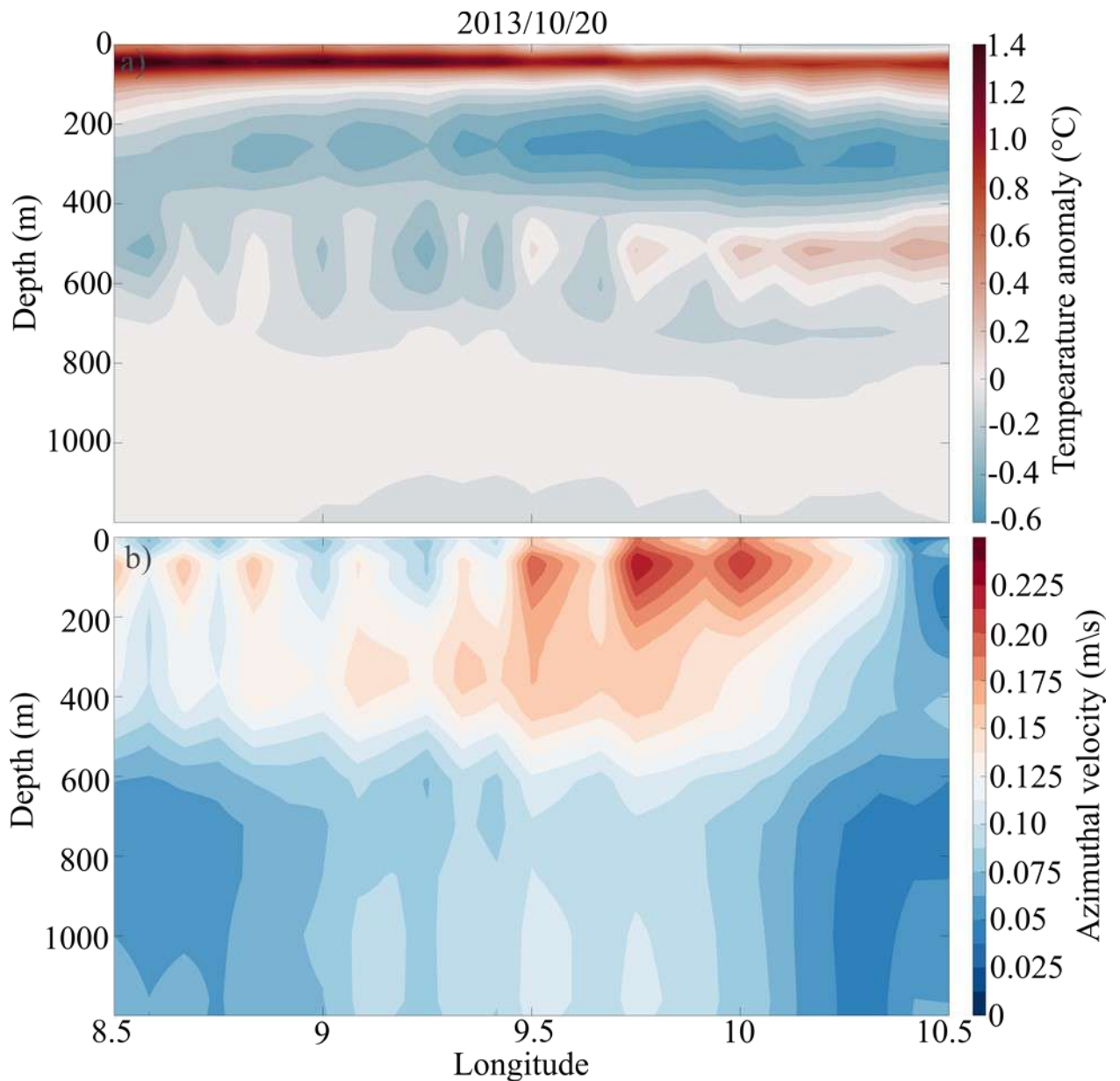


Рис. 1.10. Вертикальные профили через грибовидный диполь (см. рис. 1.7): аномалий температуры воды (а,  $^\circ\text{C}$ ), азимутальной скорости течений (б, м/с).

*Обсуждение и выводы*

Район Лофотенской котловины Норвежского моря является динамически активным регионом с благоприятными условиями для образования мезомасштабных вихрей. При этом в большинстве работ о лофотенских вихрях рассматриваются именно монополярные структуры, поэтому изучение диполей в данной области является уникальным (Bosse et al., 2019; Travkin and Belonenko, 2019; Sandalyuk et al., 2020; Сандалюк и Белоненко, 2021). За период с 2013 по 2016 гг. было обнаружено 48 грибовидных диполей с продолжительностью жизни от 19 до 45 суток. Была подробно описана эволюция одного из них, причем появление изучаемого диполя характерно для рассматриваемого района (рис. 1.5). Поскольку информации о динамике данного типа мезомасштабных вихрей мало, нами был собран наиболее информативный материал о данной теме из литературных источников. Это относится как к двум теориям о генерации и эволюции диполей, так и к модельным экспериментам и результатам натурных наблюдений (Stern, 1975; Ларичев и Резник, 1976; Voropaev and Afanasyev, 1994a; 1994b; Hughes and Miller, 2017; Lahaye et al., 2020).

Для подробного анализа в восточной части Лофотенской котловины был выбран грибовидный диполь, существовавший более 3 недель – с 4 октября по 5 ноября 2013 г. Нельзя сказать, что данный диполь появился одномоментно. Образование данного диполя объясняется топографическими факторами, а его отличительные черты (шляпка и ножка) формировались постепенно. На данном месте диполь появляется периодически (примерно раз в сезон) и существует достаточно долгий период времени (около 45 суток). В течение этого периода грибовидный диполь проходит основные фазы существования: появление, эволюцию и разрушение. Были проанализированы лагранжевы карты, которые позволяют четко описать структуру диполя. Ширина «шляпки» грибовидного диполя составляет 170 км, его длина равна 150 км, ширина струи (ножки) 40-60 км. Как и большинство мезомасштабных структур, этот грибовидный диполь имеет ограниченный период

существования и постепенно исчезает к началу ноября 2013 г. Однако мы склонны считать, что данный диполь является квазипостоянным, поскольку он постоянно проявляется на карте осредненных за 2013-2016 гг. скоростей течений.

Сравнение лагранжевых карт для поверхности и горизонта 541 м показало, что грибовидные структуры могут иметь баротропную составляющую. Действительно, были получены значения числа Бюргера 0,0016-0,0028, что на порядок меньше значений, полученных в работе Lahaye et al. (2020). Возможно, это связано с тем, что в нашей работе мы рассматриваем диполь именно грибовидной формы. Столь малые значения числа Бюргера свидетельствуют о том, что стратификация влияет на формирование и эволюцию грибовидного диполя в меньшей степени, по сравнению с другими гидродинамическими факторами, определяющими его развитие. Несмотря на то, что диполь имеет четкую структуру со шляпкой и ножкой, на поверхности они претерпевают незначительные изменения: антициклон там менее развит, а линии тока в передней части «шляпки» не замкнуты. Возможно, это связано с тем, что формирование диполя начинается в промежуточном слое, когда поток упирается в континентальный склон. Исследуемый диполь представлен узкой вытянутой струей с высокой скоростью (более 0,15 м/с) и шляпкой, состоящей из двух разнонаправленных вихрей с азимутальными скоростями от 0,05 до 0,10 м/с. В процессе эволюции грибовидного диполя его размеры изменились: с 12 по 24 октября 2013 г. он увеличивался, а после 24 октября уменьшался. Увеличение радиусов вихрей за этот период составило примерно 18 км (с 37 до 55 км) для циклона и 9 км (от 28 до 37 км) для антициклона.

Установлено, что грибовидные диполи могут образовываться в океане и без участия ветра, поскольку они прослеживаются в полях средних скоростей течений. Мы также предполагаем, что грибовидные диполи имеют топографическую природу в Лофотенской котловине, поскольку они в основном образуются в районах значительного изменения топографии. Так,

градиент топографии значителен и равен  $\frac{\partial H}{\partial l} = 2,5 \cdot 10^{-2}$ , где  $l$  это перпендикуляр к изобате склона,  $H$  это глубина.

Возможно, механизм образования таких диполей связан с тем, что грибовидный диполь упирается в стенку Лофотенской котловины. Так, баротропный или бароклинный поток наталкивается на препятствие в виде уклона морского дна и разделяется в районе склона на две части, формируя два разнонаправленных вихря. Эти вихри формируют диполь, ограниченный спереди распространяющимся вдоль склона течением. По вертикали диполь прослеживается от 0 до 800 м по аномалиям температуры воды и до самого дна по скоростям течений. Распределение скорости течений в диполе по вертикали отличается от оценок, полученных для ядра ЛВ (Bashmachnikov et al., 2017; Fer et al., 2018). Скорости грибовидного диполя максимальны в струе и минимальные в передней части шляпки.

Подводя итог, можно сказать, что помимо монопольных вихрей, дипольные структуры также представляют собой значимые примеры мезомасштабной вихревой динамики Мирового океана и заслуживают пристального изучения. Также можно отметить, что анализ лагранжевых карт вкупе с традиционными методами изучения океанологических полей является перспективным методом изучения грибовидных структур.

### **1.5 Кинетическая и потенциальная энергия мезомасштабных вихрей Норвежского моря**

Энергия в Мировом океане делится на среднюю и вихревую кинетическую энергию (МКЕ и ЕКЕ, соответственно), а также на среднюю и доступную потенциальную энергию (МРЕ и АРЕ, соответственно). Известно, что АРЕ обозначает разность между общей потенциальной энергией жидкости в данный момент времени и такой потенциальной энергией жидкости аналогичной массы, если бы она существовала в таком же бассейне после перехода в стабильное эталонное состояние, при котором изостерическая и изобарическая поверхности располагаются на одном уровне (Reid et al., 1981).



Таким образом, APE представляет собой ту часть потенциальной энергии системы, которая способна преобразовываться в кинетическую энергию при помощи обратимых адиабатических процессов. Кинетическая энергия Мирового океана традиционно делится на МКЕ и ЕКЕ. Как правило, ЕКЕ применяется для изучения временной и пространственной мезомасштабной изменчивости Мирового океана (Kang and Curchitser, 2017; White and Heywood, 1995; Новоселова и др., 2024).

В Лофотенской котловине происходит активный переход одних типов энергии в другие (Zhmur et al., 2023). Так, работа силы плавучести способствует увеличению APE крупномасштабной циркуляции. В свою очередь, APE может генерировать мезомасштабные вихри и, таким образом увеличивать вихревую кинетическую энергию (Gill et al., 1974). В конечном итоге, в динамически активных областях и в районах крупномасштабных течений переходные процессы доминируют и вихревая кинетическая энергия на порядок превосходит среднюю кинетическую (Gill et al., 1974; Chelton et al., 2011b).

Анализ связи между активностью вихрей и градиентами изопикн показал, что основная часть мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины генерируется неустойчивостью в пограничных течениях и фронтальных зонах Норвежского моря (Trodahl and Isachsen, 2018; Travkin and Akhtyamova, 2023). Потенциальная энергия подобных вихрей может в 1,5 раза превышать их кинетическую энергию, при этом при трансформации вихря его кинетическая энергия может уменьшиться в 3 раза, а потенциальная в 1,7 раза (Жмур и др., 2022). Результаты натурных исследований показали, что в ядре ЛВ значения APE и ЕКЕ равны  $3,4 \cdot 10^{14}$  Дж и  $5,9 \cdot 10^{14}$  Дж, соответственно (Fer et al., 2018). При этом среднее вихревое число Бюргера  $Bu_E$  составляет 1,75 (D'Asaro, 1988). Данные значения в 10-20 раз превышают оценки, полученные для Лофотенского вихря и антициклонического вихря в Северной Атлантике (Søiland et al., 2016; Fernández-Castro et al., 2020). Установлено, что ЕКЕ и APE

ниже 1500 м почти не изменяется, что связано со слабыми градиентами плотностной стратификации и незначительными скоростями (Bosse et al., 2019).

Целью данной главы является оценка слагаемых общей энергии в Лофотенской котловине: средней и вихревой кинетической энергии, доступной потенциальной и кинетической энергии Лофотенского вихря, а также анализ их изменчивости. Перераспределение энергии рассматривается в период наибольшей интенсивности глубокой конвекции (январь – март) и в летний период (июнь – август). Детальное изучение данных процессов позволит уточнить представления о мезомасштабной динамике Лофотенской котловины и значении кинетической и потенциальной энергии в регенерации Лофотенского вихря.

### *Результаты*

На рисунке 1.11 показано пространственное распределение слагаемых кинетической энергии в Лофотенской котловине. Можно заметить, что максимальные значения ЕКЕ сконцентрированы в районе месторасположения ядра ЛВ (до  $250 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ ) (рис. 1.11а). Также повышенные значения (до  $100\text{--}130 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ ) наблюдаются в северо-западной и восточной частях Лофотенской котловины, а также на континентальном склоне Норвегии. В остальных частях котловины величина ЕКЕ не превышает  $50 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ .

Для МКЕ в Лофотенской котловине характерны более низкие значения, по сравнению с ЕКЕ (рис. 1.11б). Наибольшие значения (до  $190 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ ) также зафиксированы в районе ЛВ. Стоит отметить, что максимумы ЕКЕ соответствуют центральной части ЛВ (примерно  $69,8^\circ$  с.ш.,  $4,8^\circ$  в.д.), тогда как значения МКЕ в этой области близки к нулю, а повышенные значения МКЕ наблюдаются на периферии вихря. Также повышенные значения МКЕ фиксируются вдоль изобат, следуя топографии котловины (рис. 1.11б). Такая особенность объясняется расположением основных струй Норвежского

склонового и Норвежского фронтального течений (рис. 1). Разность между ЕКЕ и МКЕ положительна на большей части Лофотенской котловины, при этом максимум наблюдается в районе ядра ЛВ, а существенные значения в центральной и восточной частях Лофотенской котловины. С другой стороны, на периферии ЛВ разность отрицательна, а в районе плато Воринг и в западной части Лофотенской котловины она близка к нулю.

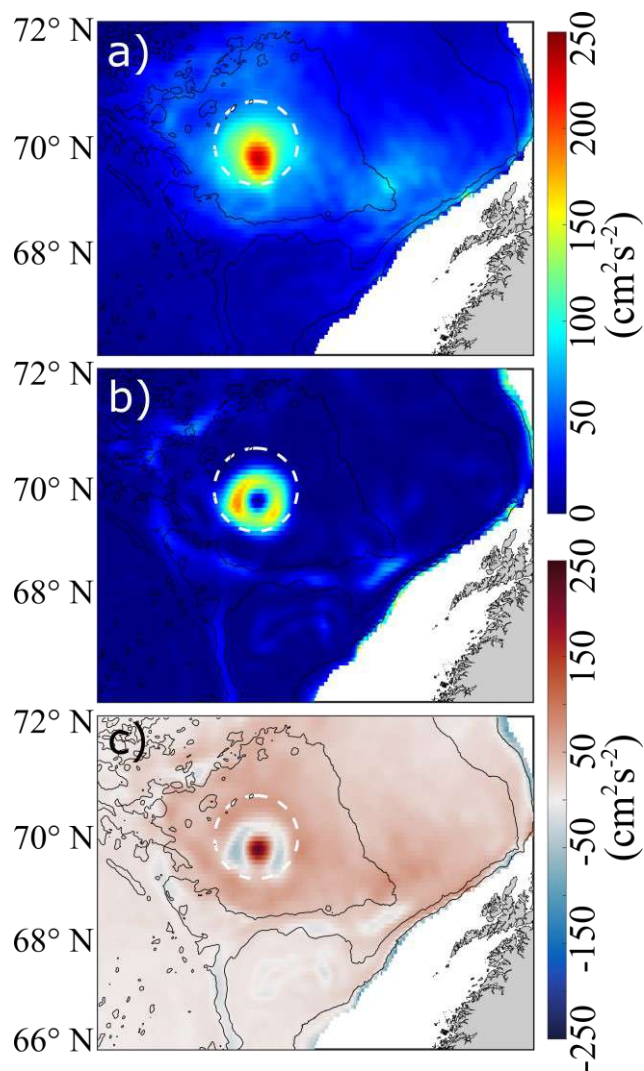


Рис. 1.11. Пространственное распределение на горизонте 500 м: а – ЕКЕ; б – МКЕ; с – разность ЕКЕ и МКЕ. Осреднение за период 2010–2018 гг. Черными линиями показаны изобаты 1000, 2000 и 3000 м.

Вертикальное распределение данных характеристик показано на рисунке 1.12. Для зимнего периода брались осредненные оценки с января по

март, для летнего с июня по август. Можно заметить, что на всех горизонтах от 0 до 1000 м ЕКЕ превосходит МКЕ. Наиболее ярко это заметно в слое от 100 до 500 м, где разность наибольшая. Стоит также отметить наличие ярко выраженной сезонной изменчивости, приводящей к увеличению как ЕКЕ, так и МКЕ в зимний сезон, по сравнению с летним периодом (рис. 1.12).

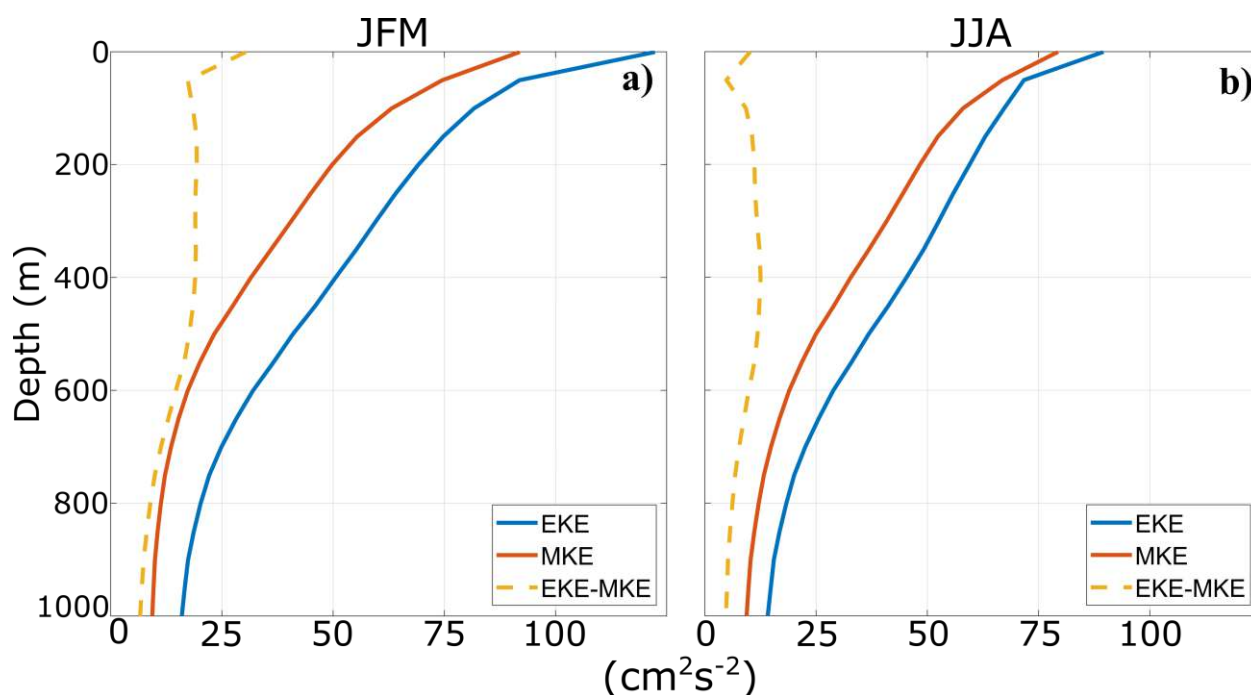


Рис. 1.12. Вертикальные профили многолетних значений ЕКЕ (синяя линия), МКЕ (красная линия) и их разности (ЕКЕ – МКЕ) (желтая линия): а – январь – март (JFM); б – июнь – август (JJA).

На рисунке 1.13 показана эволюция объемных значений доступной потенциальной и кинетической энергии, а также числа Бюргера для ЛВ. Заметно, что эволюция  $ARE_V$  характеризуется положительным значимым трендом, тогда как для КЕ какой-либо значимый тренд отсутствует. Подобное увеличение  $ARE_V$  может быть связано с заглублением изостерических поверхностей в Лофотенской котловине в связи с происходящими климатическими изменениями в Северной Атлантике и Арктическом бассейне (Новоселова и Белоненко, 2020). Полученные оценки  $ARE_V$  и КЕ в целом близки со значениями из более ранних исследований (Søiland et al., 2016;

Fernández-Castro et al., 2020). Так, для ЛВ свойственно доминирование  $ARE_V$  (от  $0,1 \cdot 10^{15}$  до  $5,5 \cdot 10^{15}$  Дж) над  $KE$  (от  $0,2 \cdot 10^{14}$  до  $3,0 \cdot 10^{14}$  Дж), что приводит к величине  $Bu_E$  порядка  $0,02$ – $0,13$  (рис. 1.13). Также для  $ARE_V$  установлено наличие значимого положительного тренда, равного  $0,23 \cdot 10^{15}$  Дж/год, приводящего к уменьшению вихревого числа Бюргера (рис. 1.13).

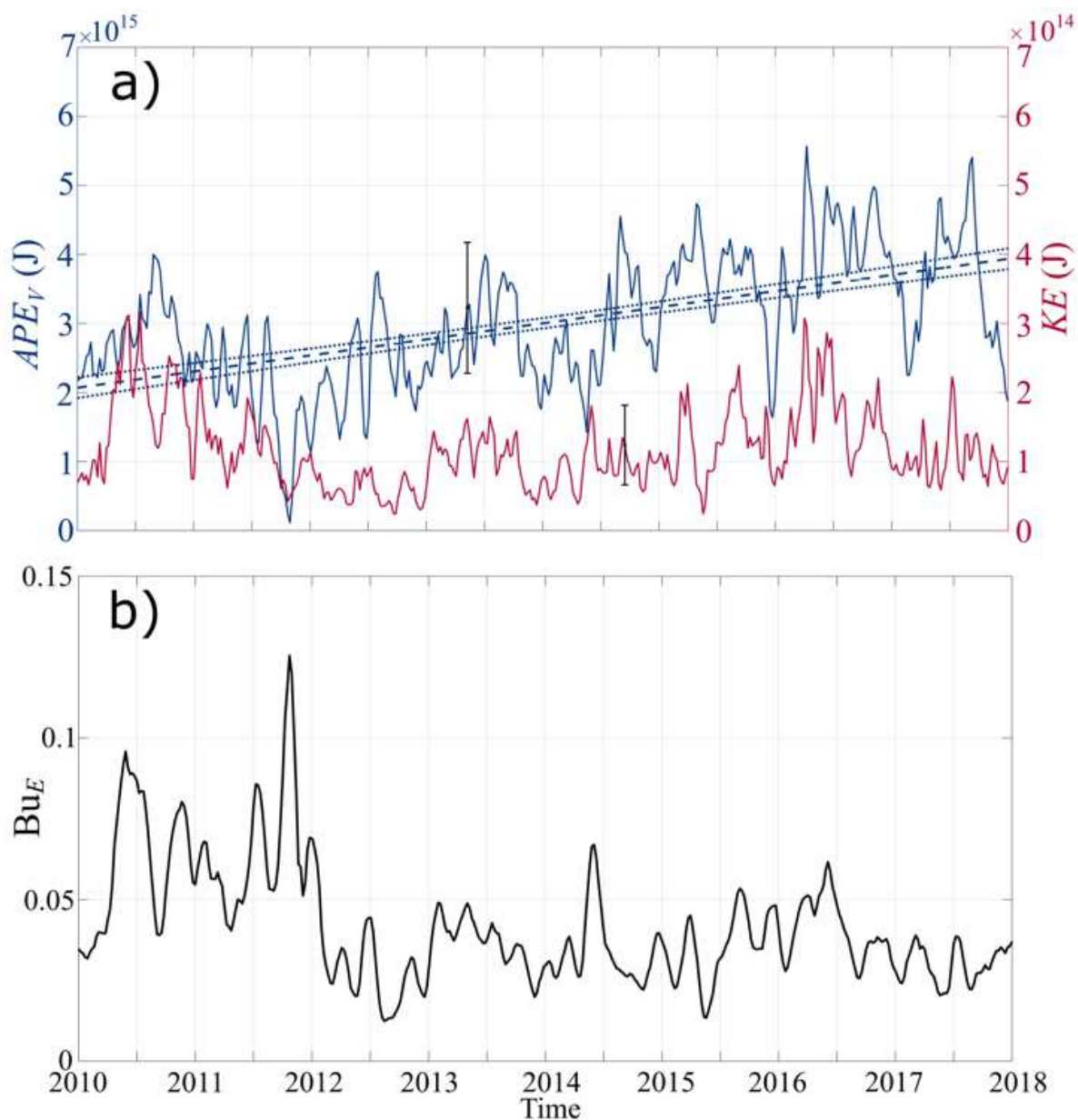


Рис. 1.13. Временной ход  $ARE_V$  (синяя кривая) и  $KE$  (красная кривая) и линейный тренд  $ARE_V$  (синяя штриховая линия) с доверительными интервалами (синие пунктирные линии) (а); эволюция вихревого числа Бюргера (b)

Вертикальные профили  $APe_V$ ,  $KE$  и  $Bu_E$ , построенные с еженедельным осреднением, а также осредненные за 2010-2018 гг., представлены на рисунке 1.14. Заметно, что  $APe_V$  может иметь отрицательные значения в слое от 0 до 400 м. Это свидетельствует о более плотных водных массах в ЛВ, по сравнению с окружающими вихрь водами. В промежуточном слое (200-800 м) фиксируется наиболее быстрое изменение  $APe_V$ . При этом максимальное среднее значение  $APe_V$  зарегистрировано на горизонте 700 м, что свидетельствует о значительных градиентах плотности, обусловленных смещением изопикн. В целом, наибольшие значения  $APe_V$  наблюдаются в слое от 600 до 900 м. Значения  $KE$  положительны и постепенно уменьшаются с глубиной (рис. 1.14). Наибольшие значения наблюдаются в поверхностном слое от 0 до 300 м. В дальнейшем значения  $KE$  снижаются, причем наиболее интенсивно в слое от 750 до 1000 м. Все вышеперечисленное приводит к тому, что максимальные значения числа Бюргера фиксируются в слое от 0 до 500 м, причем отдельные значения превышают 1,75 по модулю (рис. 1.14). Максимальные градиенты числа Бюргера характерны для района месторасположения ядра ЛВ (300-400 м).

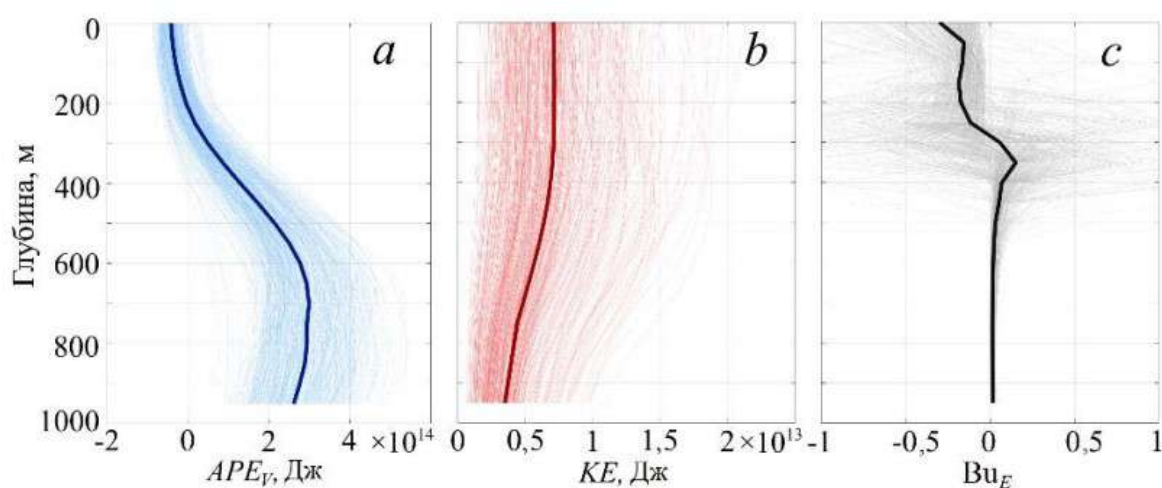


Рис. 1.14. Вертикальные профили (тонкие линии)  $APe_V$  (a),  $KE$  (b), вихревого числа Бюргера  $Bu_E$  (c) в Лофотенском вихре. Среднее значение каждой величины показано толстой линией.

Наибольший интерес представляют графики скорости баротропного и бароклинного преобразования энергии, демонстрирующие конверсию составляющих общей энергии между собой (рис. 1.15 и 1.16). На рисунке 1.15 заметно, что наиболее активными энергоактивными зонами Лофотенской котловины является район месторасположения ЛВ, а также стрежень Норвежского склонового течения. Стоит отметить, что в различных частях ЛВ наблюдаются как положительные, так и отрицательные существенные величины. Такое чередование красных и синих областей в зоне вихря свидетельствует об активном переходе вихревой кинетической энергии в среднее поле, и наоборот. В зимний период в западной части ЛВ находится область отрицательных значений, тогда как в центральной и южной частях располагается область положительных величин. Таким образом, для ядра ЛВ характерен переход энергии от среднего поля (МКЕ) в ЕКЕ. Очевидно, подобная особенность свидетельствует об устойчивости ЛВ и его постоянном местонахождении в данном районе. В летний период в западной и юго-восточной частях периферии ЛВ наблюдаются области отрицательных значений, свидетельствующие о трансформации энергии из ЕКЕ в МКЕ (рис. 1.15). Подобное чередование районов с положительными и отрицательными вертикальными скоростями в ЛВ подробно анализируется в работе Колдунов и Белоненко (2020). Авторы объясняют такую особенность влиянием Норвежского склонового течения. Вероятно, симметричное расположение районов с положительными и отрицательными значениями ВТ также связано с влиянием течения.

Второй энергоактивной областью района исследования является область Норвежского склонового течения. Так, в западной части течения наблюдаются отрицательные значения ВТ, а в восточной части положительные (рис. 1.15). Детальный анализ данного феномена представлен в работе Raj et al., 2020. Стоит отметить, что в летний период преобразование энергии как в районе ЛВ,

так и в районе Норвежского склонового течения происходит более интенсивно, по сравнению с зимним периодом (рис. 1.15).

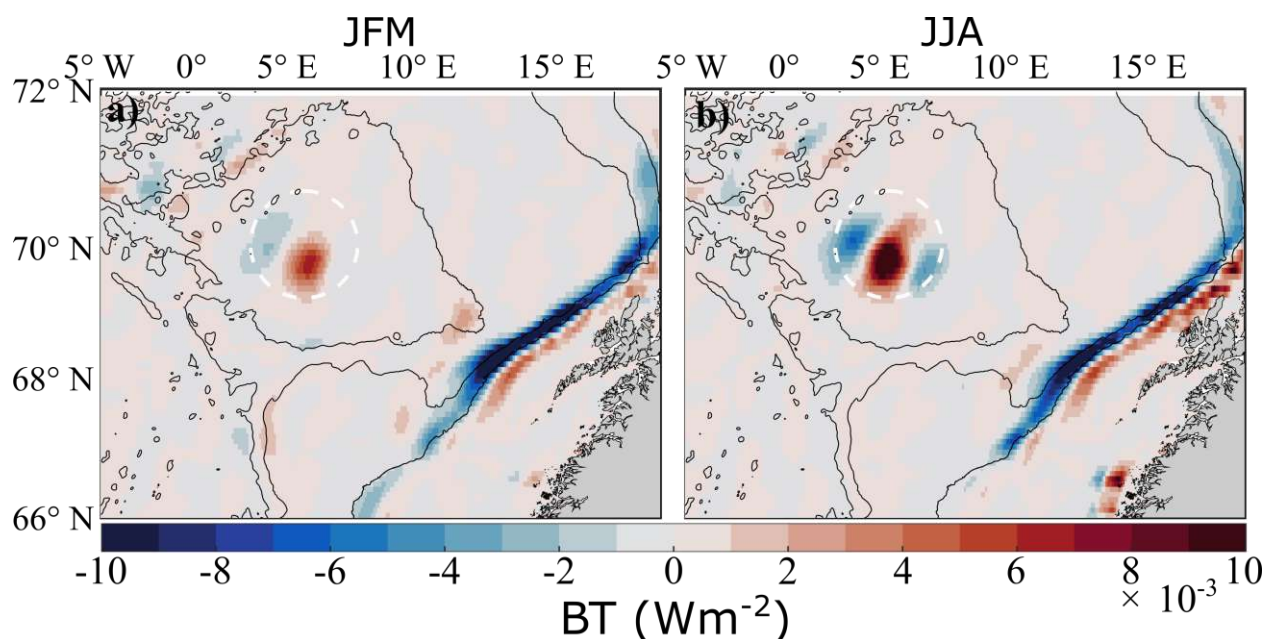


Рис. 1.15. Пространственное распределение ВТ (преобразование МКЕ в ЕКЕ), интегрированное в верхнем 500-метровом слое моря за период: а – январь – март (JFM); б – июнь – август (JJA). Черными линиями показаны изобаты 1000, 2000 и 3000 м.

Положительные значения ВС на рисунке 1.16 свидетельствуют о переходе МРЕ в АРЕ, а отрицательные о переходе в обратном направлении. Можно заметить, что в зимний период значения ВС превышают более чем в 4 раза аналогичные значения для летнего периода. Причиной столь резкой интенсификации ВС в зимний период является слабая стратификация верхнего слоя, а также малые значения частоты Вейсяля-Брента в результате формирования мощного квазиоднородного слоя. Наибольшие значения наблюдаются в центральной и восточной частях Лофотенской котловины, а также над континентальным склоном Норвегии. Удивительно, но в прилегающем районе Норвежской котловины значения ВС не столь существенны (рис. 1.16). В зимний период в районе континентального склона



формируется вытянутая вдоль изобат область отрицательных значений, тогда как в летний период в данном районе регистрируются положительные значения. В районе ЛВ в летний период прослеживается чередование двух областей: отрицательной в центральной части вихря и положительной в восточной части ЛВ.

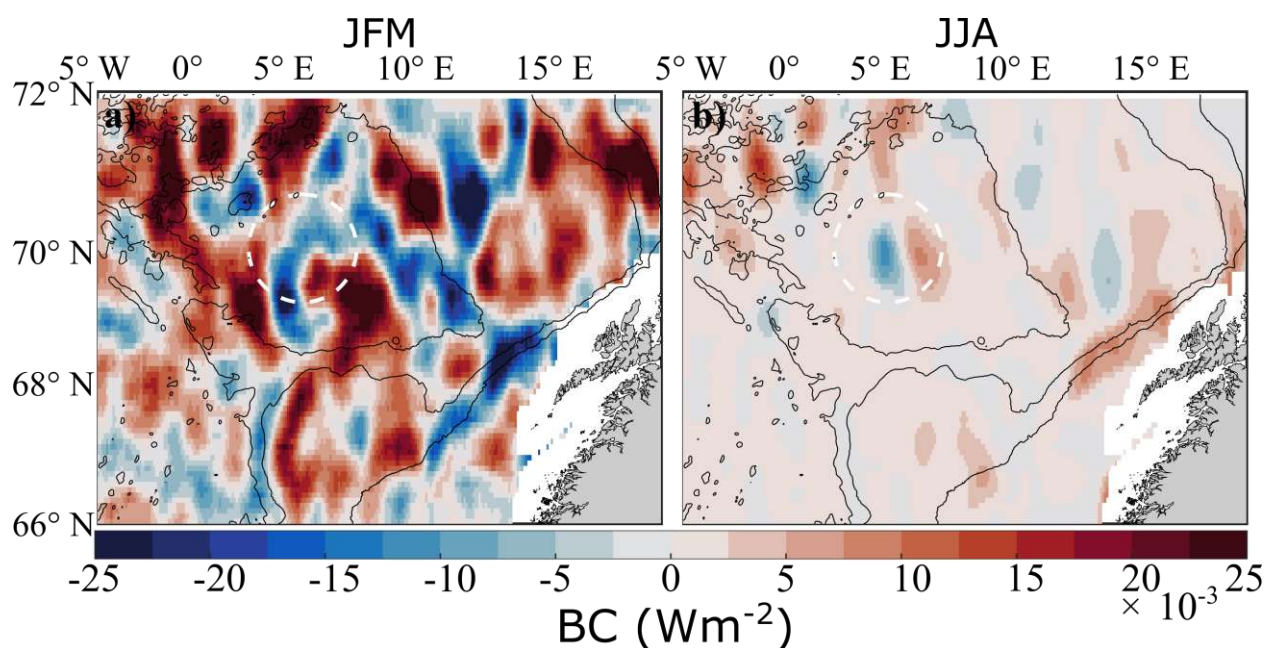


Рис. 1.16. Пространственное распределение ВС (преобразование MPE в APE), интегрированное в верхнем 500-метровом слое моря за период: а – январь – март (JFM); б – июнь – август (JJA). Черными линиями показаны изобаты 1000, 2000 и 3000 м.

### Выводы

Показано, что в ядре ЛВ существенные значения вихревой кинетической энергии, тогда как на периферии вихря доминируют средние значения кинетической энергии. Анализ вертикальных профилей кинетической энергии свидетельствует об увеличении мезомасштабной вихревой активности в зимний период, по сравнению с летним, при этом вихревая составляющая доминирует на всех исследуемых горизонтах от 0 до 1000 м. Установлено, что доступная потенциальная энергия ЛВ на порядок превосходит кинетическую

энергию, причем демонстрирует положительный линейный тренд. Наличие значимого положительного тренда с коэффициентом  $0,23 \cdot 10^{15}$  Дж/год свидетельствует о заглублинии изопикнических поверхностей, которое, в свою очередь, связано с климатическими изменениями в Северной Атлантике и Арктическом бассейне. Рост доступной потенциальной энергии способствует уменьшению вихревого числа Бюргера в ЛВ. В поверхностном слое от 0 до 300 м обнаружены отрицательные значения доступной потенциальной энергии ЛВ. Максимальные значения доступной потенциальной энергии в вихре зафиксированы на горизонте 700 м, тогда как наибольший вклад в потенциальную энергию вносит слой 600–900 м. Максимальные значения кинетической энергии наблюдаются в слое от 0 до 300 м. С увеличением глубины КЕ медленно уменьшается, ускоряя снижение после 750 м. Таким образом, наибольший вклад в кинетическую энергию вихря вносит слой 0–400 м. Вихревое число Бюргера существенно меняется в слое от 0 до 400 м, значения для отдельных профилей достигают 1,75.

Графики скорости баротропного преобразования энергии ВТ (МКЕ → ЕКЕ) демонстрируют наличие в зоне вихря разнонаправленных потоков. Так, в зимний период наблюдается дипольная структура, тогда как в летний период трипольная, причем в районе ЛВ потоки летом более существенны. Район Норвежского склонового течения характеризуется отрицательными значениями ВТ на западе и положительными на востоке как в летний, так и в зимний период.

С другой стороны, для скорости бароклинного преобразования энергии ВС (МРЕ → АРЕ) характерна резкая интенсификация в зимний период, что связано с ослаблением плотностной стратификации за счет значительной зимней конвекции. В данный период в Лофотенской котловине образуются области с преобладанием положительных значений ВС, тогда как в районе Норвежского склонового течения формируется область отрицательных значений. Зимой повышенные значения бароклинной неустойчивости

наблюдаются по всей Лофотенской котловине, причем бароклинная неустойчивость многократно превосходит баротропную. Однако летом баротропная неустойчивость превышает соответствующие значения ВС.

### **1.6 Влияние топографии на формирование квазипостоянного Лофотенского вихря**

Несмотря на то, что в настоящий момент существует большое число статей, посвященных динамике и термохалинным свойствам ЛВ, влияние топографии на его формирование практически не рассматривалось (Belonenko et al., 2021a). При помощи численных экспериментов с чашеобразным бассейном, Щепеткин продемонстрировал, что первоначально турбулентный поток стремится сформировать циклоническую циркуляцию вдоль периферии бассейна, при этом в центре бассейна формируется антициклонический вихрь (Shchepetkin, 1995). Ранее, при помощи экспериментов с вращающимся бассейном было установлено, что если горизонтальный масштаб вихрей меньше размеров котловины, то топографический бэта-эффект будет способствовать перемещению по циклонической траектории антициклонов вниз по склону в центр топографического понижения, тогда как циклоны будут двигаться вверх по склону (Carnevale et al., 1991). Таким образом, циклоническое распространение антициклонов в глубоководную часть Лофотенской котловины и их последующее слияние друг с другом может рассматриваться как механизм, отвечающий за образование и стабильность квазипостоянного ЛВ и его нахождение в центральной части котловины. Данная гипотеза была подробно рассмотрена и подтверждена численными экспериментами с вихреразрезающим разрешением, также доказавшими существенное влияние вихрей на образование и регенерацию ЛВ (Volkov et al., 2015). Таким образом, топографическое строение Лофотенской котловины может способствовать тому, что антициклонический ЛВ находится в центральной части котловины и не покидает ее пределов, лишь двигаясь внутри нее по квазициклонической траектории (Benilov, 2005; Блошкина и

Иванов, 2016). Основной целью данной части нашего исследования является изучение роли донной топографии в формировании ЛВ. В частности, мы стремимся ответить на следующие вопросы: (i) Почему квазипостоянный антициклонический вихрь образуется в Лофотенской котловине, но в Норвежской? (ii) Будут ли характеристики антициклонического вихря в центре Лофотенской котловины отличны при разных типах донной топографии? (iii) Как изменчивость мезомасштабной вихревой динамики влияет на образование ЛВ? (iv) Как донная топография влияет на глубину ВКС в Норвежском море? (v) Существует ли связь между глубиной ВКС и мезомасштабной вихревой активностью?

Для ответа на данные вопросы мы провели четыре численных эксперимента с модифицированной топографией морского дна, но с реалистичным форсингом и условиями на боковых границах (рис. 1.1).

## *Результаты*

### *Средняя циркуляция Норвежского моря*

На рисунке 1.17 показаны линии тока, построенные на основе средних скоростей для горизонта 95 м. На графиках отчетливо заметны основные структуры крупномасштабной циркуляции при экспериментах ТОРО1-4. Как и предполагалось, основные течения исследуемого района следуют вдоль изобат. Можно заметить, что отсутствие плато Воринг в экспериментах ТОРО2 и ТОРО3 существенно влияет на циркуляцию (рис. 1.17). С другой стороны, отсутствие границы между котловинами благоприятно влияет на водообмен между ними. Антициклонический ЛВ образуется в экспериментах ТОРО1 и ТОРО2, при этом вихрь не обнаруживается в экспериментах ТОРО3 и ТОРО4. Стоит отметить, что размер вихря в эксперименте ТОРО2 чуть больше, по сравнению с размером вихря в эксперименте ТОРО1. Интересно, что в эксперименте ТОРО3 Лофотенский вихрь не формируется в Лофотенской котловине, тогда как в глубоководной части Норвежской котловины образуется квазипостоянный антициклонический вихрь (рис. 1.17).

Однако следует помнить, что в ТОРО3 мы сгладили рельеф морского дна Норвежской котловины и удалили подводные горы и хребты. Так, в ТОРО4 (эксперименте с реалистичный рельефом Норвежской котловины) антициклонический вихрь в Норвежской котловине уже не формируется. Исходя из вышеперечисленного, становится понятно, что благоприятный рельеф морского дна представляет собой необходимое условие для образования квазипостоянного вихря в центре топографической депрессии. Так, антициклонический вихрь, образующийся в Норвежской котловине в ТОРО3, имеет схожие размеры и интенсивность с ЛВ в эксперименте ТОРО1.

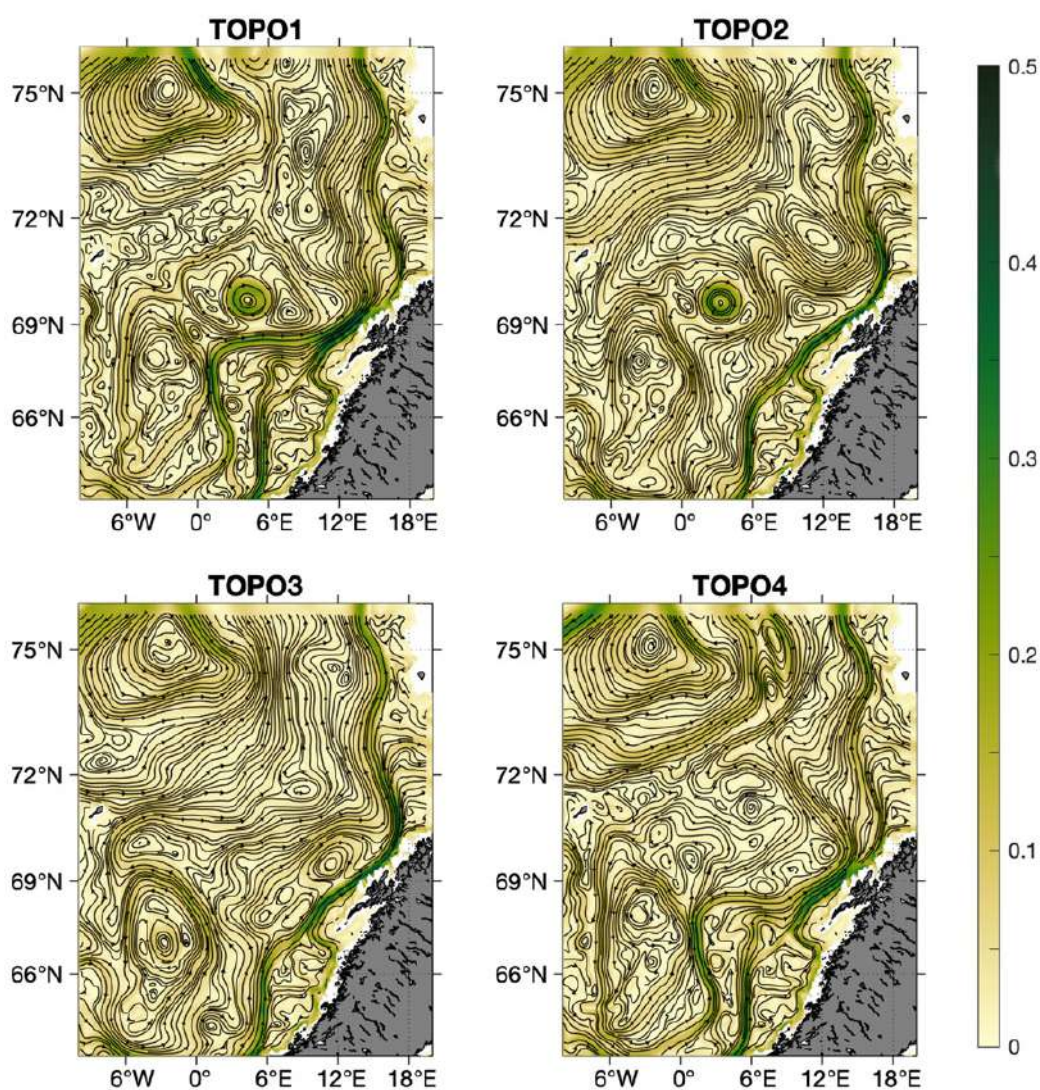


Рис. 1.17. Средние скорости течений (м/с) и линии тока для горизонта 95 м при экспериментах ТОРО1-4.

*Вертикальные разрезы через Лофотенскую и Норвежскую котловины*

Поскольку квазипостоянному ЛВ уделено основное внимание данной работы, мы рассмотрели два вертикальных разреза. Первый разрез проходит вдоль  $69,72^\circ$  с.ш. и пересекает в Лофотенской котловине центр ЛВ (см. эксперимент ТОРО1 на рис.1.18). Второй разрез выполнен через  $67,02^\circ$  с.ш. и пересекает центр квазипостоянного вихря, образованного в Норвежской котловине в эксперименте ТОРО3 (см. эксперимент ТОРО3 на рис.1.18). На рисунке 1.18 заметно, что максимальные скорости в Лофотенской котловине зафиксированы в районе ЛВ (см. эксперименты ТОРО1-2 на рис.1.18). Связанные с ЛВ значительные скорости можно проследить до самого дна, тогда как наибольшие скорости сконцентрированы в ядре вихря в верхнем слое от 0 до 1000 м. В эксперименте ТОРО1 также отчетливо прослеживается мощная ветвь Норвежского Фронтального течения. Стоит отметить, что существенные (более 15 см/с) скорости Норвежского Фронтального течения прослеживаются до самого дна (3250 м). Такая особенность не встречается в эксперименте ТОРО2, в котором Норвежское Фронтальное течение ослаблено (рис. 1.18). В эксперименте ТОРО1 также наблюдается усиление Норвежского Склонового течения с максимальными скоростями в верхнем 500-метровом слое, тогда как в ТОРО2 данная ветвь Норвежского течения менее выражена. В эксперименте ТОРО3 скорости незначительны, небольшое увеличение отмечается лишь вблизи побережья Норвегии на глубинах до 500 м. В эксперименте ТОРО4 отмечается усиление ветвей Норвежского течения, тогда как в центре Лофотенской котловины скорости незначительны (рис. 1.18).

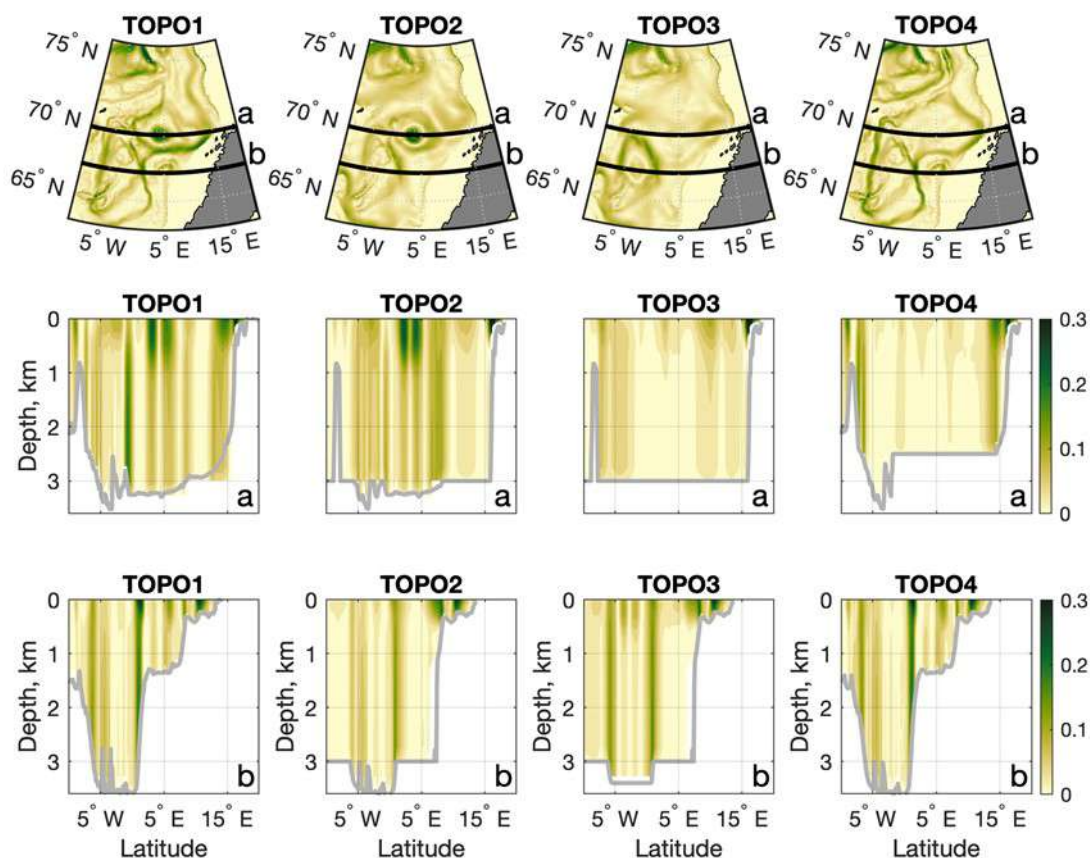


Рис. 1.18. Средние скорости на глубине 500 м (сверху) и вертикальные разрезы через  $69,72^\circ$  с. ш. (a) и  $67,02^\circ$  с. ш. (b) для экспериментов ТОРО1-4.

На рисунках 1.19 и 1.20 показаны средние значения температуры и солёности воды на горизонте 500 м, а также вдоль разрезов. Отчетливо заметен перенос теплых и соленых вод от Норвежского склонового течения в западном направлении. В экспериментах ТОРО1 и ТОРО2 протяженность ЛВ по вертикали превышает 1300 м, тогда как вихрь в Норвежской котловине прослеживается по температуре и солёности на меньших глубинах. В ТОРО3 вихрь в центре Норвежской котловины проявляется на глубинах вплоть до 1100 м. В эксперименте ТОРО4 квазипостоянный вихрь не образуется ни в одной из котловин.

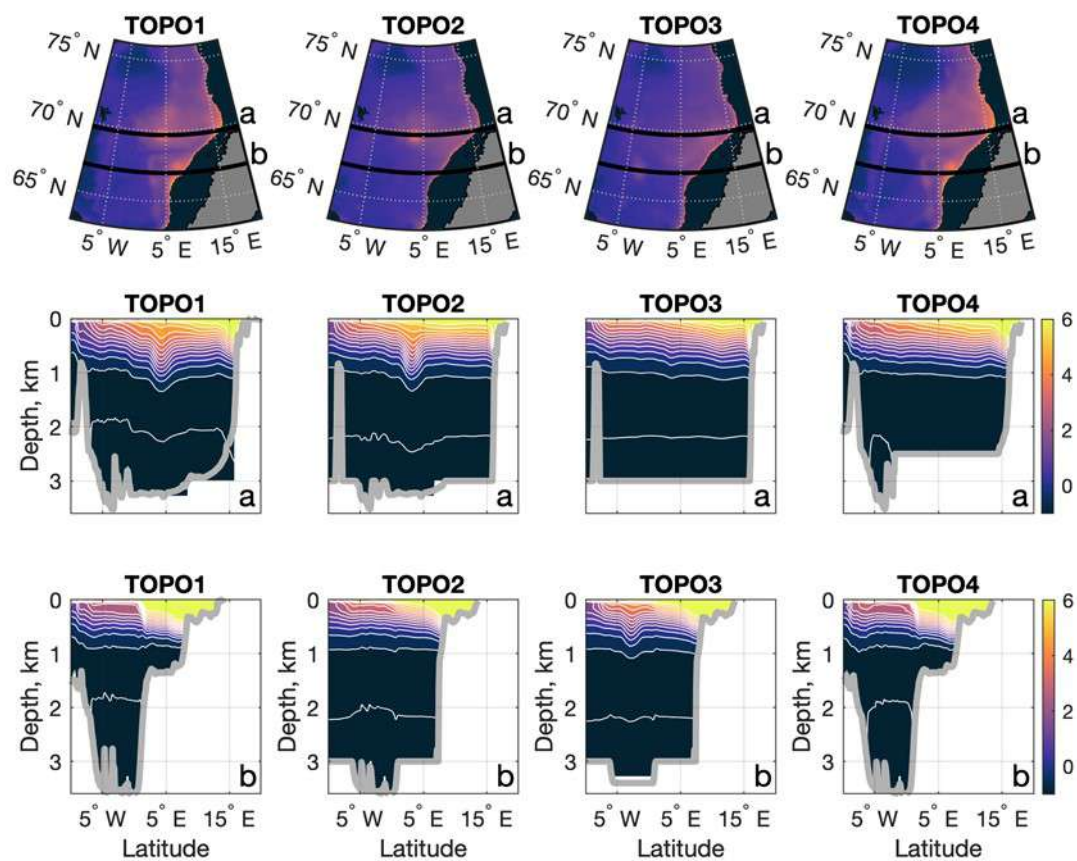


Рис. 1.19. Температура воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) на глубине 500 м (сверху) и вертикальные профили температуры воды через  $69,72^{\circ}$ с.ш. (a) и (b) в экспериментах TOPO1-4.



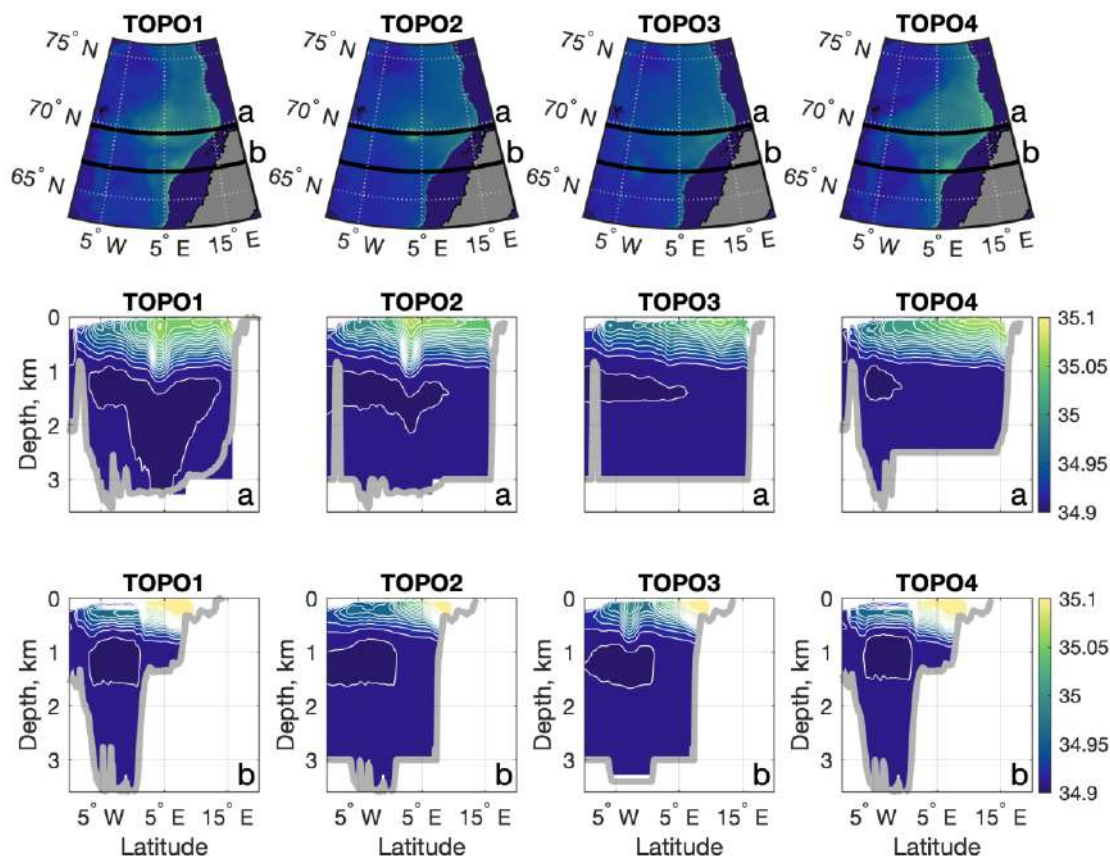


Рис. 1.20. Соленость воды (psu) на глубине 500 м (сверху) и вертикальные профили солености воды через 69,72°с.ш. (a) и (b) в экспериментах ТОРО1-4.

В эксперименте ТОРО1 квазипостоянный антициклон в центре ЛВ образуется после шести месяцев с запуска модели MITgcm. В июле 1992 года крупный антициклон наблюдался в центре Лофотенской котловины (69,8° с.ш., 5,9° в.д.). Данный вихрь медленно перемещался внутри котловины и существовал вплоть до самого конца эксперимента (рис. 1.21). Важно отметить, что в эксперименте ТОРО1 в каждый момент времени отмечалось наличие нескольких крупных антициклонов. На рис. 1.21 видно, что данные вихри концентрируются в районах основных течений исследуемого района, поскольку их происхождение связано с баротропной и бароклинной неустойчивостью. В эксперименте ТОРО2 формирование ЛВ происходит на один месяц раньше, по сравнению с ТОРО1. В ТОРО3 мезомасштабная

вихревая активность значительна в Лофотенской и Норвежской котловинах, при этом в центре Лофотенской котловины не происходит образование квазипостоянного вихря. Удаление топографического барьера между котловинами позволяет антициклонам, образованным в Лофотенской котловине, проникать в Норвежскую котловину и вовлекаться в циклоническую циркуляцию, следуя  $f/H$  контурам (рис. 1.22). Эксперимент ТОРО4 показывает, насколько велика роль топографии морского дна и, в частности, границы, разделяющей две котловины Норвежского моря между собой. Так, при исчезновении плато Воринг и хребта Хельгеланд Норвежское море становится единым районом, в котором различные типы мезомасштабной активности активны по всему бассейну. В отличие от эксперимента ТОРО3, граница между бассейнами существует в ТОРО2 и ТОРО4, что приводит к повышенной вихревой активности в Лофотенской котловине и практически ее полному отсутствию в Норвежской котловине в данных экспериментах (рис. 1.22). Таким образом, вероятно, плавный рельеф морского дна без значительных морских гор и хребтов является наиболее важным фактором для формирования квазипостоянного вихря в Норвежской котловине.

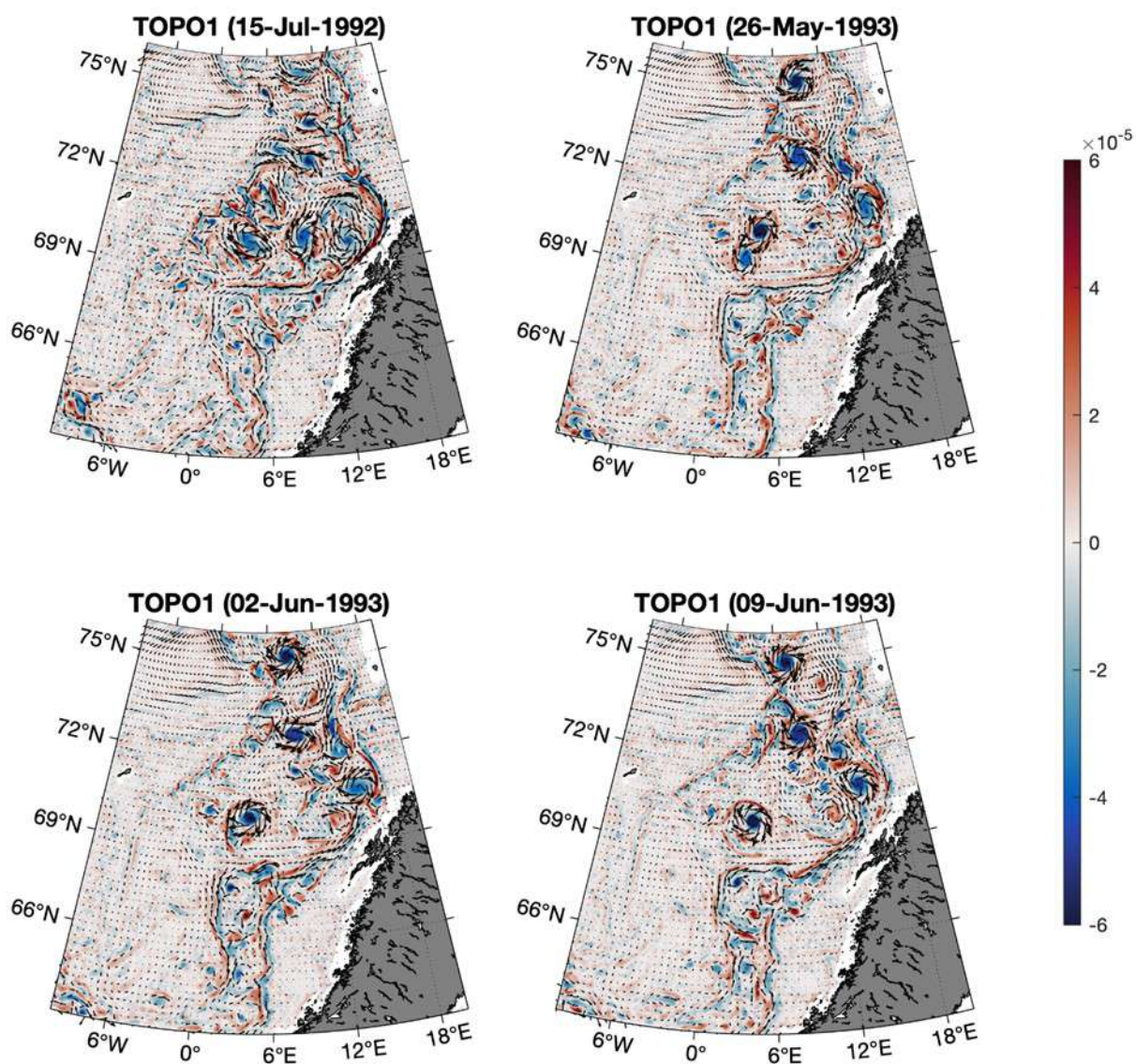


Рис. 1.21. Относительная завихренность на глубине 95 м в эксперименте TOPO1. Стрелками обозначены скорости течений.

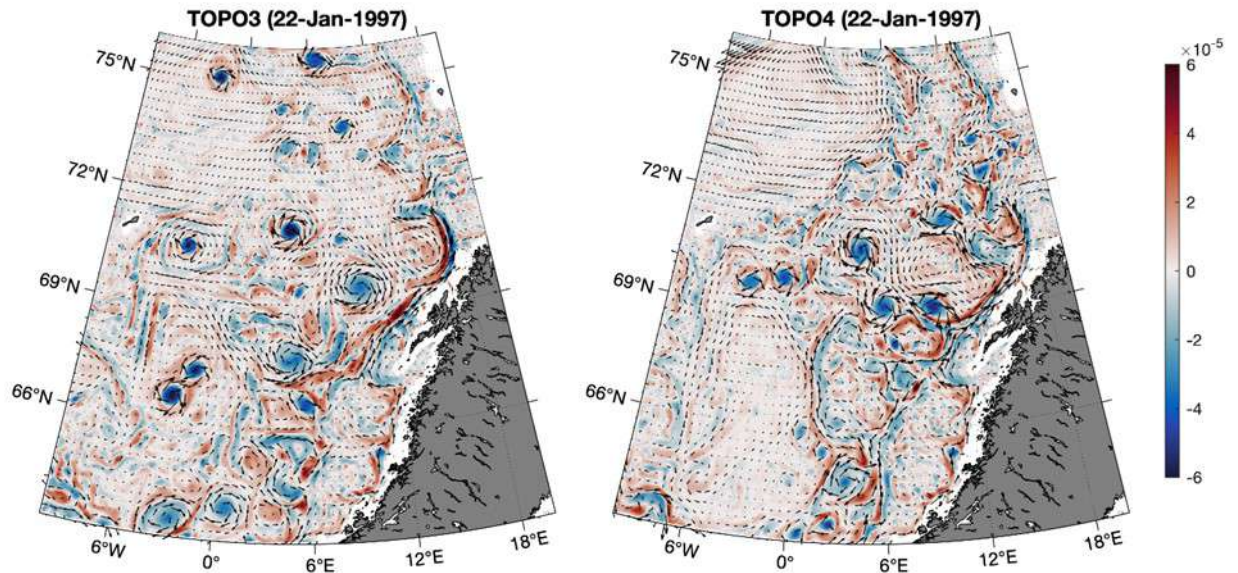


Рис. 1.22. Относительная завихренность на глубине 95 м в экспериментах ТОРО3 и ТОРО4. Стрелками обозначены скорости течений.

Период образования квазипостоянного антициклона в Норвежском море различен для двух бассейнов (табл. 1.3). Можно заметить, что на формирование антициклона в Норвежской котловине требуется в 2-3 раза больше времени, чем на антициклон в Лофотенской котловине.

Таблица 1.3. Время (мес.), необходимое для образования квазипостоянного антициклона в центре котловины.

Эксперимент	Лофотенская котловина	Норвежская котловина
ТОРО1	6,5	Не образуется
ТОРО2	5,5	Не образуется
ТОРО3	Не образуется	22
ТОРО4	Не образуется	14

#### *Зимняя конвекция в Норвежском море в экспериментах ТОРО1-4*

На рисунке 1.23 показан временной ход глубины ВКС за 1993-1997 гг. для экспериментов ТОРО. Установлено, что глубина ВКС в Лофотенской котловине превышает аналогичные значения для Норвежской котловины в

ТОРО1, ТОРО2 и ТОРО4, хотя в ТОРО3 в обеих котловинах наблюдаются схожие величины. Подобная схожесть объясняется отсутствием границы между бассейнами, в результате чего мезомасштабные вихри концентрируются в Норвежской котловине и способствуют развитию глубокой конвекции в зимне-весенний период. Именно наличие квазистационарного вихря способствует турбулентному перемешиванию и увеличению глубины ВКС в данной области.

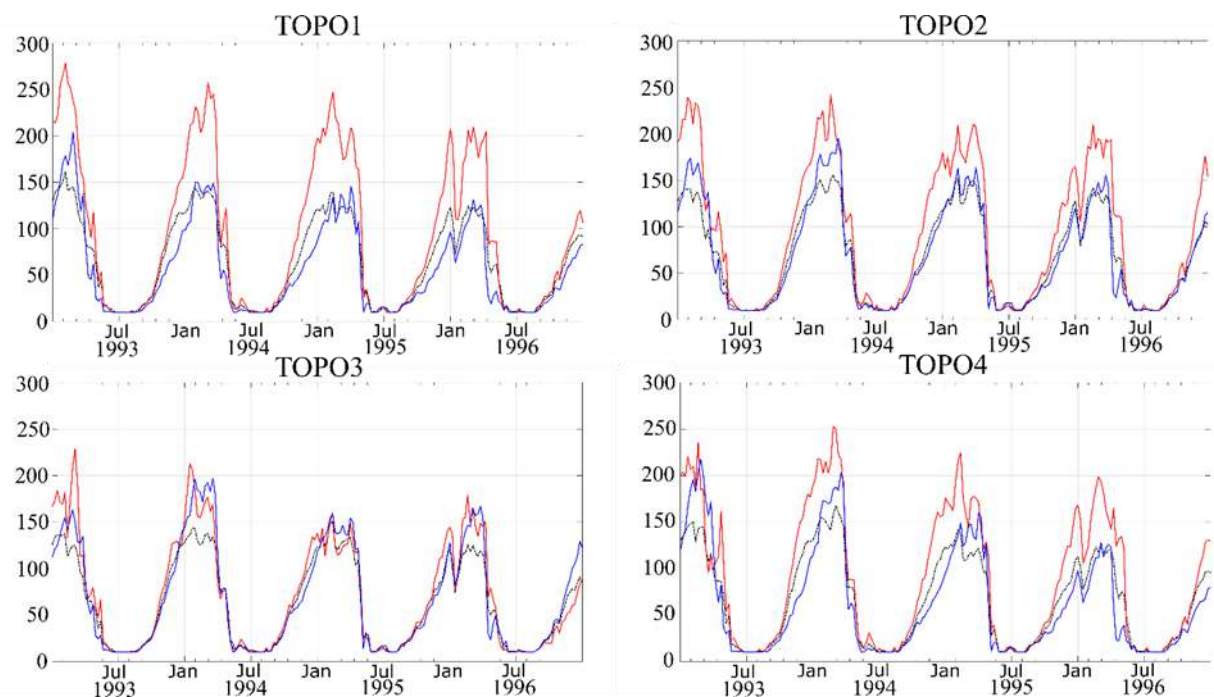


Рис. 1.23. Временной ход глубины ВКС за 1993-1997 гг., осредненный для Лофотенской котловины (красный цвет), Норвежской котловины (синий цвет), а также для всего Норвежского моря (черный цвет) в экспериментах ТОРО1-4.

В декабре и январе средние значения глубины ВКС в экспериментах ТОРО не превышают 125 м, тогда как в феврале они увеличиваются и достигают максимума (рис. 1.24). Затем в марте ВКС незначительно уменьшается, тогда как в апреле глубина ВКС меньше, чем в декабре, что свидетельствует о практически полном прекращении перемешивания.

Наибольшие значения глубины ВКС обнаружены в эксперименте ТОРО2, тогда как наибольшие – в эксперименте ТОРО3.

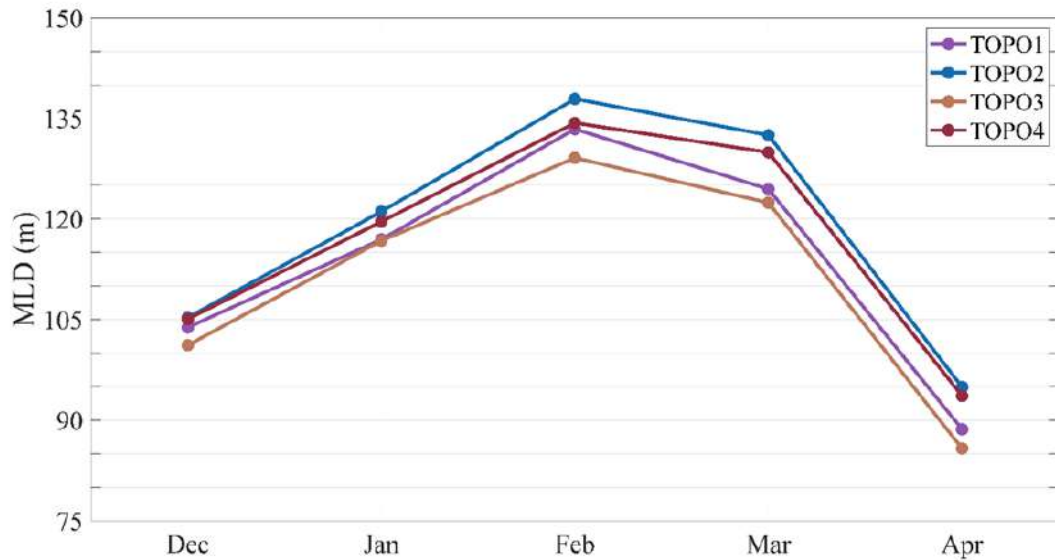


Рис. 1.24. Временная изменчивость средних значений глубины ВКС для 1993-1997 гг. в экспериментах ТОРО1-4.

Известно, что ежегодная глубокая конвекция является основной причиной регенерации квазипостоянного ЛВ и его стабильности (Иванов и Кораблев, 1995а). Пространственное распределение глубины ВКС в экспериментах ТОРО демонстрирует, что максимумы характерны для районов месторасположения квазипостоянных вихрей (рис. 1.25). Данная особенность была обнаружена и в других работах, посвященных оценке глубины ВКС при помощи спутниковых, натурных и модельных данных (Nilsen and Falck, 2006; Федоров и др., 2019). На рисунке 1.25 заметно, что глубина ВКС в Лофотенской котловине превышает 400 м в районе месторасположения ЛВ. В эксперименте ТОРО3 максимальные значения глубины ВКС обнаружены в Норвежской котловине, что связано с наличием в данной области квазипостоянного антициклона. В эксперименте ТОРО4 наибольшие значения глубины ВКС зафиксированы в Лофотенской котловине и вблизи плато Воринг. Стоит отметить, что плато Воринг существует лишь в экспериментах

ТОРО1 и ТОРО4, и в обоих экспериментах в данной области отмечается существенная глубина ВКС (рис. 1.25).

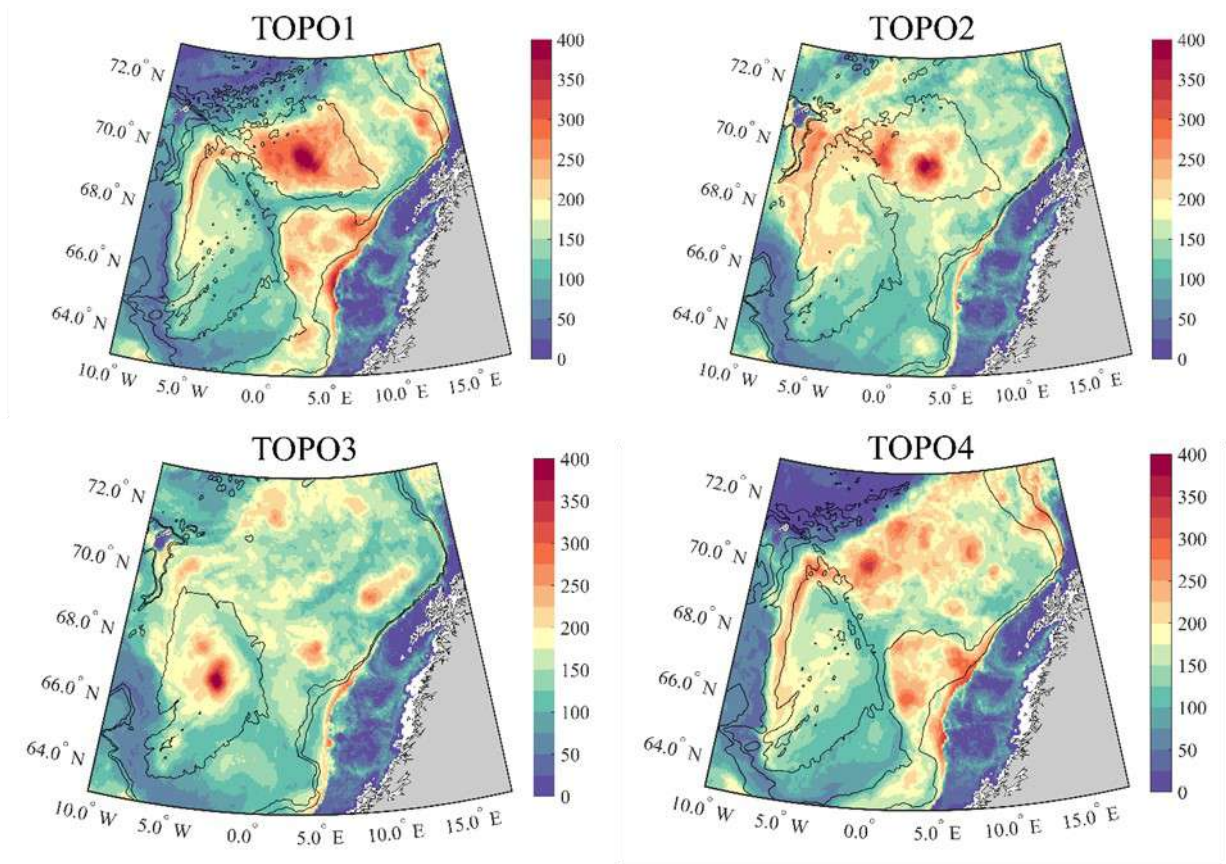


Рис. 1.25. Пространственное распределение глубины ВКС (м) в феврале, среднее за 1993-1997 гг. в экспериментах ТОРО1-4.

#### *Вихревая кинетическая энергия в экспериментах ТОРО.*

В эксперименте ТОРО1 максимум ЕКЕ (более  $400 \text{ см}^2\text{с}^{-2}$ ) был зафиксирован в центральной части Лофотенской котловины и вблизи континентального склона Норвегии (рис. 1.26). Существенные значения ЕКЕ отмечаются над плато Воринг, тогда как в Норвежской котловине ЕКЕ незначительна и не превышает  $50 \text{ см}^2\text{с}^{-2}$ . В эксперименте ТОРО2 отмечается увеличение вихревой активности над континентальным склоном Норвегии, особенно в восточной и южной частях Норвежского моря (рис. 1.26). Также незначительный рост ЕКЕ наблюдается на периферии Норвежской котловины и в западной части обеих котловин. В эксперименте ТОРО3 максимум ЕКЕ

наблюдается в центре Норвежской котловины, в восточной части Лофотенской котловины и вдоль континентального склона Норвегии. Заметно, что в центральной части Лофотенской котловины вихревая активность существенно меньше, по сравнению с аналогичными значениями в экспериментах ТОРО1 и ТОРО2. В ТОРО4 значения выше  $300 \text{ см}^2\text{с}^{-2}$  регистрируются лишь в восточной части Лофотенской котловины. Опираясь на результаты численных экспериментов, мы можем заявить, что наличие топографического понижения в центре Лофотенской котловины, а также барьера между котловинами способствует увеличению ЕКЕ в Лофотенской котловине и уменьшению ЕКЕ в Норвежской котловине. С другой стороны, при отсутствии границы между котловинами вихри могут свободно распространяться в Норвежскую котловину и формировать там квазипостоянный антициклон, выделяющийся как область максимальных значений в поле ЕКЕ. Однако наличие границы в виде плато Воринг и хребта Хельгеланд (эксперимент ТОРО4) способствует уменьшению значений ЕКЕ в центре Норвежской котловины и препятствует образованию вихря в ней. Таким образом, эксперименты ТОРО1-4 свидетельствуют о ключевой значимости донной топографии для вихревой мезомасштабной динамики Норвежского моря.



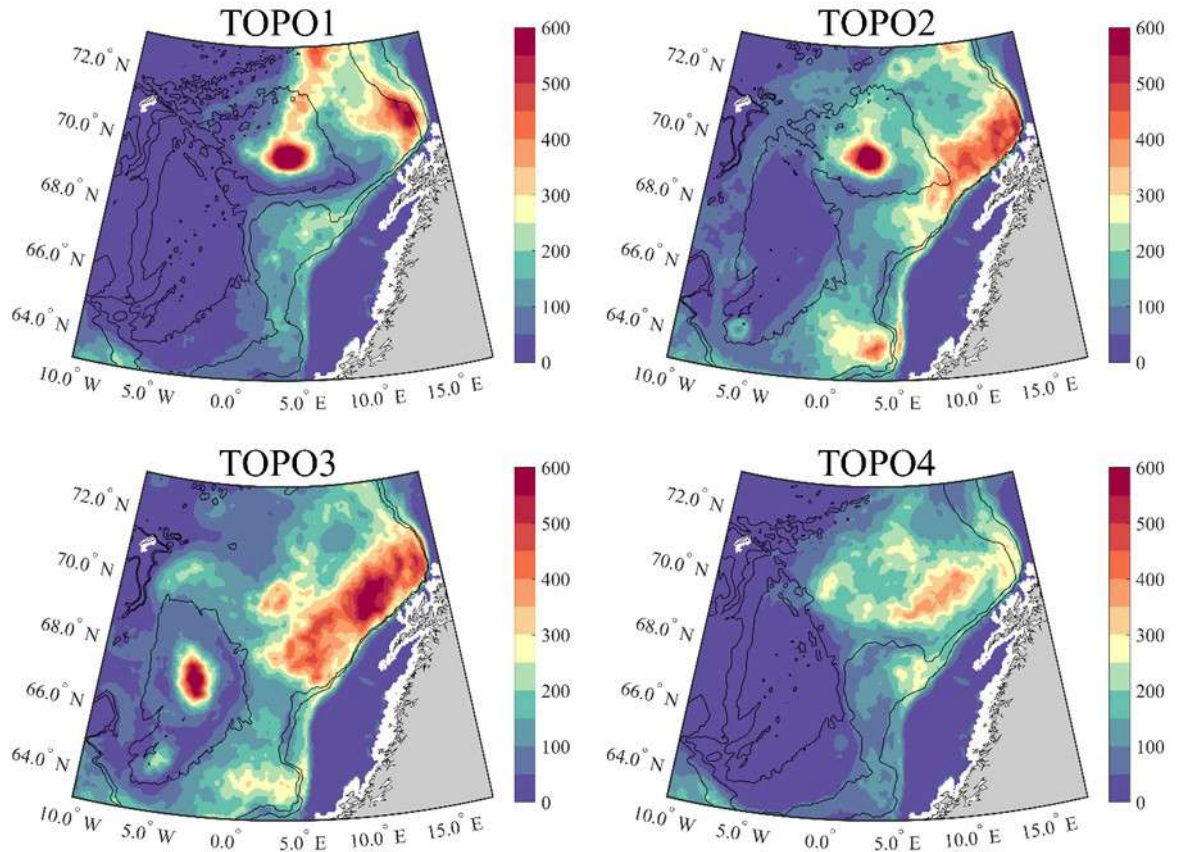


Рис. 1.26. Пространственное распределение ЕКЕ ( $\text{см}^2\text{с}^{-2}$ ) в феврале, осредненное за 1993-1997 гг. в экспериментах ТОРО1-4.

### *Связь между вихревой активностью и конвекцией*

Сравнение рисунков 1.25 и 1.26 показывает, что регионы с наибольшей глубиной ВКС в основном совпадают с районами максимальных значений ЕКЕ. Дело в том, что активное вертикальное перемешивание в вихрях оказывает существенное влияние на конвективные процессы, поэтому наибольшие глубины ВКС в Норвежском море локализованы в вихрях, характеризующихся повышенными значениями вихревой кинетической энергии. В ТОРО1 глубина ВКС более 400 м зафиксирована в районе ЛВ, где также расположен максимум ЕКЕ (около  $600 \text{ см}^2\text{с}^{-2}$ ). Северо-восточная часть Лофотенской котловины и плато Воринг также выделяются как по глубине ВКС, так и по ЕКЕ (рис. 1.25 и 1.26). С другой стороны, увеличение глубины

ВКС до 300 м в районе хребта Мона и вдоль западной части периферии Норвежской котловины никак не проявляется в поле ЕКЕ. Подобное противоречие можно объяснить тем, что существуют другие типы вертикального перемешивания, не связанные с мезомасштабными вихрями. Одним из таких типов является склоновая конвекция (от англ. «slope convection»), способная также происходить вместе с конвекцией в вихрях (Kämpf et al., 1999). Все это приводит к тому, что области с повышенными значениями глубины ВКС имеют большую площадь, по сравнению с районами существенных величин ЕКЕ (рис. 1.25 и 1.26). В эксперименте ТОРО2 пространственное распределение максимумов глубины ВКС и ЕКЕ схоже. Они локализованы в районе ЛВ, а также в восточной части Лофотенской котловины вдоль изобат 1000 и 2000 м. С другой стороны, повышение глубины ВКС в Норвежской котловине и в западной части Лофотенской котловины никак не проявляется в увеличении ЕКЕ. В ТОРО3 максимум ЕКЕ и глубины ВКС характерен для центральной части Норвежской котловины, тогда как в южной и восточной частях наблюдаются минимумы обеих параметров. Стоит отметить, что значительное увеличение вихревой активности в восточной части Лофотенской котловины вблизи континентального склона Норвегии не приводит к увеличению глубины ВКС. В экспериментах ТОРО3 и ТОРО2, значения глубины ВКС ниже, по сравнению с экспериментом ТОРО1, в котором использовалась реальная топография морского дна. Это может быть связано со склоновой конвекцией, благоприятные условия для которой создаются при плавном изменении топографии, а не при резком, как в ТОРО2 и ТОРО3. Изменение топографии континентального склона способствует росту ЕКЕ в южной части Норвежского континентального склона, однако никак не отражается на глубине ВКС.

*Основные выводы*

При помощи результатов модели MITgcm мы проанализировали серию топографических экспериментов, в каждом из которых задавалась разная топография Норвежского моря. Получены следующие выводы: (1) ровная абиссальная равнина с понижением в центральной части является необходимым условием для образования квазипостоянного Лофотенского вихря Норвежского моря; (2) Существование границы между Норвежской и Лофотенской котловинами (плато Воринг и хребет Хельгеланд) оказывает важную роль на формирование ЛВ и его постоянное нахождение в Лофотенской котловине. При отсутствии границы образование квазипостоянного антициклона происходит в Норвежской котловине. Как показано в численных экспериментах Щепеткина, существование циклонической циркуляции на периферии идеализированного бассейна, а также формирование антициклонического вихря в его центральной части, связано с характером топографии морского дна (Shcheretkin, 1995). Наши эксперименты также подтверждают данные выводы. Квазипостоянный антициклонический ЛВ формируется только при ограничении бассейна со всех сторон. Более того, Бенилов при помощи двухслойной квазигеострофической модели теоретически подтвердил, что топография морского дна определяет стабильность антициклона, образующегося в экспериментах ТОРО1 и ТОРО2 (Benilov, 2005). При отсутствии границы между двумя котловинами Норвежского моря квазипостоянный вихрь формируется не в Лофотенской котловине, а в Норвежском море. Мезомасштабные вихри генерируются в основном из-за динамической неустойчивости Норвежского склонового течения (Isachsen, 2011; 2015; Volkov et al., 2015), движутся в западном направлении через Лофотенскую котловину и достигают Норвежской котловины, где из-за чашеобразной формы котловины происходит формирование антициклона (эксперимент ТОРО3). При этом образованный вихрь в Норвежской котловине в эксперименте ТОРО3 слабее ЛВ, формирующегося в ТОРО1 и ТОРО2.

Другим возможным механизмом, влияющим на интенсивность и стабильность квазипостоянного антициклона, является глубокая зимняя конвекция (Алексеев и др., 2016; Травкин и Белоненко, 2020; Федоров и др., 2019). Стабильность вихря связана с периодическим увеличением горизонтальных градиентов потенциальной завихренности вдоль его границ (Блошкина и Иванов, 2016; Башмачников и др., 2017). Таким образом, топография Лофотенской и Норвежской котловин положительно влияет на развитие конвекции в зимне-весенний период. Неровности морского дна Норвежской котловины негативно влияют на интенсивность конвекции (эксперимент ТОРО4), тогда как ровное морское дно Лофотенской котловины оказывает положительный эффект на увеличение глубины ВКС. Обнаружено, что глубина ВКС в Норвежской котловине в среднем намного ниже, по сравнению с аналогичными оценками для Лофотенской котловины. Кроме того, конвекция достигает максимального развития в феврале и затем чуть ослабевает в марте.

Пространственное распределение глубины ВКС демонстрирует наличие максимальной интенсивности в районе ЛВ (эксперименты ТОРО1 и ТОРО2). При изменении топографии Лофотенской котловины области наибольшего развития конвекции смещаются в западную часть котловины, в район плато Воринг и континентального склона (ТОРО4) или в центральную часть Норвежской котловины (ТОРО3). Значительная глубина ВКС в районе плато Воринг существенно снижается при его удалении (эксперименты ТОРО2 и ТОРО3). Подобное увеличение глубины ВКС в районе плато Воринг анализируется в работе (Nilsen and Falck, 2006), где авторы связывают повышение толщины ВКС с увеличением времени пребывания атлантических вод в данном районе из-за дивергенции ветвей Норвежского течения.

Топографическая изолированность Лофотенской котловины и углубление в ее центральной части приводит к формированию в центре котловины области повышенной вихревой активности и практически ее полному отсутствию в Норвежской котловине (ТОРО1 и ТОРО2). Зимняя

конвекция сопровождается интенсивным горизонтальным вихревым перемешиванием в широком диапазоне масштабов. Результаты нашей работы подтверждают идею, что зимняя конвекция с пространственным масштабом порядка 1 км тесно связана с мезомасштабными вихрями с размерами от 5 до 50 км (Killworth, 1983).

## ГЛАВА 2. СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ И ЮЖНАЯ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

### 2.1. Используемые данные

#### *GLORYS12V1 и ETOPO1*

Как и в предыдущей главе, для данного района исследования используются данные глобальной модели рельефа ETOPO1, а также суточные и среднемесячные данные по температуре, солености, высоте морской поверхности,  $u$  и  $v$  компонентам скоростей течений глобального океанического реанализа GLORYS12V1 за период 1993-2021 гг.

#### *Атлас мезомасштабных вихрей META3.2 DT*

Атлас мезомасштабных вихрей META3.2 DT (англ. Mesoscale Eddy Trajectory Atlas) доступен по адресу (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/value-added-products/global-mesoscale-eddy-trajectory-product/meta3-2-dt.html>) и представляет собой улучшенную и обновленную версию Атласа мезомасштабных вихрей, использовавшегося в предыдущей главе. Так, в новой версии получение альтиметрической информации идет со всех доступных по времени спутников, что позволяет получить более точную информацию о высоте морской поверхности. Кроме того, авторы усовершенствовали алгоритмы фильтрации полей абсолютной динамической топографии, а также обнаружения вихрей (Pegliasco et al., 2022). В новой версии мезомасштабные циклоны и антициклоны делятся на долгоживущие (продолжительность жизни более 10 суток) и короткоживущие (продолжительность жизни менее 10 суток) вихри. Временной промежуток, рассматриваемый в нашей работе, захватывает 29 лет: с 1 января 1993 г. до 31 декабря 2021 г.

## 2.2 Используемые методы

### *Дисперсионные уравнения для баротропных топографических волн*

Волны Россби относятся к классу градиентно-вихревых волн, и их распространение подчиняется закону сохранения потенциальной завихренности:

$$\frac{d_h}{dt} \left( \frac{\zeta + f}{H} \right) = 0,$$

где  $\frac{d_h}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y}$ ;  $x$  и  $y$  – зональная и меридиональная переменные в прямоугольной системе координат;  $t$  – время;  $U$  и  $V$  – зональная и меридиональная компонента скорости течения;  $f$  – параметр Кориолиса;  $H$  – глубина;  $\zeta$  – относительная завихренность ( $\zeta = \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial U}{\partial y}$ ). В шельфовой области потенциальная завихренность возникает при увеличении глубины в направлении, перпендикулярном крупномасштабной топографической неровности (Ле Блон и Майсек, 1981).

Применим теорию по оценке слагаемых в дисперсионном соотношении для волн Россби на сдвиговом потоке при учете топографии, подробно описанную в работах (Гневывшев и др., 2019; 2021; Gnevyshev et al., 2022). Введем уравнение для т.н. «эффективного»  $\beta$ -эффекта ( $\beta^*$ ):

$$\beta^* = \beta \cos \theta - U_{\eta\eta} \frac{f H_{\eta}}{H} + \frac{U_{\eta} H_{\eta}}{H},$$

где  $\beta = \frac{df}{dy}$ ; для района Курило-Камчатского желоба используется система координат с поворотом на угол  $\theta$  относительно системы координат  $(x, y)$ ;  $\eta$  – ось ординат повернутой системы. Формулы преобразования системы координат даны в работе (Gnevyshev et al., 2022). Слагаемые уравнения описывают различные механизмы, влияющие на распространение мезомасштабных циклонов и антициклонов. Первое слагаемое описывает  $\beta$ -эффект; второе слагаемое – меридиональный градиент зонального сдвига

скорости потока; третье слагаемое обозначает топографический фактор, а четвертое слагаемое отвечает за совместное действие течения и топографии.

### **2.3 Топографические волны Курило-Камчатского желоба.**

На рисунке 2.1 показана батиметрия Южно-Курильского района. Можно заметить, что рельеф данного района характеризуется областью шельфа, глубоководного желоба, а также небольшого топографического поднятия мористее желоба. Область шельфа резко переходит в континентальный склон, составляющий внутреннюю часть Курило-Камчатского желоба. При этом внешний склон желоба имеет более пологий склон. Далее особенности волновой динамики будут рассматриваться для следующих зон Южно-Курильского района: 1) шельф, где глубина незначительно увеличивается; 2) континентальный склон (внутренняя часть желоба), где глубина резко возрастает; 3) внешняя (океаническая) часть желоба, где глубина уменьшается (производная от глубины при этом меняет знак); 4) область топографического поднятия восточнее желоба (открытый океан), при этом к западу от поднятия глубина уменьшается, а с восточной стороны увеличивается (рис. 2.1). Восточнее поднятия глубина меняется незначительно, поэтому можно считать, что она постоянна.



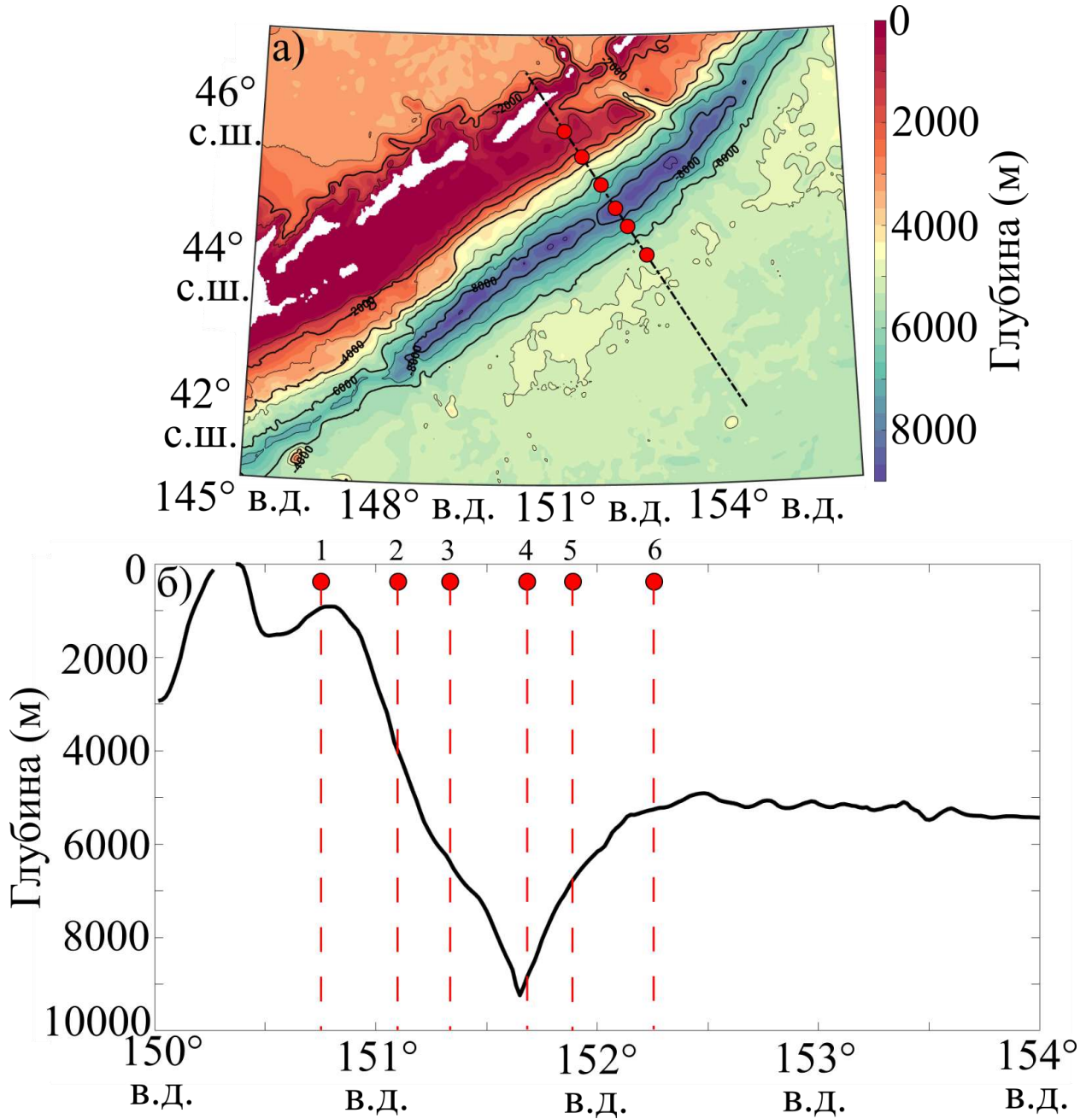


Рис. 2.1. Батиметрическая карта Курильского желоба по данным ETOPO1, пунктиром показан поперечный разрез (а); топографический профиль вдоль разреза (б). Красным цветом отмечены пункты, в которых рассчитывались слагаемые эффективного  $\beta$ -эффекта.

Перемещающаяся на шельфе система вихрей образует шельфовые волны, которые при перемещении оставляют берег справа (Белоненко и др., 2018б; Сандалюк и др., 2020). В работе (Гневышев и др., 2023b) отмечается,

что шельфовые волны представлены когерентными структурами в виде конических окружностей, а максимальные скорости шельфовых течений определяются только широтой (зависимость от параметра Кориолиса) и не зависят от крутизны топографии. При этом при положительном наклоне рельефа (уменьшение глубин к северу) групповая и фазовая скорости увеличиваются, а при отрицательных – уменьшаются (Gnevyshev et al., 2024). В районе желоба перемещение неоднородностей в поле уровня связывают с распространением желобовых волн (Ле Блон и Майсек, 1981; Ефимов и др., 1985; Гневывшев и др., 2023а). В первом случае шельф играет роль волновода шельфовых волн, способствуя переносу энергии практически без потерь, тогда как во втором случае роль волновода выполняет желоб.

Изучение шельфовых волн впервые началось с работы Бухвальда и Адамса (Buchwald and Adams, 1968). В свою очередь, с пионерской работы Майсека и коллег (Mysak et al., 1979) началось изучение желобовых волн (от англ. trench waves). В некоторых работах (например, Ефимов и др., 1985) последние рассматриваются как аналог двойных волн Кельвина, при этом в работе Майсека и коллег (Mysak et al., 1979) такой термин вообще не используется, а в монографии (Ле Блон и Майсек, 1981) отмечается, что двойные волны Кельвина не обнаружены в морских условиях, хотя при определенных условиях лабораторных экспериментов они могут существовать. Впервые термин «двойные волны Кельвина» был введен в работах (Longuet-Higgins, 1968a, b). Данные волны представляют собой предельный случай желобовых волн при стремлении ширины желоба к нулю. Следуя терминологии работы (Mysak et al., 1979), в нашей работе мы будем называть желобовыми волнами те волны, что распространяются вдоль желоба. Таким образом, предметом данной части нашего исследования являются низкочастотные волны Курильского шельфа и Курильского желоба.

На топографические волны в Южно-Курильском районе, распространяющиеся вдоль склонов (пункты 1-4), влияют различные факторы, в т.ч. Сдвиговые течения и  $\beta$ -эффект. Покажем, что именно топографический

фактор является важнейшим и превышает вклад других слагаемых на несколько порядков. На рис. 2.1 показана батиметрия района исследования. Можно заметить, что в центре Курило-Камчатского желоба глубины превышают 9000 м, наибольшая глубина равна 9717 м. Угол между главной осью желоба и широтой составляет  $\theta = 49,35^\circ$ . На рисунке 2.2 можно заметить, что средние скорости течений в районе Курило-Камчатского желоба равны 15-20 см/с, при этом вектора течений направлены вдоль изобат на северо-восток. В юго-западной части исследуемого района, где располагается квазистационарный антициклонический вихрь, а также в северо-восточной части желоба направление векторов демонстрирует вращательные движения в вихрях (Самко и др., 2007).

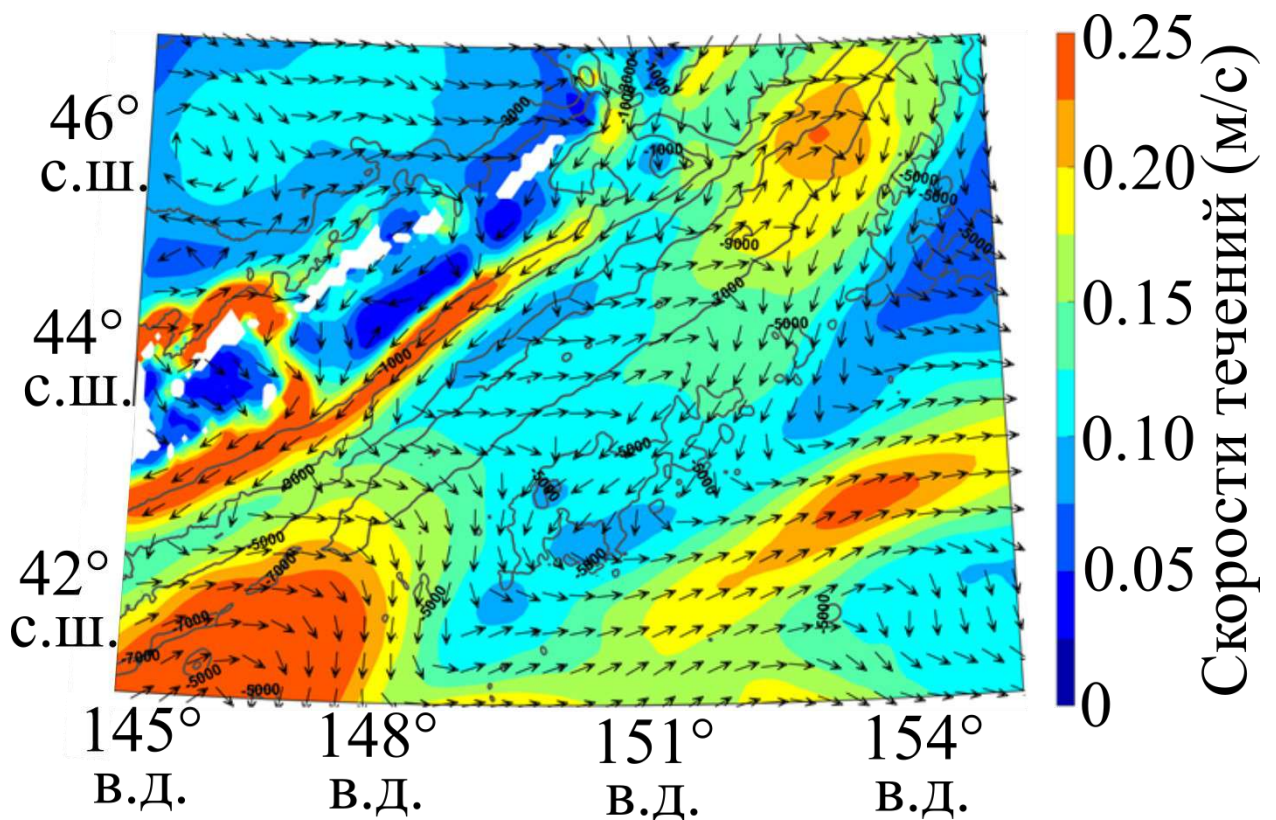


Рис. 2.2. Скорости течений на поверхности моря, осреднённые за 1993–2019 гг., по данным глобального океанического реанализа GLORYS12V1.

Чёрными линиями показаны изобаты.

Сначала при помощи формулы для эффективного  $\beta$ -эффекта дадим сравнительную оценку слагаемых уравнения для Курило-Камчатского желоба. В таблице 2.1 даны полученные оценки слагаемых  $\beta^*$ -эффекта. Можно заметить, что во всех пунктах второй (топографический) фактор значительно доминирует, причем его вклад на несколько порядков превосходит вклад остальных факторов. Это свидетельствует о том, что анализ волн в Южно-Курильском районе можно ограничить лишь влиянием топографии, пренебрегая остальными факторами.

Таблица 2.1. Оценки слагаемых  $\beta^*$  в пунктах 1–6 (см. рис. 2.1). Данные нормированы на  $10^{-11}$ .

Номер точки	Глубина (м)	$\beta \cdot \cos\theta$	$U_{\eta\eta}$	$\frac{fH_{\eta}}{H}$	$\frac{U_{\eta}H_{\eta}}{H}$
1	948	1,042	19,23	59,72	-0,63
2	3340	1,042	-9,36	-293,37	-5,98
3	6086	1,049	30,45	-111,66	0,44
4	9135	1,055	-1,72	-4,43	0,0042
5	6870	1,062	-3,58	89,73	0,64
6	5297	1,068	-1,24	20,30	-0,35

На рисунке 2.3 показано распределение мезомасштабных циклонов и антициклонов на ячейку  $0,1^{\circ}$  по широте и  $0,2^{\circ}$  по долготе в районе исследования. Можно заметить, что распределение вихрей в регионе неравномерно: антициклоны концентрируются на шельфе и с мористой стороны желоба, тогда как циклоны локализуются на внутренней стороне желоба, а также вблизи топографического поднятия юго-восточнее желоба.

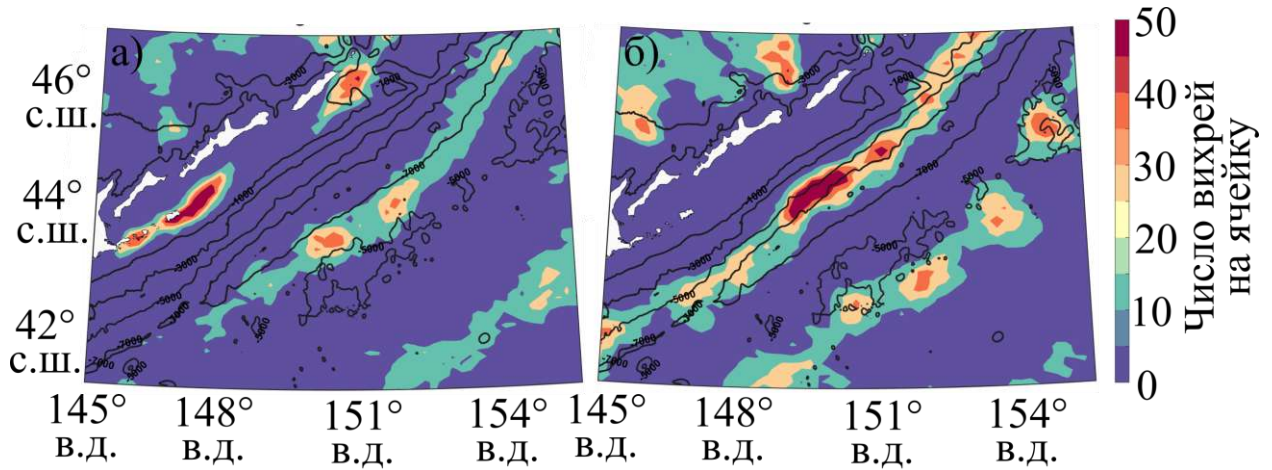


Рис. 2.3. Количество мезомасштабных вихрей на одну ячейку ( $0,1^\circ$  по широте на  $0,2^\circ$  по долготе) за период с 01.01.1993 по 02.08.1021: а — антициклоны; б — циклоны. Чёрными линиями показаны изобаты.

В таблице 2.2 показаны основные параметры как долгоживущих, так и короткоживущих антициклонов и циклонов. Заметно, что число циклонов более чем в 2 раза превышает число антициклонов, при этом продолжительность жизни антициклонов практически в 2 раза превышает продолжительность жизни циклонов. Такая особенность может быть связана с циклон-антициклонной асимметрией, связанной с нелинейными свойствами вихрей. Так, у циклонов ротор скорости параллелен вектору вертикальной компоненты вращения Земли, а у антициклона антипараллелен. Это способствует тому, что у антициклона скалярная нелинейность уравновешивает дисперсию, тогда как у циклона нелинейность и дисперсия имеют одинаковые знаки, поэтому не могут быть взаимно скомпенсированы (Незлин, 1986). Радиусы и площади циклонов незначительно превышают аналогичные показатели для антициклонов, при этом амплитуды антициклонов почти в 4 раза превышают значения для циклонов (табл. 2.2). Также орбитальные скорости долгоживущих антициклонов более чем в 2 раза превышают аналогичные скорости для циклонов. Все это свидетельствует о том, что в исследуемом районе антициклоны более интенсивны и имеют

большую относительную и потенциальную завихренности, по сравнению с циклонами. Средние скорости перемещения циклонов и антициклонов близки к 4-7 см/с, при этом у циклонов зафиксированы большие скорости.

Таблица 2.2. Средние оценки параметров антициклонов (АЦ) и циклонов (Ц) в Курильском районе.

	АЦ		Ц	
	t<10 суток	t>10 суток	t<10 суток	t>10 суток
Количество вихрей (ед.)	66	209	131	422
Продолжительность жизни (дни)	4	107	4	54
Амплитуда (см)	1,98	17,07	1,74	4,40
Радиус (км)	33,63	47,43	34,96	48,79
Площадь (км <sup>2</sup> )	2874	6805	3170	7052
Орбитальная скорость (см/с)	9,62	31,84	9,88	14,56
Скорость вихря (см/с)	5,33	4,13	6,26	7,69

На рисунке 2.4 показаны траектории долгоживущих антициклонов и циклонов в Южно-Курильском районе по данным Атласа мезомасштабных вихрей. Можно заметить, что траектории циклонов и антициклонов идут по разным и практически не пересекающимся параллельным дорожкам. На рисунке 2.5 цветом показано направление перемещения циклонов и антициклонов: синим – если вихри движутся на север, красным – при движении вихрей на юг. Помимо того, что циклоны и антициклоны движутся

по разным «дорожкам», их направления движения также различаются. Так, антициклоны на шельфе (1) движутся на юго-запад, а антициклоны на мористой стороне Курило-Камчатского желоба (3) перемещаются в юго-западном направлении. С другой стороны, циклоны движутся по склонам (2 и 4) в юго-западном направлении (рис. 2.5). Другими словами, циклоны и антициклоны образуют 4 параллельных «дорожки», при этом мелкая вода (берег) всегда остается справа от направления движения. В работах Гневывшева с соавторами (Гневывшев и др., 2019; 2021; Gnevyshev et al., 2022) установлено, что фазовая скорость распространяющихся топографических волн пропорциональна величине  $\alpha = H_\eta / H$ :

$$c = \frac{\omega}{k} = \frac{f\alpha}{k^2 + 1^2}$$

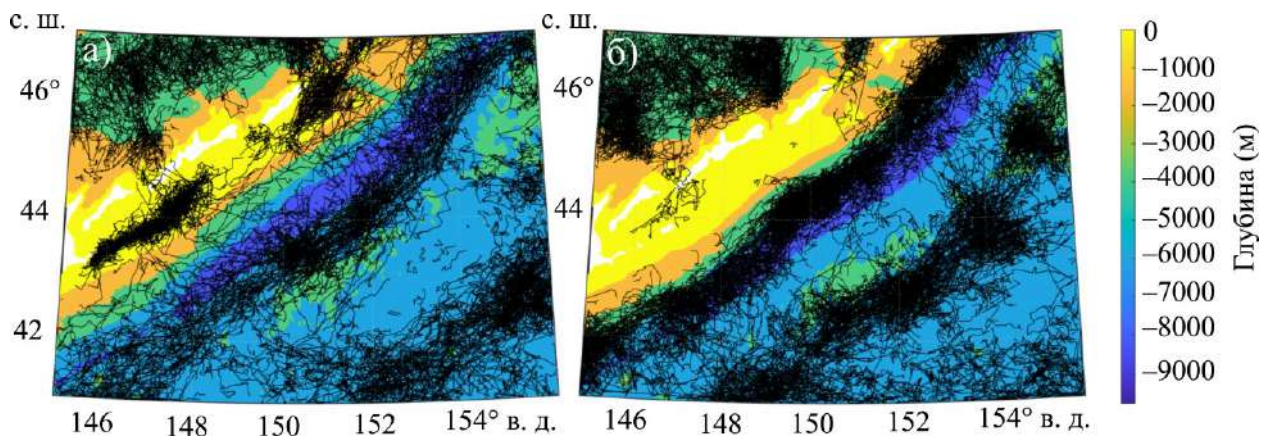


Рис. 2.4. Траектории долгоживущих вихрей в Курильском районе по данным Mesoscale eddy trajectory atlas product META2.0 DT за период с 01.01.1993 по 02.08.2021: а — антициклоны; б — циклоны

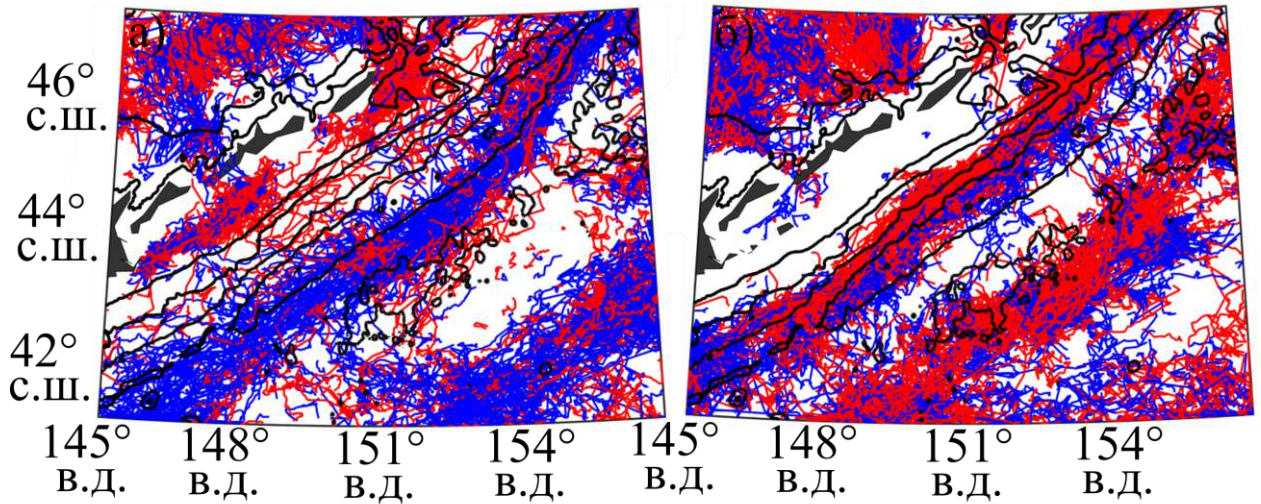


Рис. 2.5. Траектории долгоживущих вихрей в Курильском районе по данным Mesoscale eddy trajectory atlas product МЕТА2.0 DT за период с 01.01.1993 по 02.08.2021: а — антициклоны; б — циклоны

Таким образом, в Южно-Курильском районе мезомасштабные циклоны и антициклоны делятся на четыре группы, в каждой из которых доминирует определенное направление: либо на северо-восток, либо на юго-запад. При этом каждая группа представлена преимущественно либо циклонами, либо антициклонами. Данный факт никем ранее не отмечался. На рис. 2.6 для большей наглядности показаны треки для одного представителя из каждой группы.



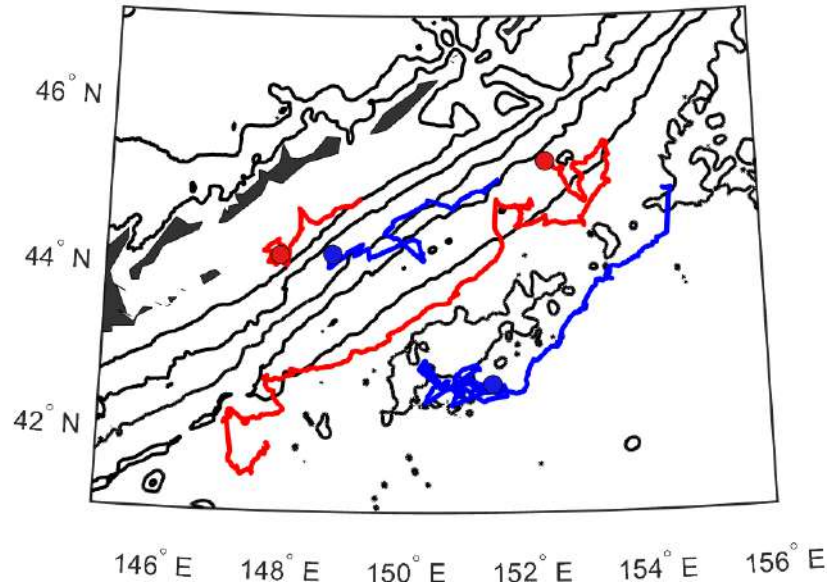


Рис. 2.6. Отдельные треки циклонов (синий цвет) и антициклона (красный). Точками показаны места диссипации вихрей, чёрными линиями — изобаты.

#### *Вертикальная структура и скорости желобовых волн*

Стоит отметить, что движущиеся циклоны и антициклоны «чувствуют» изменение топографии на больших глубинах, т.е. они имеют ярко выраженную баротропную составляющую. Так, например, на рис. 2.7 показан антициклон на мористой стороне Курило-Камчатского желоба, перемещающийся на северо-восток. Видно, что центр данного антициклона приурочен к изобате 7000 м, тогда как перепад глубин на склоне лежит в диапазоне от 5000 до 9000 м. Можно заметить, что ядро антициклона находится в слое до 1000 м (рис. 2.7б). При этом динамический сигнал вихря прослеживается вплоть до самого дна, т.к. вихрь перемещается по изобате. Несмотря на то, что антициклон локализуется на мористой части Курило-Камчатского желоба до глубины 1000 м, и, казалось бы, не зависит от меняющейся топографии на глубинах более 5000 м, вихрь «чувствует» топографический склон, тем самым двигаясь вдоль изобаты. Это позволяет утверждать, что вихрь является проявлением более крупномасштабного явления, в данном случае – группы желобовых волн, характеризующихся баротропной составляющей. Подобные цепочки циклонов и антициклонов имеют организованную структуру и движутся вдоль

изобат в строго определенных направлениях, хотя крупномасштабные изменения топографии происходят на глубине более 5000 м. Все вышперечисленное указывает на то, что мы имеем дело не просто с мезомасштабными циклонами и антициклонами, но и с проявлением топографических волн. На рис. 2.4-2.7 можно заметить перемещение шельфовых и желобовых волн, представленных антициклонами, а также топографических волн на внутреннем склоне Курило-Камчатского желоба и вдоль топографического поднятия за желобом.

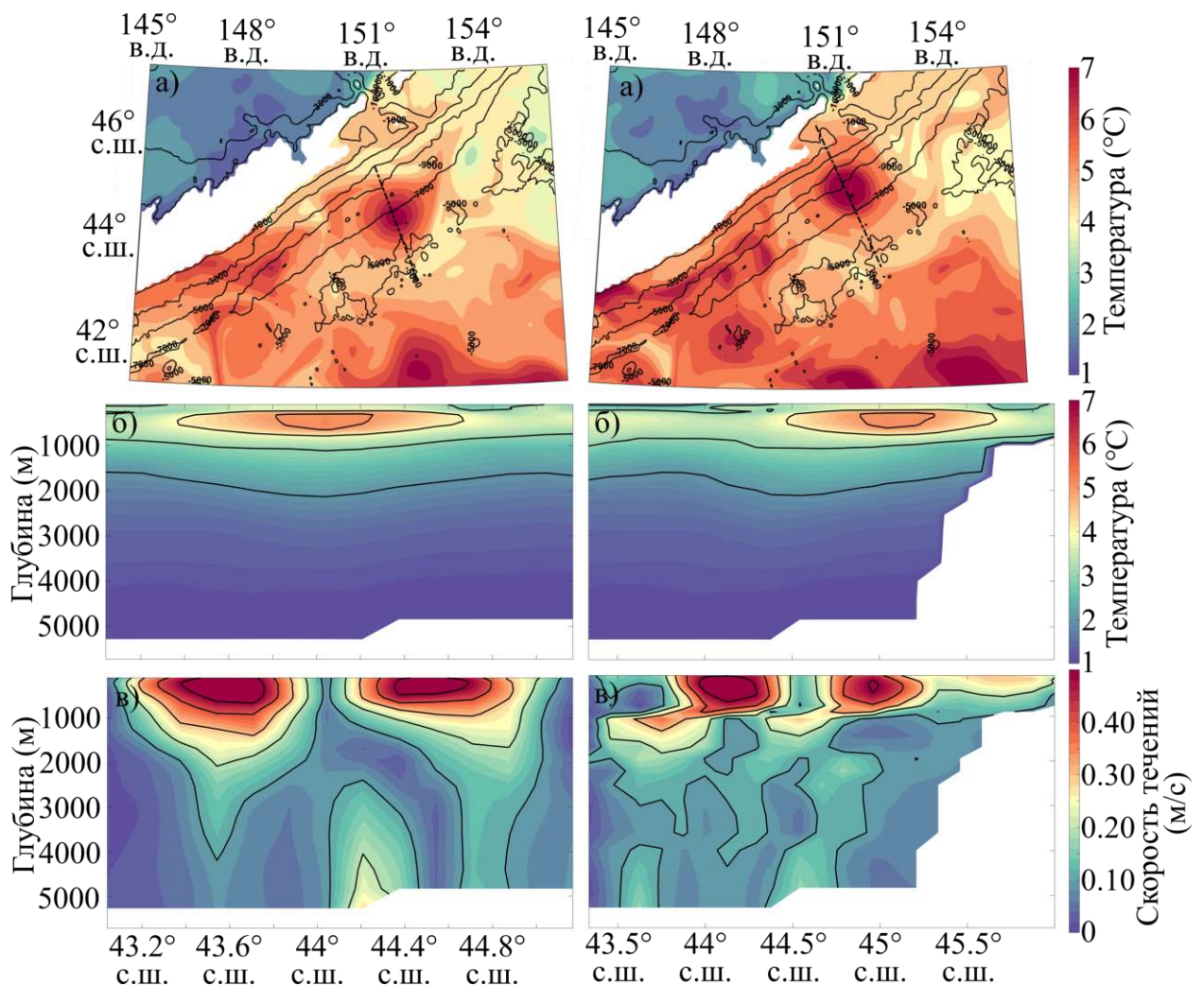


Рис. 2.7. Антициклонический вихрь в Курильском жёлобе в поле температуры (а), вертикальные разрезы температуры через центр вихря (б) и орбитальной скорости (в) за 1 июня (слева) и 1 июля (справа) 2019 г.

Рисунок 2.8 демонстрирует двумерные спектры желобовых волн. Их расчет проводился при помощи процедуры 2D-FFT в среде MatLab. Заметно, что волны имеют длины более 500 км и периоды, превышающие один год. Скорость волн варьируются в широком диапазоне от нескольких сантиметров в секунду до нескольких десятков сантиметров в секунду.

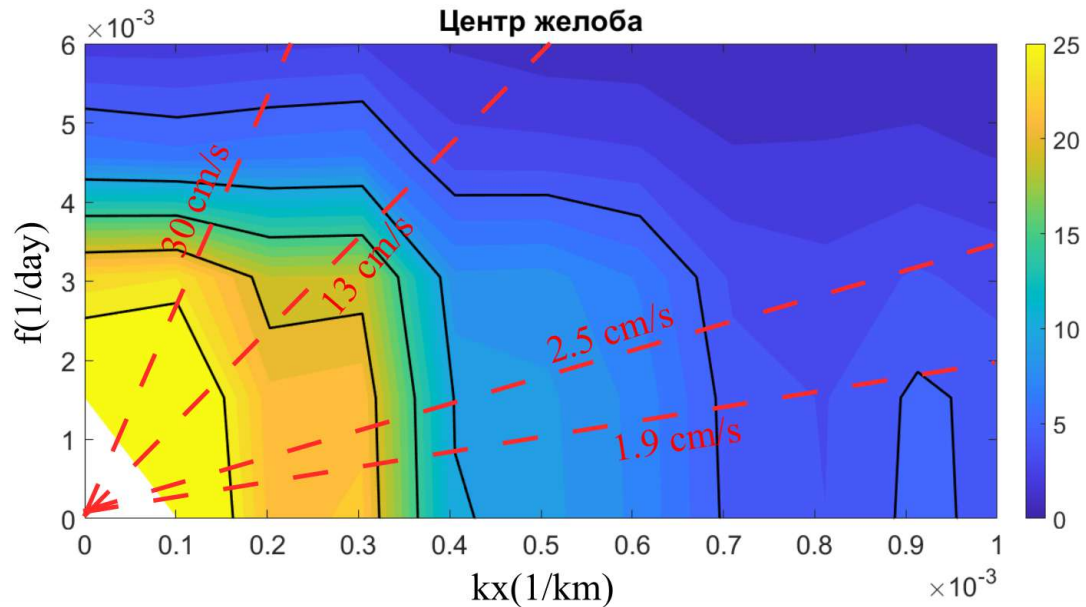


Рис. 2.8. Спектры 2D-FFT низкочастотных волн в Курильском районе. Пунктиром показаны фазовые скорости волн.

### Выводы

Вероятно, из-за того, что антициклоны характеризуются большими амплитудами и орбитальными скоростями, по сравнению с циклонами, в более ранних работах только антициклоны ассоциируют с топографическими волнами в Южно-Курильском районе. Так, перемещение антициклонов на шельфе (1) связывают с шельфовыми волнами (Ефимов и др., 1985; Белоненко, 2012), а перемещение антициклонов на мористой стороне желоба с желобовыми волнами (Ефимов и др., 1985). Однако, как можно заметить на рис. 2.3-2.6, желобовыми и шельфовыми волнами не исчерпывается весь спектр топографических волн в Южно-Курильском районе. В более ранних источниках перемещение циклонов по внутренней стороне Курило-Камчатского желоба (2) и мористее топографического поднятия за желобом (4) вообще не упоминалось. Циклонам, число которых более чем в два раза

превышает число антициклонов, вообще не уделялось внимания, хотя они также вносят весомый вклад в мезомасштабную динамику Южно-Курильского района (табл. 2.2).

Возможно, циклоны исключались из поля зрения из-за того, что их амплитуды и орбитальные скорости гораздо меньше, по сравнению с антициклонами, в результате чего последние лучше проявляются на спутниковых снимках. Так, наблюдения с метеорологических спутников фиксируют цепочки лишь антициклонов, тогда как циклоны на них практически не видны (Булатов и Лобанов, 1983). В своей работе С. В. Пранц также рассматривает в качестве курильских вихрей только антициклоны (Пранц, 2021). В нашем исследовании мы хотим обратить внимание на то, что при изучении топографических волн следует учитывать как антициклоны, так и циклоны, а также все виды крупномасштабных топографических неровностей в Южно-Курильском районе, являющихся волноводами.

Установлено, что в Южно-Курильском районе существует четыре системы топографических волн, перемещающихся вдоль изобат. Эти волны проявляются в виде цепочек циклонов и антициклонов. Так, антициклоны перемещаются по шельфу в виде шельфовых волн в юго-западном направлении, а вдоль внешней части желоба – в северо-восточном. Циклоны движутся вдоль внутренней части желоба и вдоль топографического поднятия на юго-запад. Во всех случаях циклоны и антициклоны оставляют берег справа.

Анализ вклада различных слагаемых в  $\beta^*$  – эффективный  $\beta$ -эффект показал, что вклад топографии в распространение этих волн на несколько порядков превышает вклад других слагаемых. Подобная тенденция наблюдается и в других районах северо-западной части Тихого океана, например, в районе Алеутского желоба (Худякова и др., 2023). Обнаружено, что среди долгоживущих вихрей с продолжительностью жизни более 10 суток доминируют циклоны, поскольку их число более чем в два раза превышает аналогичные значения для антициклонов. С другой стороны, антициклоны

являются более устойчивыми структурами и в среднем имеют большую амплитуду, орбитальную скорость и в два раза большую продолжительность жизни, чем у циклонов.

Несмотря на тот факт, что ядра вихрей локализованы в верхнем слое до 1000 м, топографические волны Южно-Курильского района «чувствуют» расположенный на глубинах более 5000 м топографический склон, и распространяются, следуя изобатам. Данная особенность свидетельствует о ярко выраженной баротропной составляющей, свойственной для волновой природы изучаемого явления. Длины этих волн могут превышать 500 км, а периоды одного года; скорость волн варьируется от нескольких см/с до нескольких десятков см/с.

#### **2.4. Изменчивость мезомасштабных вихрей южной части Тихого океана**

Целью данной части диссертационного исследования является описание особенностей распространения и выявление параметров мезомасштабных циклонов и антициклонов ЮЧТО по альтиметрическим данным. Районом нашего исследования является акватория, прилегающая к побережью Южной Америки: 20-50° ю.ш., 70-120° з.д.

На основе данных Атласа мезомасштабных вихрей МЭТА 3.2 DT в исследуемом районе за 1993-2020 гг. было обнаружено 35127 долгоживущих (продолжительность жизни более 10 суток) антициклонов и 39739 циклонов. На рис. 2.9 приведено число мезомасштабных вихрей в данном районе на одну ячейку 1×1° по широте и долготе за 1993-2020 гг. Можно заметить, что наибольшее число вихрей обоих типов генерируется в шельфовой области, а также на склоне Перуанского и Чилийского желобов. Очевидно, что такая особенность связана не только с неустойчивостью течений, но и с влиянием топографии и апвеллинга. В районе вблизи побережья Южной Америки число антициклонов максимально (более 120 на ячейку) на всей прибрежной области, тогда как циклоны сконцентрированы в основном в районе 38-48° ю.ш. Заметно, что в полосе 30-40° ю.ш. вихрей образуется существенно

меньше, по сравнению с районом 40-50° ю.ш. Подобную разницу можно объяснить меньшим воздействием в первом районе субтропического антициклонического круговорота (рис. 2.9). Также такое различие связано с влиянием АЦТ – самого мощного течения Мирового океана, расход которого по некоторым источникам равен 144 Св ( $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ) (Cunningham et al., 2003). Северная граница АЦТ в ЮЧТО проходит примерно по параллели 40° ю.ш., поэтому увеличение количества циклонов и антициклонов южнее данной широты можно объяснить влиянием АЦТ (Belonenko et al., 2020a). В работе (Гневыхев и др., 2019) процесс вихреобразования в струе АЦТ трактуется в терминах взаимодействия волн Россби с АЦТ. Известно, что волны Россби могут проявляться в виде вихрей, имеющих тенденцию к перемещению в западном направлении (Незлин, 1986). Однако при взаимодействии с АЦТ направление их движения иногда меняется на противоположное из-за того, что вклад слагаемого, связанного с меридиональным изменением сдвига зональной компоненты течения превышает влияние бэ́та-эффекта. Это приводит к тому, что вихри, регистрируемые в МЕТА3.2 DT, движутся в восточном направлении или по крайней мере замедляют свое перемещение на запад (Травкин и др., 2024a). Этим и объясняется рост числа вихрей в районе АЦТ на рис. 2.9. Стоит отметить, что в районе 40-50° ю.ш. количество циклонов значительно превышает число антициклонов. Такая тенденция связана с особенностями меандрирования АЦТ.

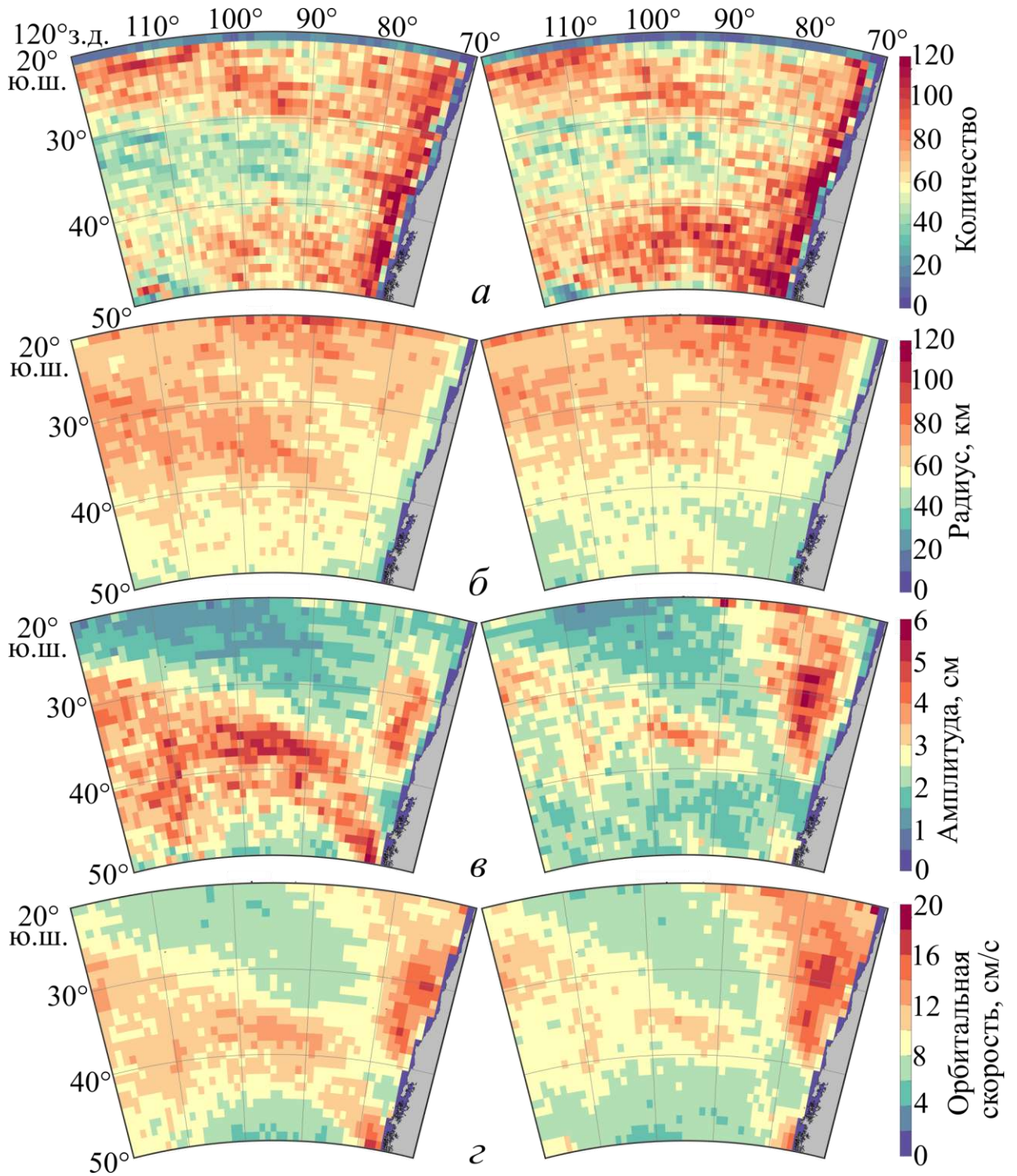


Рис. 2.9. Количество (а), радиус (б), амплитуда (в), орбитальная скорость (г) антициклонов (слева) и циклонов (справа) на ячейку  $1 \times 1^\circ$  по широте и долготе за 1993-2020 гг.

Несмотря на то, что в полосе  $30-40^\circ$  ю.ш. зафиксировано минимальное число вихрей, вихревая энергия в данной области максимальна и может

достигать  $120 \text{ см}^2\text{с}^{-2}$  на ячейку сетки (рис. 2.10). Это объясняется тем, что вихри, находящиеся в данной области, характеризуются максимальной амплитудой, радиусом и орбитальной скоростью (рис. 2.9). С другой стороны, средняя кинетическая энергия МКЕ намного ниже ЕКЕ. Такая особенность свидетельствует о том, что в рассматриваемом диапазоне временных масштабов наибольший вклад в изменчивость дает именно вихревая компонента. На вертикальных профилях отчетливо заметно существенное доминирование ЕКЕ над МКЕ в слое от 0 до 550 м, а также резкое уменьшение ЕКЕ и МКЕ с увеличением глубины (рис. 2.10). Максимальные значения ЕКЕ и МКЕ фиксируются на поверхности моря, при этом наибольшая разница между ЕКЕ и МКЕ характерна для горизонта 30 м. На глубине около 500 м значения МКЕ становятся близки к нулю, тогда как величина ЕКЕ снижается более чем в два раза, по сравнению со значениями на поверхности (рис. 2.10).



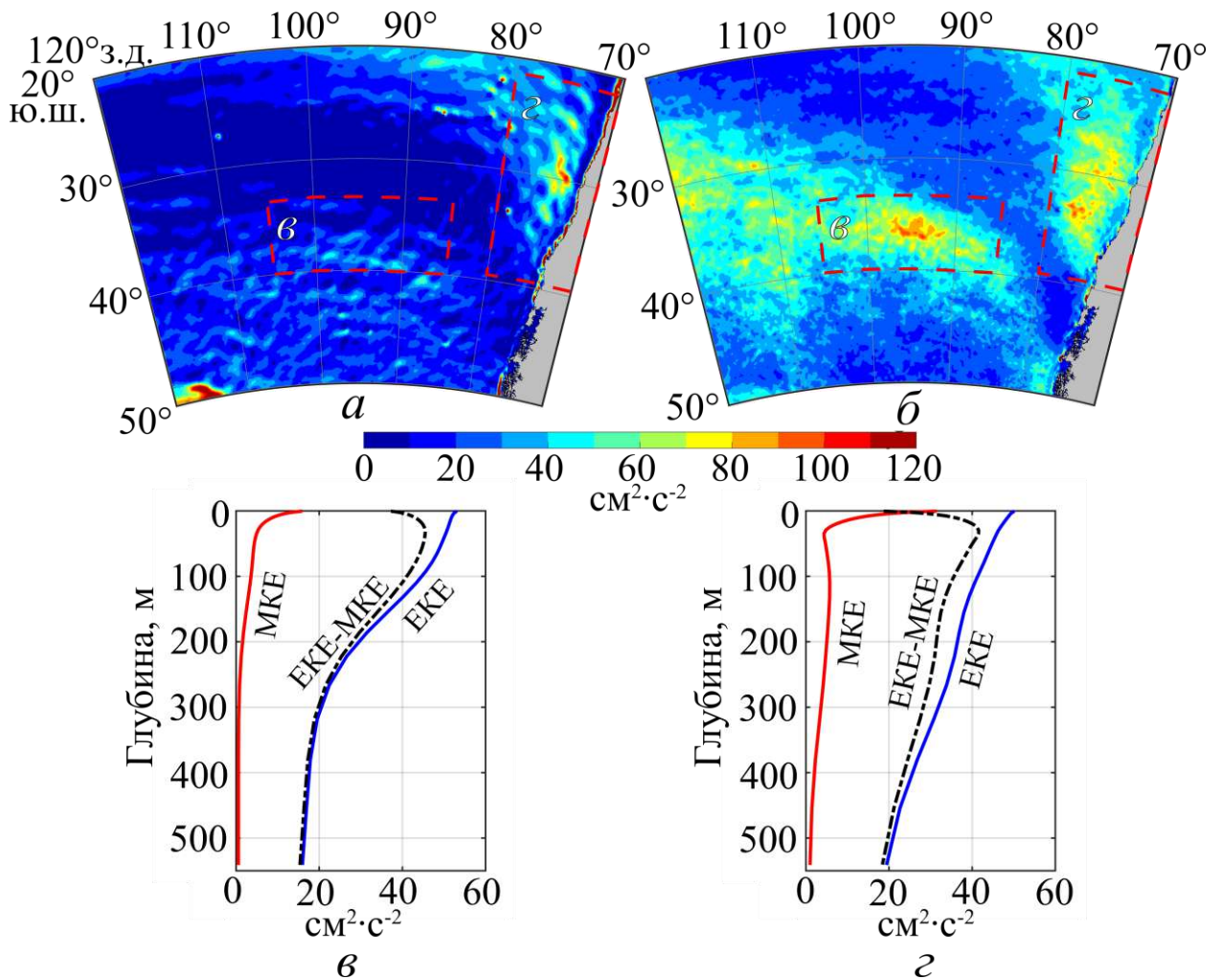


Рис. 2.10. Осредненные за 2010-2020 гг. значения средней кинетической энергии (МКЕ) (а) и вихревой кинетической энергии (ЕКЕ) (б) на поверхности; Осредненные по выделенным областям (красный пунктир) вертикальные профили МКЕ, ЕКЕ и ЕКЕ-МКЕ (в и з) по данным GLORYS12V1 (см<sup>2</sup>·с<sup>-2</sup>).

На рис. 2.9 и рис. 2.10 можно заметить, что распределение картируемых параметров существенно отличается от зонального, так, области повышенных значений вытянуты в сторону экватора. Причем такая тенденция более выражена для антициклонов. Очевидно, указанный факт тесно связан с меридиональным смещением вихрей. Подобное смещение мезомасштабных вихрей отмечается во многих работах, причем как в теоретических, так и в работах, результаты которых основаны на использовании спутниковых данных. При этом установлено, что траектории движения циклонов имеют

тенденцию смещаться к полюсу, а антициклонов – к экватору. Несмотря на то, что возможные физические механизмы подобного меридионального смещения приводятся в публикациях других авторов, единый механизм до сих пор не обнаружен. Подробный обзор исследований по данной теме приводится в работе (Gnevyshev et al., 2021), где авторы рассматривают возможные механизмы на примере мезомасштабных вихрей Южной Атлантики и предлагают версию, которая согласуется с узконаправленным угловым излучением длинных волн Россби незональными течениями.

По данным в табл. 2.3 можно обнаружить, что количество циклонов с продолжительностью жизни 10-90 сут. намного выше числа аналогичных по продолжительности антициклонов, при этом среди вихрей с продолжительностью жизни более 180 сут. ситуация противоположна. Максимальная амплитуда, орбитальная скорость и радиус свойственны для мезомасштабных вихрей с продолжительностью жизни более 180 сут. Подобные вихри перемещаются на существенные расстояния, проходя в среднем за свою жизнь более 400 км.

Табл. 2.3. Средние оценки параметров антициклонов (АЦ) и циклонов (Ц) в ЮВТО.

Параметры	АЦ			Ц		
Продолжительность жизни, сут	[10-90)	[90-180)	180+	[10-90)	[90-180)	180+
Число вихрей, шт.	28779	4176	2172	33828	4246	1665
Амплитуда, см	1,63±1,01	3,09±1,56	4,27±1,72	1,63±0,90	2,81±1,24	3,67±1,44

Орбитальная скорость, см/с	7,58±2, 66	9,83±2,9 5	11,28±2, 82	7,55±2, 70	9,37±2,8 8	10,75±3, 21
Радиус, км	47,61± 13,77	65,43±16 ,38	73,68±15 ,53	46,98± 12,66	64,47±15 ,45	74,65±16 ,77
Перемещени е, км	60,32± 52,42	200,24±1 26,41	442,07±3 24,85	58,46± 50,23	201,65±1 30,35	490,99±3 54,52
Перемещени е, км/сут	4,96±2, 19	4,91±1,8 3	4,38±1,4 5	4,97±2, 11	5,12±1,6 2	5,03±1,3 4

На рис. 2.11 представлены диаграммы распределения повторяемости основных параметров циклонов и антициклонов. Заметно, что большинство вихрей имеет радиус 25-75 км, амплитуду менее 5 см, орбитальную скорость 5-15 см/с и продолжительность жизни не более 50 сут. Среднемесячное число циклонов и антициклонов, их радиус, амплитуда и орбитальная скорость демонстрируют наличие ярко выраженной сезонной изменчивости (рис. 2.12). Так, максимальное количество вихрей зафиксировано в период июль-ноябрь, тогда как минимальное число обнаружено в феврале-марте. С февраля по июль отмечается уменьшение среднего радиуса и амплитуды антициклонов, с января по июль – у циклонов. Наибольшие значения орбитальной скорости наблюдаются с октября по декабрь (рис. 2.12).

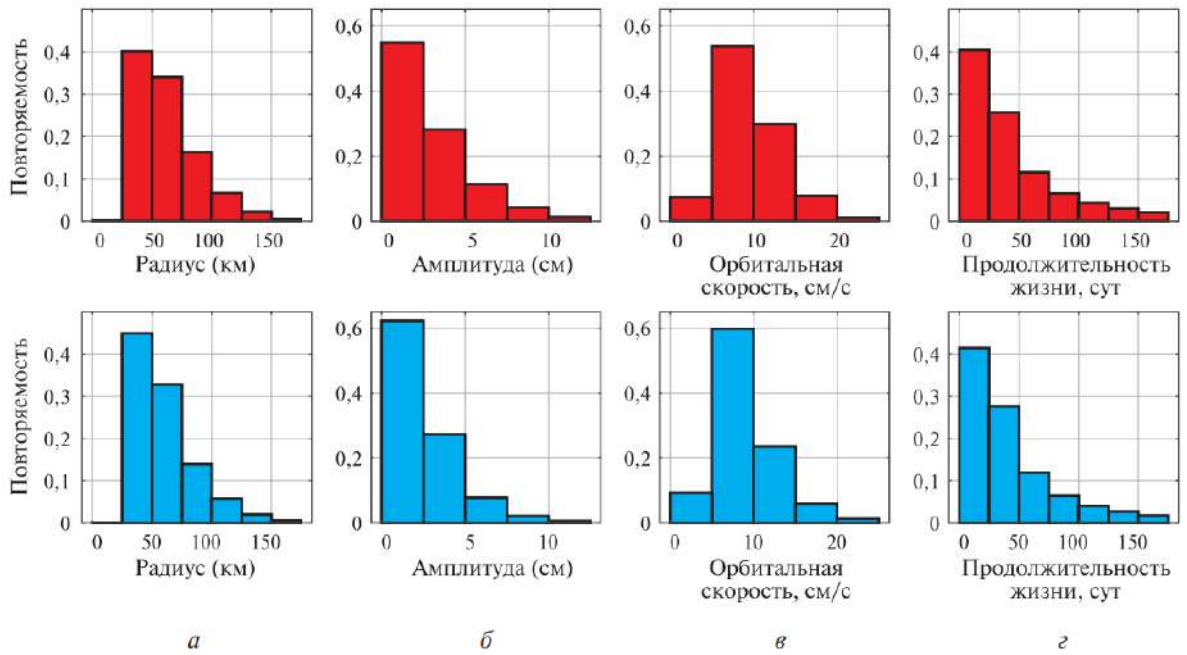


Рис. 2.11. Повторяемость радиуса (*а*), амплитуды (*б*), орбитальной скорости (*в*), продолжительности жизни (*г*) антициклонов (*вверху*) и циклонов (*внизу*) за 1993-2020 гг. по данным МЕТА3.2 ДТ.

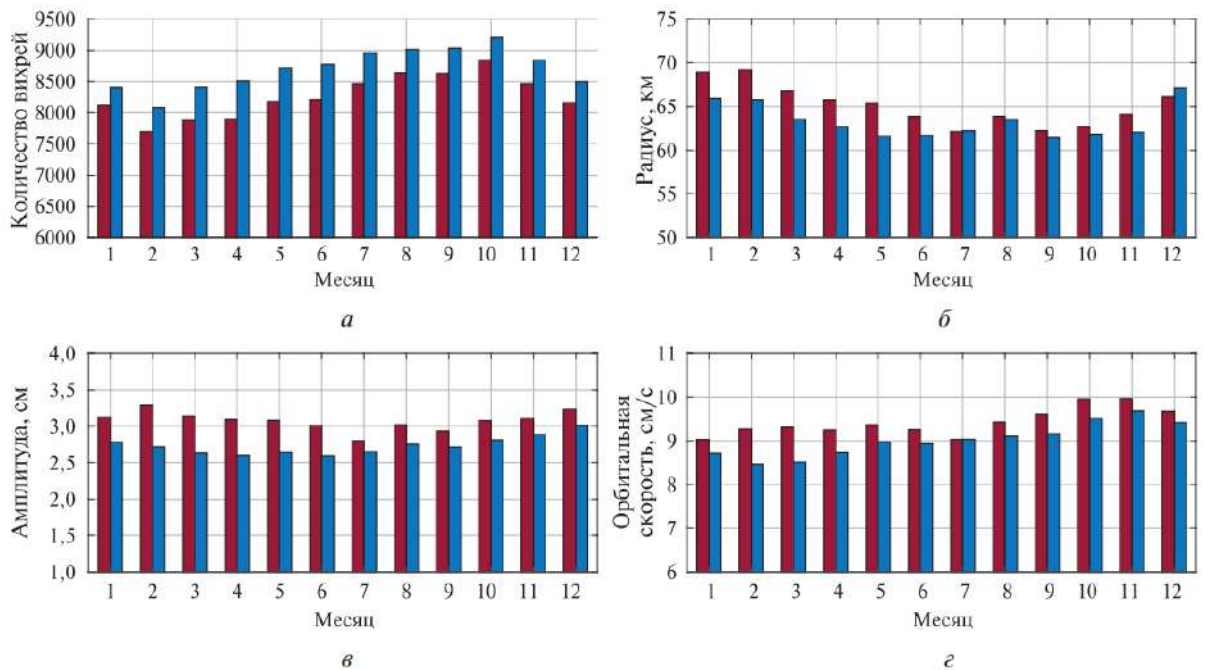


Рис. 2.12. Среднемесячные характеристики мезомасштабных вихрей за 1993-2020 гг. по данным МЕТА3.2 ДТ: количество вихрей за месяц (*а*), радиус (*б*), амплитуда (*в*), орбитальная скорость (*г*) для антициклонов (красный цвет) и циклонов (синий цвет).

Среди всего множества вихрей нас наиболее интересуют долгоживущие вихри. На рис. 2.13 показаны траектории и параметры циклонов и антициклонов с продолжительностью жизни более 180 и 550 сут. Можно заметить, что подавляющее число как антициклонов, так и циклонов перемещается в западном и северо-западном направлении, тогда как лишь единичные вихри движутся в обратном направлении. Также можно отметить, что число наиболее долгоживущих антициклонов превышает аналогичное значение для циклонов. Подобная разница связана с тем, что антициклоны являются более устойчивыми образованиями. Более подробно данный факт рассматривается в работе М.В. Незлина (1986) в терминах циклон-антициклонной асимметрии. Так, наблюдаемая циклон-антициклонная асимметрия является прямым следствием скалярной нелинейности и весьма принципиальным дисперсионно-нелинейным свойством вихрей Россби. Наибольшая продолжительность жизни среди антициклонов составляет 1696 сут, среди циклонов 749 сут. За этот временной промежуток антициклон преодолел 4555 км, тогда как циклон 4163 км, при этом перемещение вихрей составило 1439 и 1366 км, соответственно.

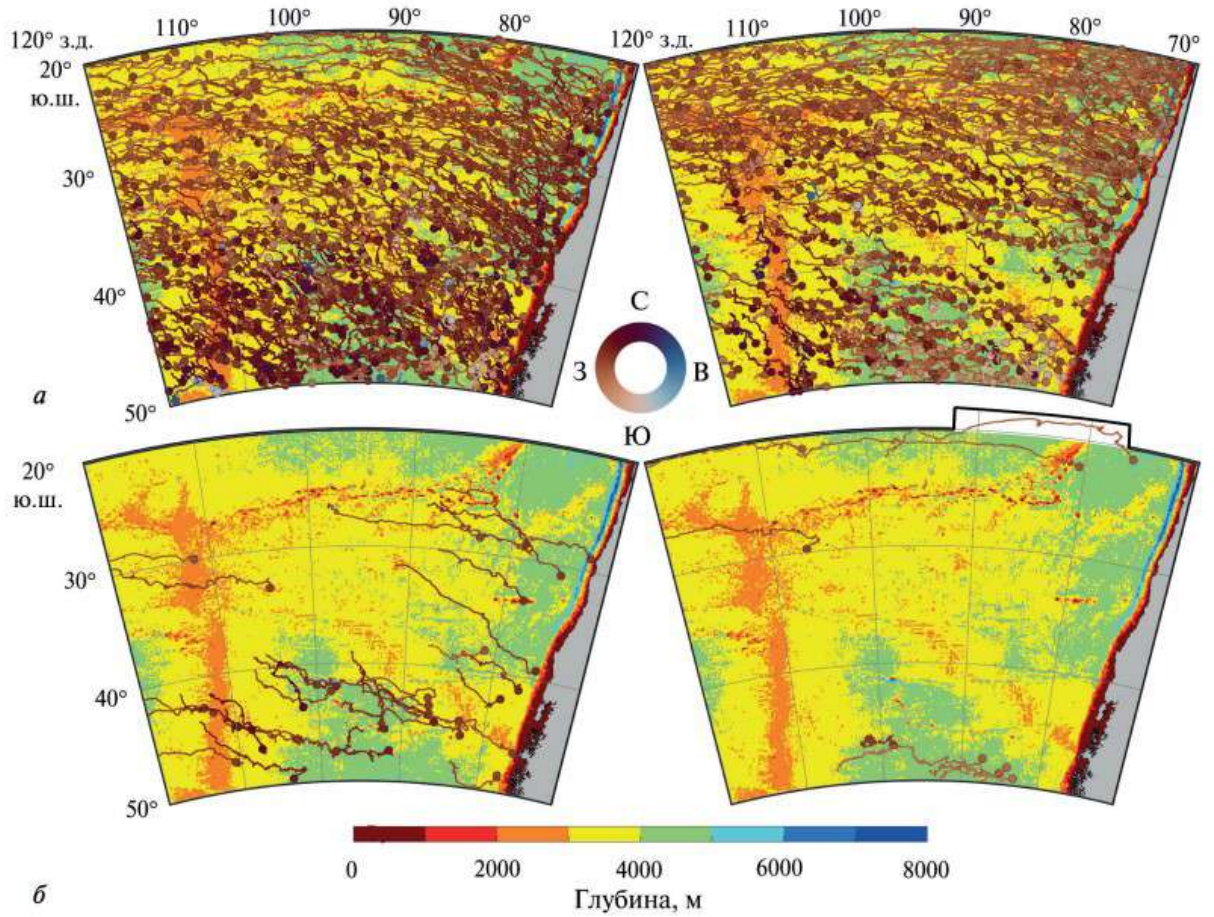


Рис. 2.13. Траектории антициклонов (слева) и циклонов (справа) с продолжительностью жизни более 180 сут (а) и 550 сут (б) за 2010-2020 гг. по данным МЕТАЗ.2 ДТ.

*Сравнение параметров долгоживущих мезомасштабных вихрей ЮЧТО с характеристиками мезомасштабных вихрей Южной Атлантики*

В работе (Gnevyshev et al., 2021) авторы рассматривали траектории долгоживущих вихрей Агульяса (южная Атлантика) с продолжительностью жизни более двух лет. В свою очередь, в нашей работе мы анализируем треки долгоживущих вихрей ЮЧТО. В обоих случаях используются данные Атласа траекторий мезомасштабных вихрей, созданного на основе альтиметрической информации. Сравнение характеристик мезомасштабных циклонов и антициклонов демонстрирует следующие результаты. Установлено, что только антициклоны являются долгоживущими среди вихрей Агульяса. Они

движутся практически прямолинейно на северо-запад, преодолевая тысячи километров и пересекая южную Атлантику (Gnevyshev et al., 2021, table 1). В свою очередь, для ЮЧТО характерно наличие и долгоживущих циклонов, хотя их общее количество значительно меньше числа долгоживущих антициклонов. Можно заметить, что по большинству рассматриваемых параметров, таких как, время жизни, амплитуда, радиус, орбитальная скорость и перемещение, долгоживущие вихри ЮЧТО уступают вихрям южной Атлантики. Подобная разница связана с различиями в механизмах генерации данных вихрей. Дело в том, что долгоживущие вихри Агульяса формируются из-за разрушения рингов Агульяса, способствующего образованию мощных и устойчивых антициклонов, движущихся в западном направлении и способных пересечь Атлантический океан. В ЮЧТО схожий механизм отсутствует, поскольку здесь мезомасштабные вихри формируются преимущественно за счет баротропной и бароклинной неустойчивости течений. Движение вихрей происходит преимущественно под влиянием течений, топографии и бэта-эффекта. Сравнительный анализ данных факторов приводится в работах (Гневывшев и др., 2019, 2021; Gnevyshev et al., 2022). В южной Атлантике вихри перемещаются практически прямолинейно. Под действием топографии, в частности, при пересечении Китового и Южно-Атлантического хребтов, траектории меняют направление движения, после чего снова распространяются прямолинейно. В ЮЧТО вихри не меняют азимут распространения при пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия. Стоит отметить, что в полосе 40-50° ю.ш. некоторые траектории антициклонов движутся вдоль изобат (рис. 2.13).

#### *Обсуждение и основные выводы*

Обнаружено, что наибольшее количество мезомасштабных вихрей в ЮЧТО формируется в прибрежной шельфовой области, а также на склонах Перуанского и Чилийского желобов. Число антициклонов на одну ячейку

максимально (более 120 шт.) в прибрежной области в полосе 38-48° ю.ш., тогда как для циклонов подобные значения свойственны вдоль всей прибрежной области. В центральной части исследуемого района выделяется полоса от 20-30° ю.ш., в которой число антициклонов и циклонов может превышать 80 и более вихрей на ячейку. В полосе 30-40° ю.ш. количество вихрей существенно уменьшается: порядка 30-40 на одну ячейку, при этом вихревая кинетическая энергия ЕКЕ в данной области максимальна и достигает  $120 \text{ см}^2/\text{с}^2$ . Это связано с тем, что вихри здесь имеют максимальную амплитуду, радиус и орбитальную скорость. С другой стороны, средняя кинетическая энергия МКЕ невелика, поскольку в рассматриваемом диапазоне временных масштабов наибольший вклад в изменчивость дает вихревая компонента. Максимальные значения МКЕ и ЕКЕ зафиксированы в поверхностном слое, уменьшаясь при этом с глубиной. В полосе 40-50° ю.ш. количество вихрей (особенно циклонов) резко увеличивается из-за влияния АЦТ. Районы с повышенными значениями параметров вихрей (амплитуды, радиуса и орбитальной скорости) вытянуты к экватору, причем наиболее ярко это заметно для антициклонов.

Диаграммы средних значений параметров антициклонов и циклонов показывают, что большинство вихрей имеет радиус 25-75 км, амплитуду более 5 см, орбитальную скорость 5-15 см/с и продолжительность жизни не более 50 суток. Максимальное количество вихрей зафиксировано с июля по ноябрь, наименьшее – в феврале и марте. С октября по декабрь наблюдаются наибольшие значения орбитальной скорости вихрей. Для движущихся на запад мезомасштабных вихрей отмечается наличие меридионального смещения. Так, траектории циклонов смещаются к полюсу, а антициклонов к экватору. Среди долгоживущих циклонов и антициклонов выделяется антициклон с продолжительностью жизни более 1600 сут и пройденным расстоянием более 4500 км. Амплитуда этого вихря достигала 14 см, а радиус превышал 130 км. Сравнение основных параметров мезомасштабных вихрей



южной Атлантики и ЮЧТО свидетельствует о том, что вихри ЮЧТО уступают вихрям Атлантического океана по большинству характеристик, за исключением одной: в ЮЧТО зафиксированы долгоживущие циклоны, тогда как в южной Атлантике подобных вихрей не обнаружено. Практическая значимость полученных результатов состоит в том, что разработанные оригинальные методы и подходы по исследованию мезомасштабной вихревой динамики в южной части Тихого океана могут применяться и для других районов Мирового океана, в т.ч. и для решения промысловых задач.

## ГЛАВА 3. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

### 3.1. Используемые данные

В работе используются данные за период с 1993 по 2020 гг. реанализа гидрофизических полей Балтийского моря BALTICSEA\_REANALYSIS\_PHY\_003\_011, доступного на портале Copernicus Marine Service ([https://data.marine.copernicus.eu/product/BALTICSEA\\_REANALYSIS\\_PHY\\_003\\_011/](https://data.marine.copernicus.eu/product/BALTICSEA_REANALYSIS_PHY_003_011/)). Основой реанализа является модель NEMO-Nordic, базирующаяся на модели NEMO-3.6. В реанализе используется волновая модель WAM (версия 4.6.2), адаптированная к условиям Балтийского моря. Атмосферный форсинг с 1993 по 2011 гг. задавался при помощи атмосферного реанализа Euro4M (пространственное разрешение – 22 км), а с 2012 по 2018 гг. при помощи реанализа UERRA (пространственное разрешение – 11 км). Расчет плотности в исходной модели проводился при помощи термодинамического уравнения морской воды TEOS-10. Часть параметров (высота поверхности моря, концентрация и толщина морского льда) доступна с ежечасным временным разрешением, тогда как соленость, температура, горизонтальные компоненты течений и глубина верхнего квазиоднородного слоя доступны с суточным и ежемесячным осреднением. Пространственное разрешение по широте и долготе составляет 2' и 3'20" (0.03333° и 0.05556°, соответственно). По вертикали массив содержит 57 горизонтов от поверхности до глубины 711 м (в проливе Скагеррак). Шаг между горизонтами варьируется от 1 м (на поверхности) до 25 м для последних горизонтов. В Балтийском море последним горизонтом по данным реанализа является горизонт 361 м в Ландсортской впадине.

### 3.2. Используемые методы

Для автоматической идентификации мезомасштабных циклонов и антициклонов в Балтийском море мы использовали метод автоматической

идентификации вихрей, подробно описанный в работе (Faghmous et al., 2015) и доступный по адресу (<https://github.com/jfaghm/OceanEddies>). В нашем диссертационном исследовании данный алгоритм ранее уже был подробно описан (см. раздел 1.2). Для обнаружения мезомасштабных вихрей мы используем ежесуточные данные по высоте морской поверхности реанализа гидрофизических полей Балтийского моря. Замкнутые области с положительными (отрицательными) аномалиями высоты морской поверхности определяются как антициклона (циклоны). За амплитуду каждой вихревой структуры считается разность между величиной экстремума в поле уровня и значением уровня на границе вихря (Faghmous et al., 2015).

### **3.3. Сезонная и межгодовая изменчивость мезомасштабных вихрей Балтийского моря**

Целью данной части диссертационного исследования является изучение основных характеристик (амплитуда, радиус, продолжительность жизни, а также количество), а также пространственно-временной изменчивости мезомасштабных вихрей Балтийского моря за 1993-2020 гг. Для достижения данной цели используются данные реанализа гидрофизических полей Балтийского моря, а также метод автоматической идентификации вихревых структур. При помощи алгоритма идентификации вихрей в Балтийском море за 1993-2020 гг. было обнаружено 119840 вихрей, из которых 54246 (45,3% от общего количества) являются антициклонами и 65594 (54,7% от общего количества) являются циклонами, соответственно. Число долгоживущих (продолжительность жизни  $\geq 7$  суток) антициклонов и циклонов составляет 1728 и 1940 вихрей (1,4% и 1,6% от общего числа вихрей, соответственно). Подобные оценки свидетельствуют, что число циклонов в Балтике превышает на 12% число антициклонов для долгоживущих вихрей и на 21% для всех видов вихрей. На рис. 3.1 показана повторяемость амплитуды, радиуса и продолжительности жизни циклонов и антициклонов. Можно заметить, что наибольшая повторяемость амплитуды лежит в диапазоне 0.05-0.20 м (46%

антициклонов и 41% циклонов, соответственно) и в дальнейшем повторяемость постепенно убывает. Также заметна незначительная асимметрия – антициклонов с амплитудой менее 0,20 м меньше, чем циклонов, при этом разница может достигать 2,5%. Радиус менее 10 км имеет 59% антициклонов и 64% циклонов, 29% антициклонов и 27% циклонов имеют радиус 10-15 км, а 9% антициклонов и 7% циклонов характеризуются радиусами 15-20 км (рис. 3.1). Таким образом, наиболее частыми мезомасштабными вихрями в Балтийском море являются вихри с радиусом 5-10 км, причем число циклонов превалирует над числом антициклонов. Вихри с радиусом более 20 км составляют лишь 3% и 2% от общего числа антициклонов и циклонов, соответственно. Установлено, что некоторые вихри могут иметь радиус более 30 км, однако, их число невелико. Анализируя продолжительность жизни вихрей, можно заметить, что большинство (около 60%) как циклонов, так и антициклонов существуют 2-3 дня, а 21% – 3-4 дня. Таким образом, всего лишь 1/5 от общего числа вихрей имеет продолжительность жизни более 4 суток, при этом некоторое число вихрей способно существовать более 10 суток.

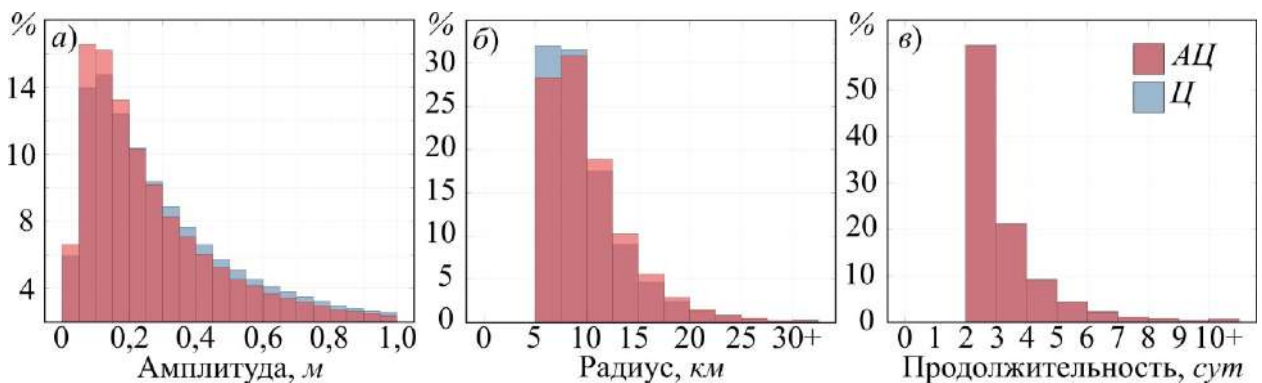


Рис. 3.1. Повторяемость (%) амплитуды (м), радиуса (км), продолжительности жизни (сут.) для антициклонов (АЦ, красный цвет) и циклонов (Ц, синий цвет).

По данным табл. 3.1 можно установить, что средняя амплитуда циклонических вихрей на 12% больше аналогичной характеристики для

антициклонов. С другой стороны, площадь антициклонов на 6% превышает площадь циклонов, а также характеризуется большей изменчивостью. Заметно, что для циклонов свойственны большие скорости перемещения и их изменчивость, по сравнению с антициклонами. В среднем циклоны и антициклоны проходят за сутки 3,7-4,0 км, что соответствует скоростям около 4,4-4,6 см/с. Некоторое число вихрей способно преодолевать 10-24 км в сутки, что соответствует скоростям 11,6-27,8 см/с. Антициклоны характеризуется чуть большей продолжительностью жизни, по сравнению с циклоническими структурами (табл. 3.1). В работе (Vortmeyer-Kley et al., 2019) авторы указывают, что наибольшим перемещением обладают вихри, формирующиеся в глубоководных частях Балтийского моря. Подобная особенность может быть связана с уменьшением придонного трения и слабым взаимодействием с нижележащим пограничным слоем.

Таблица 3.1. Основные характеристики мезомасштабных вихрей.

	АЦ	Ц	АЦ и Ц
Число вихрей (шт.)	54246	65594	119840
Амплитуда (м)	0.25±0.07	0.28±0.07	0.27±0.07
Площадь (км <sup>2</sup> )	380±98	356±91	368±94
Радиус (км)	11.00±5.59	10.65±5.38	10.82±5.47
Геострофическая скорость (см/с)	6.7±2.1	6.4±2.0	6.5±2.0
Перемещение за сутки (км)	3.79±0.84	4.01±0.94	3.91±0.90
Скорость перемещения (см/с)	4.39±0.98	4.64±1.08	4.52±1.04
Продолжительность жизни (сут.)	2.83±1.49	2.82±1.44	2.83±1.47

На рис. 3.2а и 3.2б показано общее число вихрей в Балтийском море на ячейку сетки реанализа за 1993-2020 гг. Заметно, что зонами с количеством вихрей более 50 на ячейку сетки являются: пролив Каттегат, Кильская и Мекленбургская бухты, а также южная оконечность о. Борнхольм.

Существенное число антициклонов обнаружено у северо-восточной оконечности о. Готланд, а также в Гданьском и Рижском заливах. Также значительное количество антициклонов прослеживается в Финском и Ботническом заливах. Для циклонов свойственна концентрация в проливе Каттегат, у северных оконечностей о. Борнхольм и о. Готланд, а также в Рижском заливе. Существенное число циклонов зафиксировано в Финском и Ботническом заливах и вблизи Аландских островов.

Среднее направление движения мезомасштабных циклонов и антициклонов показано на рис. 3.2в и 3.2г. Заметно, что в южной части Балтики вихри обоих типов имеют северо-восточное направление движения, при этом в Гданьском Куршском заливах вихри характеризуются восточным направлением движения. Восточнее о. Готланд большая часть циклонов движется в южном направлении, изменяя у южной оконечности направление своего движения на западное. В Рижском заливе антициклоны и циклоны образуют замкнутые циркуляции с соответствующим направлением. В Финском заливе антициклоны перемещаются в северном направлении, циклоны в северо-восточном. Из центральной части Балтики вихри поступают в Ботнический залив, и в дальнейшем движутся в северном направлении.

На рис. 3.2д и 3.2е отмечены траектории долгоживущих антициклонов и циклонов. В южной и центральной частях Балтийского моря заметны цепочки вихревых структур, причем траектории и направление долгоживущих вихрей практически совпадает с генеральной циркуляцией Балтийского моря. В южной части Балтийского моря, а также севернее о. Готланд большинство долгоживущих антициклонов и циклонов имеет восточное направление. С другой стороны, значительное число движущихся на запад антициклонов зафиксировано в Финском и Гданьском заливах. Подобные результаты свидетельствуют о значительном зональном и меридиональном переносе тепла и соли долгоживущими циклонами и антициклонами, что способствует уменьшению контраста термохалинных характеристик между поступающими в Балтику солеными североморскими водами и пресными водами речного

стока. Стоит отметить, что в южной части Балтийского моря вихри обоих типов следуют в восточном направлении по подводному каналу, далее разделяясь на две ветви – одна ветвь следует вдоль изобат на северо-восток, тогда как другая ветвь движется в сторону Гданьского залива.

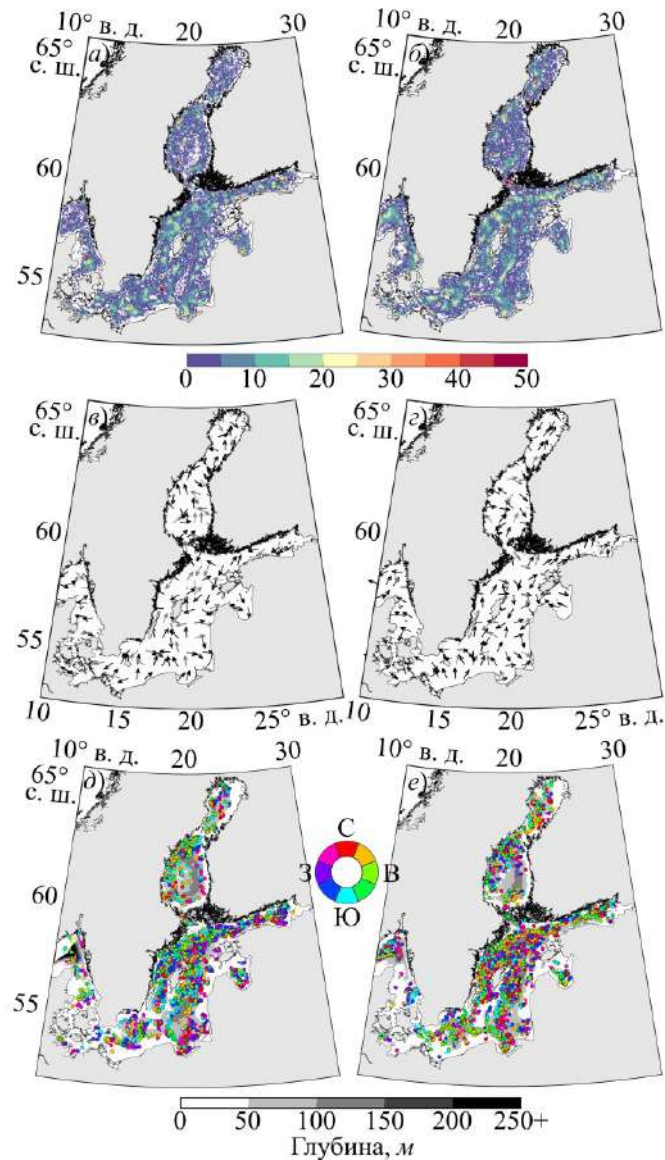


Рис. 3.2. Суммарное число мезомасштабных антициклонов (а) и циклонов (б) на ячейку сетки реанализа за 1993-2020 гг.; генеральная циркуляция мезомасштабных антициклонов (в) и циклонов (г) за 1993-2020 гг., черным цветом показаны наиболее интенсивные скорости вихрей; траектории долгоживущих (>7 суток) мезомасштабных антициклонов (д) и циклонов (е), цветом показана батиметрия (м).

По данным рис. 3.3 можно заметить, что отношение большой и малой полуосей вихрей Балтийского моря близко к 1,58. Подобное значение свидетельствует о том, что большая часть вихрей в Балтике являются эллипсоидальными, причем форма, размеры и направление движения антициклонов и циклонов довольно близки. Распределение величин большой и малой полуосей вихрей показано на рис. 3.3а и 3.3б. При малых размерах отношение осей у антициклонов и циклонов также близко к 1,58. С увеличением длины большей полуоси до 30 км у циклонов заметно смещение отношения осей к единице, которое наиболее явно прослеживается при длине порядка 40 км. Подобные оценки демонстрируют, что форма большинства циклонов с радиусом более 30 км близка к окружности, тогда как у антициклонов аналогичных размеров она остается эллипсоидальной. Известно, что сильно вытянутые мезомасштабные вихри являются крайне неустойчивыми (Жмур, 2010). Полученное нами соотношение полуосей балтийских вихрей (~1,58) свидетельствует о существенном влиянии фоновых течений на мезомасштабную вихревую динамику, в результате чего вихри стремятся к вытягиванию. При этом данный результат намного ниже критического значения для эллипсоидальных вихрей (отношение полуосей – 3:1), что говорит о довольно высокой устойчивости вихрей Балтики.



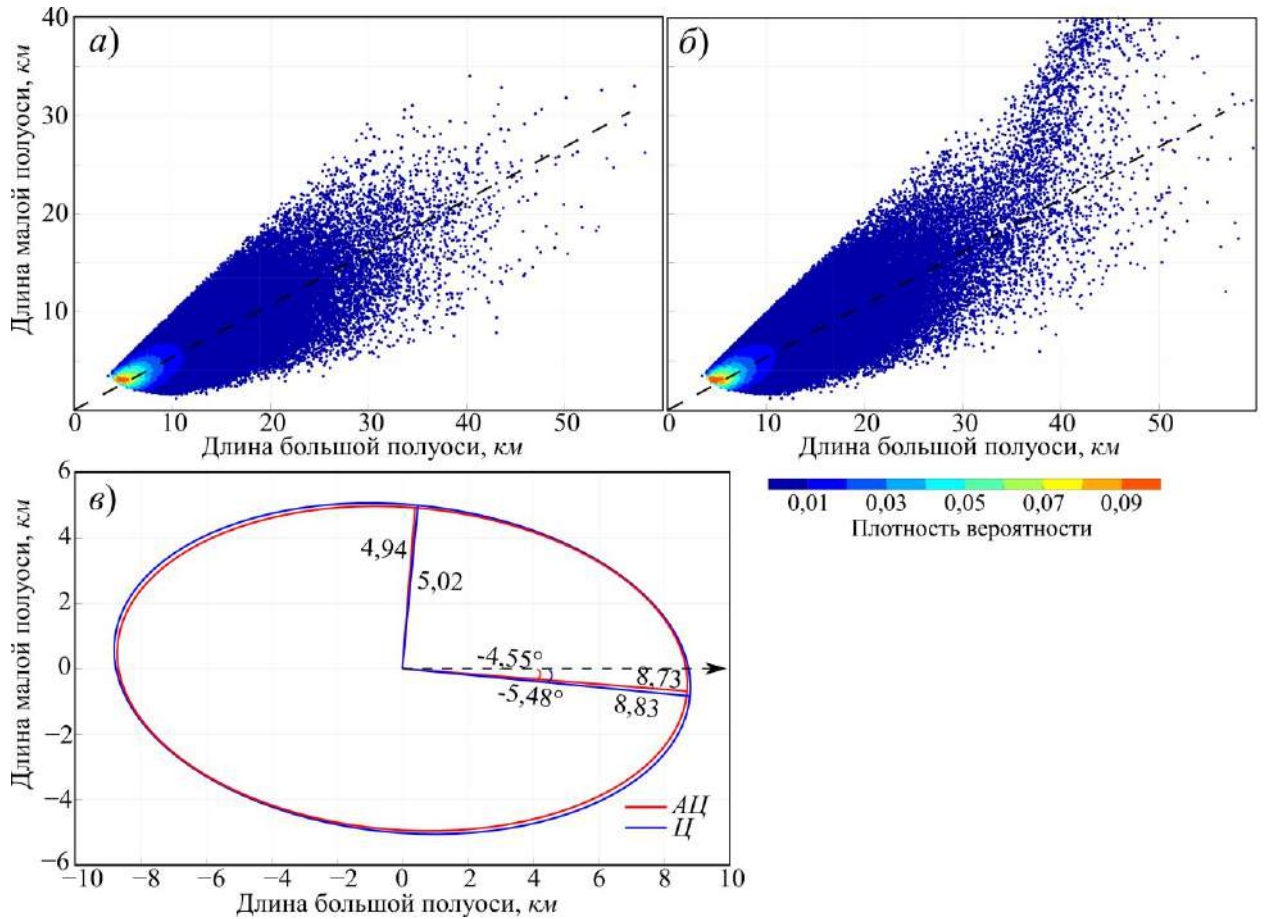


Рис. 3.3. Распределение и плотность вероятности длин большой и малой полуосей (км): а – антициклонов, б – циклонов. Черной линией показано среднее отношение полуосей; в – средняя длина и наклон большой и малой полуосей: циклонов (Ц, синий цвет) и антициклонов (АЦ, красный цвет).

Для мезомасштабных вихрей Балтийского моря характерны положительные величины значимых линейных трендов амплитуды и числа циклонов и антициклонов (рис. 3.4а и 3.4б). Так, для антициклонов и циклонов соответствующие тренды амплитуды равны 0,6 см/10 лет и 0,5 см/10 лет. При этом число антициклонов и циклонов растет на 16,4 и 16,0 вихрей в год. Размах среднегодовых величин амплитуды антициклонов и циклонов превышает 3,5 и 3,0 см, соответственно. Размах числа антициклонов и циклонов составляет 524 и 680 вихрей, соответственно. Можно заметить, что амплитуда и число циклонов во все годы превышает аналогичные параметры антициклонов. Межгодовая изменчивость амплитуд и числа вихрей отчетливо

прослеживается и между соседними годами. Так, среднегодовые значения амплитуды могут колебаться на 2 см между двумя соседними годами (0,24 м и 0,26 м у антициклонов в 2009 и 2010 гг., соответственно). Среднее число циклонов и антициклонов для соседних лет может варьироваться на более чем 200-300 вихрей (например, 2159 циклонов в 2011 г. и 2493 циклона в 2012 г., соответственно), причем в последние годы изменчивость существенно возрастает.

Для среднемесячных значений амплитуд циклонов и антициклонов характерно резкое увеличение в осенне-зимний период, тогда как наименьшие значения наблюдаются с конца весны по середину лета (рис. 3.4в). В период с июля по декабрь зафиксирован существенный рост амплитуд обоих типов вихрей – с 0,24 до 0,27 м у антициклонов и с 0,25 до 0,31 м у циклонов. В дальнейшем с января по май происходит уменьшение средних амплитуд циклонов и антициклонов. Стоит отметить, что амплитуды циклонов в течение всего года превышают аналогичные значения у антициклонов.

В противоположность амплитуде, минимальное число вихрей зафиксировано в осенне-зимний период – менее 3,5 и 4,5 тыс. антициклонов и циклонов за февраль (рис. 3.4г). В дальнейшем до мая-августа число вихрей обоих типов растет, количество циклонов максимально в мае (6,5 тыс.), антициклонов в августе (более 5 тыс.). Начиная с сентября среднемесячное число вихрей обоих типов начинает линейно снижаться. Во все месяцы число циклонов превосходит число антициклонов.

Для среднегодовых значений радиусов циклонов и антициклонов характерно наличие ярко выраженной изменчивости, а также небольших значимых отрицательных трендов (рис. 3.4д). Угловой коэффициент линейного тренда у циклонов имеет большие значения по модулю, по сравнению с аналогичным параметром для антициклонов. Лишь в 2011 году средние размеры циклонов существенно превышали размеры антициклонов. На рисунке 3.4е показана средняя площадь, которую одномоментно занимают циклоны и антициклоны в Балтийском море. Несмотря на тот факт, что

размеры антициклонов больше, по сравнению с циклонами, за счет существенного количества последние занимают большую площадь, по сравнению с антициклонами. Для вихрей обоих типов характерна ярко выраженная межгодовая изменчивость, так, площадь, занимаемая вихрями, может меняться от года к году на 25-33%. В целом, для площади циклонов и антициклонов прослеживается значительный положительный линейный тренд, при этом угловой коэффициент тренда у антициклонов выше, по сравнению с циклонами.

Для радиусов и площади циклонов и антициклонов характерна существенная сезонная изменчивость (рис. 3.4ж и 3.4з). Так, с января по июль наблюдается резкое увеличение значений радиусов вихрей с 10 до 11,5-11,8 км. Далее с августа радиус вихрей линейно уменьшается до минимума в декабре. Схожим образом меняется и площадь циклонов и антициклонов. Так, минимальные значения зафиксированы в декабре, далее вплоть до августа площадь растет, причем антициклоны начинают занимать такую же часть акватории Балтийского моря, как и циклоны (рис. 3.4з). В летний период циклоны и антициклоны занимают более 8000 км<sup>2</sup> одновременно, против 4000 км<sup>2</sup> в декабре. Таким образом, в зимний период мезомасштабные вихри одновременно занимают ~2% акватории Балтийского моря, тогда как в летний период данный показатель увеличивается до 4%.

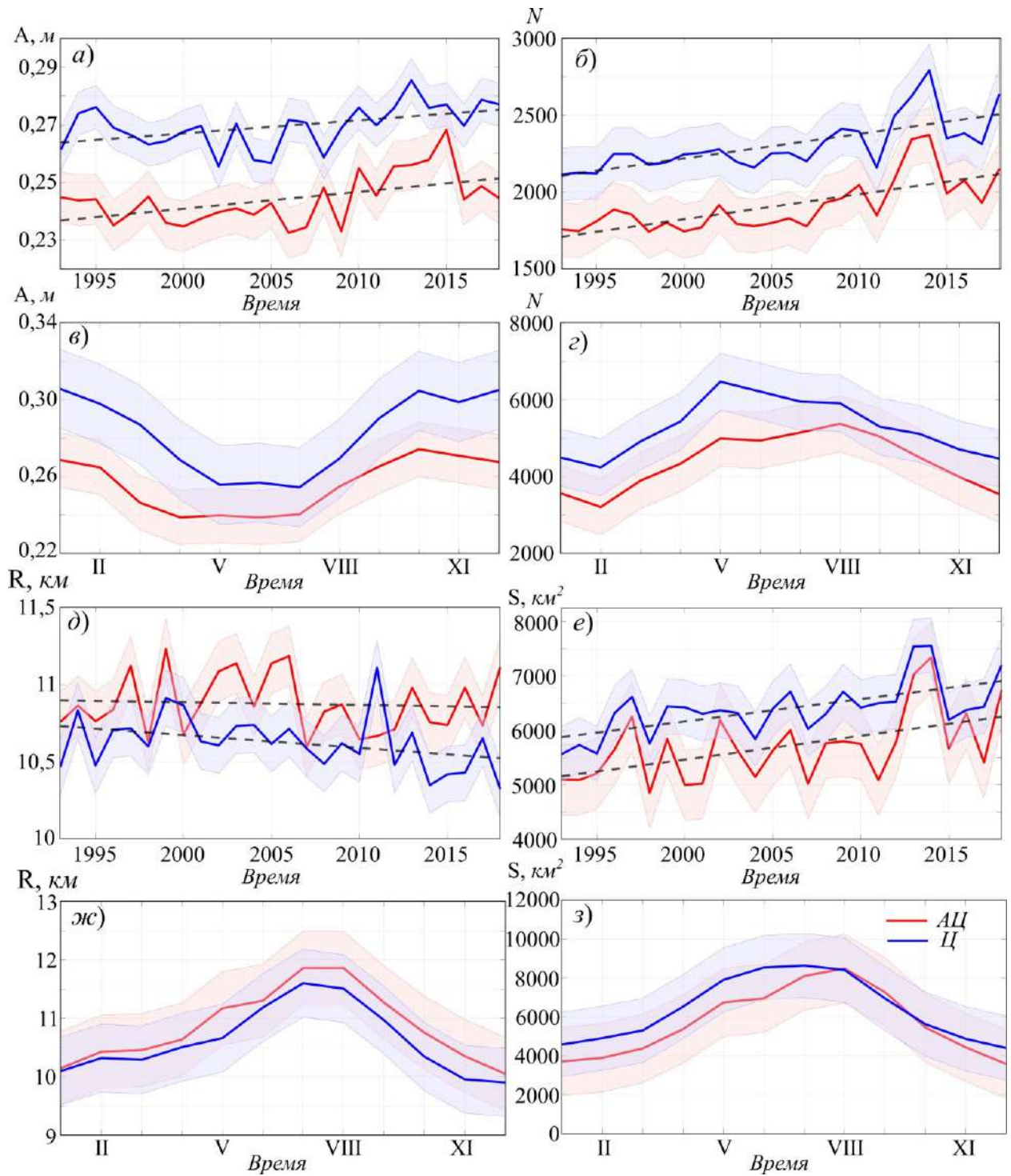


Рис. 3.4. Среднегодовые значения за 1993-2018 гг.: амплитуд (а), числа (б), радиусов (д) и площади (е) циклонов (синий цвет) и антициклонов (красный цвет); среднемесячные значения за 1993-2018 гг.: амплитуд (в), числа (г), радиусов (ж) и площади (з) циклонов (синий цвет) и антициклонов (красный цвет).

### *Основные выводы*

При помощи метода автоматической идентификации вихрей в Балтийском море за 1993-2020 гг. было обнаружено 119840 мезомасштабных вихрей, 54,7% из которых составляют циклоны и 45,3% антициклоны. Подобная разница числа циклонов и антициклонов встречается и в других районах Мирового океана (Dong et al., 2012). Большая часть вихрей имеет амплитуду 0,05-0,25 м, радиус 5-10 км и продолжительность жизни порядка 2-3 суток. Наши результаты близки к значениям, которые приводятся в работе (Vortmeyer-Kley et al., 2019). Так, авторы отмечают, что большинство вихрей имеют радиус менее 9 км и продолжительность жизни чуть менее 2 суток. В среднем, большинство вихрей из работы (Vortmeyer-Kley et al., 2019) перемещалось за время существования на 10 км, что довольно близко к нашим оценкам (11 км). Установлено, что незначительное число вихрей имеет радиус более 30 км и продолжительность жизни более 10 суток. Часть вихрей может проходить 10-24 км за сутки, что соответствует скоростям 11,6-27,8 см/с. Областями с наибольшим числом вихрей на единицу площади являются: пролив Каттегат, Рижский и Гданьский заливы, а также отдельные части Финского и Ботнического заливов. Существенное число вихрей обнаружено над некоторыми банками и недалеко от бухт, вблизи Аландских островов и островов Готланд и Борнхольм. В отдельных регионах число циклонов может в несколько раз превышать число мезомасштабных антициклонов. Подобная особенность упоминается в работе (Vortmeyer-Kley et al., 2019), и может быть связана со взаимодействием среднего течения и батиметрии, способствующим генерации циклонов.

В южной части Балтики вихри имеют преимущественно северо-восточное направление, в Гданьском заливе вихри движутся от берега в северо-восточном направлении, у Куршского залива – в восточном, в сторону берега. К югу и востоку от Готланда вихри имеют южное направление. Подобный характер вихревой циркуляции близок к результатам, полученным для поверхности моря при помощи трехмерной гидродинамической модели

M3D (Jedrasik and Kowalewski, 2018). В дальнейшем вихри движутся в северо-восточном направлении в сторону Финского и Рижского заливов, образуя в последнем замкнутую циркуляцию. В Финском заливе для циклонов свойственно северо-восточное направление, тогда как для антициклонов – западное. Циклоны и антициклоны проникают в Ботнический залив и далее движутся в северном направлении. Обнаружено, что в северной части Ботнического залива вихри формируют циклоническую циркуляцию.

Большинство долгоживущих вихрей перемещаются в восточном направлении. При этом, долгоживущие циклоны огибают о. Борнхольм с северной стороны, тогда как антициклоны с южной. Подобная особенность объясняется в монографии (Зырянов, 1995) характером течения и донной топографии, а также влиянием ветрового воздействия. По данным рис. 3.3 можно заметить, что долгоживущие вихри в основном приурочены к районам топографических неровностей, так, вихри следуют вдоль изобат, причем их значительная часть регистрируется в глубоководных частях Ботнического залива, а также над впадинами. Подобный характер перемещения вихрей в Балтийском море описывается и в работе (Vortmeyer-Kley et al., 2019), где подчеркивается, что вихри следуют вдоль  $f/H$  изолиний. В Финском заливе большинство долгоживущих антициклонов распространяется в западном направлении.

В среднем для вихрей Балтики характерно соотношение большой и малой полуосей 1,58 (рис. 3.3). Это означает, что большинство вихрей Балтики имеет форму эллипсоид и может описываться теорией эллипсоидальных вихрей (Жмур, 2010). Подобное значение свидетельствует о сильном влиянии фоновых течений на вихревую динамику, при этом оно намного меньше критического соотношения (3:1), что свидетельствует об устойчивости балтийских вихрей. Было обнаружено, что для циклонов с радиусом более 30 км отношение полуосей близко к 1, что говорит об их близкой к окружности форме и о незначительном влиянии на них фонового течения (рис. 3.3).

Амплитуда и количество вихрей значительно меняется как по годам, так и по сезонам. Для данных параметров обнаружены значимые положительные линейные тренды (рис. 3.4а и 3.4б). Максимальные значения амплитуд зафиксированы в осенне-зимний период, тогда как наименьшие – с конца весны до середины лета (рис. 3.4в). Число вихрей максимально в весенне-летний период и минимально в феврале (рис. 3.4г). Подобная тенденция отмечается в работе (Vortmeyer-Kley et al., 2019), где авторы указывают, что численность вихрей имеет существенный сезонный ход с максимумом в июле и минимумом в декабре-январе. Минимум в зимний период может быть связан усиленным ветровым воздействием, разрушающим долгоживущие вихри (Vortmeyer-Kley et al., 2019).

Для пространственных масштабов циклонов наблюдается наличие небольшого значимого межгодового отрицательного тренда, слабо выраженного и у антициклонов (рис. 3.4д). Летом размеры вихрей обоих типов максимальны, тогда как наименьшие значения зафиксированы в январе. В среднем, площадь, занимаемая вихрями в Балтийском море, значительно увеличивается. Также площадь значительно варьируется по сезонам, так, вихри занимают 2% площади Балтики зимой и 4% площади летом.

Полученные результаты демонстрируют существенное влияние мезомасштабных вихрей на динамику вод Балтийского моря, а также подробно описывают основные характеристики мезомасштабных вихрей, их сезонную и межгодовую изменчивость.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данном диссертационном исследовании был проведен всесторонний анализ вихревой мезомасштабной динамики Норвежского и Балтийского морей, а также северо-западной и южной частей Тихого океана. В работе приведены оценки основных характеристик, а также статистический анализ мезомасштабных вихрей Норвежского и Балтийского морей, а также северо-западной и южной частей Тихого океана, приведен Лагранжев анализ дипольных структур Лофотенской котловины. Даны оценки доступной потенциальной и кинетической энергии Лофотенского вихря, для Лофотенской котловины рассчитана скорость баротропного и бароклинного преобразования энергии. Изучено влияние топографии морского дна на распространение мезомасштабных вихревых структур, а также на интенсивность конвекции. Перейдем к основным результатам:

1. На основе результатов численных экспериментов установлено, что наличие ровной абиссальной равнины с топографической депрессией в центре является необходимым условием для образования квазипостоянного Лофотенского вихря. Наличие границы между Норвежской и Лофотенской котловиной способствует постоянному нахождению ЛВ в пределах Лофотенской котловины. Отсутствие границы приводит к формированию квазипостоянного антициклона в Норвежской котловине. Наличие подводных гор и хребтов негативно влияет на развитие конвекции в зимне-весенний период в Норвежской котловине, при этом ровный рельеф Лофотенской котловины способствует увеличению глубины ВКС при процессе конвекции. Установлено, что глубина ВКС в Норвежском море значительно ниже, по сравнению с аналогичными значениями для Лофотенской котловины. В Норвежском море конвекция достигает своего максимального развития в феврале и затем незначительно ослабевает в марте. Наибольшая глубина ВКС зафиксирована в районе Лофотенского вихря. Изменение топографии приводит к смещению областей с повышенной толщиной ВКС.



Топографическая обособленность Лофотенской котловины, а также характер морского дна приводят к образованию в центре котловины области с повышенной вихревой активностью. При этом в Норвежской котловине вихревая мезомасштабная динамика практически отсутствует.

2. В районе ядра Лофотенского вихря наблюдаются наибольшие значения вихревой кинетической энергии, тогда как для средней кинетической энергии максимальные значения характерны для периферии вихря. В зимний период зафиксировано увеличение как вихревой, так и средней кинетической энергии, причем вихревая кинетическая энергия превосходит среднюю по всему слою от 0 до 1000 м. Доступная потенциальная энергия Лофотенского вихря на порядок превосходит кинетическую энергию, причем для первой зафиксировано наличие значимого линейного положительного тренда с коэффициентом  $0,23 \cdot 10^{15}$  Дж/год. Максимальные значения доступной потенциальной энергии наблюдаются на горизонте 700 м, тогда как наибольший вклад в потенциальную энергию вихря вносит слой 600-900 м. Наибольшие значения кинетической энергии Лофотенского вихря зафиксированы в слое от 0 до 400 м. В районе ЛВ наблюдаются разнонаправленные потоки баротропного преобразования энергии. Зимой отмечено существование дипольной структуры, тогда как в летний период – трипольной. Для скорости бароклинного преобразования энергии свойственна интенсификация в зимний период, что связано с ослаблением плотностной стратификации. При этом повышенные значения наблюдаются по всей акватории Лофотенской котловины, многократно превосходя баротропную компоненту. С другой стороны, в летний период баротропная скорость преобразования энергии выше, по сравнению с бароклинной.
3. В районе Лофотенской котловины Норвежского моря на основе данных реанализа и лагранжевых карт за период с 2013 по 2016 гг. было зафиксировано 48 грибовидных диполей с продолжительностью жизни от 19 до 45 суток. Ввиду малого количества информации о динамике дипольных

структур, нами был собран наиболее информативный материал по данной теме, включающий в себя описание как теорий о генерации и эволюции диполей, так и результатов натуральных наблюдений и модельных экспериментов. В восточной части Лофотенской котловины рассмотрен диполь, существовавший более 3 недель - с 4 октября по 5 ноября 2013 г. Образование и эволюция диполя связаны с топографическими особенностями Лофотенской котловины, причем данная дипольная структура является квазипостоянной, отчетливо проявляясь в поле средних скоростей течений. Ширина «шляпки» грибовидного диполя составляет 170 км, его длина равна 150 км, а ширина струи равна 40-60 км. Анализируемый диполь характеризуется высокими скоростями в струе (более 0,15 м/с), а также наличием двух разнонаправленных вихрей с орбитальными скоростями от 0,05 до 0,10 м/с. В ходе эволюции размеры диполя сначала увеличивались, а потом снижались. Радиусы вихрей увеличились на 18 км для циклона и на 9 км для антициклона. По вертикали диполь отчетливо прослеживался в поле аномалий температур в слое от 0 до 800 м и до самого дна в поле течений.

4. Проанализирована сезонная изменчивость параметров и термохалинных характеристик мезомасштабных циклонов и антициклонов в Лофотенской котловине. При помощи данных Атласа мезомасштабных вихрей и реанализа GLORYS12V1 установлено, что в течение года максимальное число мезомасштабных циклонов и антициклонов обнаружено в центральной и восточной частях Лофотенской котловины. Количество антициклонов в зимне-весенний период больше числа циклонов, тогда как в летне-осенний период разница незначительна. Наибольшие различия в термохалинных характеристиках ядер циклонов и антициклонов проявляются в аномалиях температуры и значительно менее выражены в аномалиях солености и плотности. Максимальные аномалии температуры зафиксированы в зимний период, наименьшие – осенью. Для верхней части Лофотенского вихря характерны большие термохалинные градиенты, по сравнению с нижней частью вихря.

5. При помощи данных реанализа и Атласа мезомасштабных вихрей в Южно-Курильском районе обнаружено четыре системы топографических волн, проявляющихся в виде цепочек циклонов и антициклонов и перемещающихся вдоль изобат. Антициклоны движутся в юго-западном направлении вдоль шельфа в виде шельфовых волн и вдоль внешней части Курило-Камчатского желоба в северо-восточном направлении. Циклоны распространяются на юго-запад вдоль внутренней части Курило-Камчатского желоба и топографического поднятия. Во всех указанных случаях вихри оставляют берег справа. Обнаружено, что среди всех слагаемых эффективного бэта-эффекта, вклад топографии в распространение волн оказался наибольшим. Среди долгоживущих вихрей с продолжительностью жизни более 10 суток число циклонов в два раза превышает количество аналогичных антициклонов. С другой стороны, антициклоны являются более устойчивыми структурами, для которых характерна большая амплитуда, орбитальная скорость и в два раза большая продолжительность жизни, по сравнению с циклонами. Несмотря на то, что ядра вихрей локализованы в верхнем слое до 1000 м, мезомасштабные вихри «чувствуют» топографические склоны Курило-Камчатского желоба и изменения топографии на глубинах более 5000 м, распространяясь вдоль изобат. Длины подобных волн могут превышать 500 км, а период одного года. Их скорость варьируется в диапазоне от нескольких см/с до нескольких десятков см/с.

6. В ЮЧТО максимальное число мезомасштабных вихрей зафиксировано в прибрежной области, а также на склонах Перуанского и Чилийского желобов. Количество антициклонов на одну ячейку максимально (более 120 шт.) в прибрежной полосе 38-48° ю.ш., в то время как для циклонов подобные оценки фиксируются вдоль всей прибрежной части Южной Америки. В центральной части района исследования выделяется область от 20-30° ю.ш., в которой количество циклонов и антициклонов превышает 80 вихрей на ячейку. На 30-40° ю.ш. количество вихрей заметно снижается: около 30-40 на одну ячейку. С

другой стороны, вихревая кинетическая энергия в данной области максимальна и достигает  $120 \text{ см}^2/\text{с}^2$ . Это связано с тем, что вихри местные вихри имеют наибольшую амплитуду, радиус и орбитальную скорость. Несмотря на это, средняя кинетическая энергия невелика, поэтому именно вихревая мезомасштабная компонента вносит наибольший вклад. Максимумы ЕКЕ и МКЕ наблюдаются в поверхностном слое, постепенно уменьшаясь с увеличением глубины. В полосе  $40\text{-}50^\circ$  ю.ш. число вихрей резко возрастает, что связано с влиянием АЦТ. Большинство вихрей имеет радиус  $25\text{-}75$  км, амплитуду более  $5$  см, орбитальную скорость  $5\text{-}15$  см/с и продолжительность жизни не более  $50$  суток. Наибольшее число вихрей наблюдается с июля по ноябрь, при этом с октября по декабрь зафиксированы максимальные орбитальные скорости. Для движущихся в западном направлении вихрей характерно меридиональное смещение. Так, циклоны смещаются к полюсу, антициклоны – к экватору. Зафиксирован антициклон с продолжительностью жизни более  $1600$  сут и пройденным расстоянием более  $4500$  км. В отличие от южной Атлантики, в ЮЧТО наблюдаются долгоживущие циклоны.

7. На основе метода автоматической идентификации вихревых структур в Балтийском море за  $1993\text{-}2020$  гг. было обнаружено около  $120$  тыс. мезомасштабных вихрей,  $54,7\%$  из которых составляют циклоны и  $45,3\%$  антициклоны. Большинство вихрей имеет амплитуду  $0,05\text{-}0,25$  м, радиус  $5\text{-}10$  км и продолжительность жизни  $2\text{-}3$  суток. Незначительное количество вихрей имеет радиус более  $30$  км и продолжительность жизни более  $10$  суток. Часть вихрей способна перемещаться на  $10\text{-}24$  км в сутки, что соответствует скоростям  $11,6\text{-}27,8$  см/с. Наибольшее число вихрей на ячейку сетки отмечается в проливе Каттегат, Рижском и Гданьском заливах, а также в отдельных частях Ботнического и Финского заливов. Также значительное число вихрей обнаружено над некоторыми банками и вблизи Аландских островов, островов Готланд и Борнхольм. Для некоторых районов число циклонов может многократно превышать число антициклонов. В центральной

части Балтики вихри движутся в северо-восточном направлении, проникая в Финский и Ботнический заливы. В Рижском заливе и в северной части Ботнического залива вихри формируют циклоническую циркуляцию. Для долгоживущих вихрей Балтийского моря характерна приуроченность к топографическим неровностям и движение вдоль изобат. Среднее соотношение большой и малой полуосей циклонов и антициклонов равно 1,58, что позволяет описывать большинство балтийских вихрей при помощи теории эллипсоидальных вихрей. Также данное соотношение свидетельствует как об устойчивости балтийских вихрей, так и о значительном влиянии фонового течения на их динамику. Для циклонов с радиусом более 30 км соотношение осей близко к 1. Максимальные амплитуды вихрей зафиксированы в осенне-зимний период, тогда как количество вихрей максимально в весенне-летний период. Для межгодовых значений амплитуды и количества вихрей отмечается наличие значимых положительных линейных трендов. Летом пространственные размеры вихрей максимальны. Для межгодовых величин размеров вихрей зафиксировано наличие значимого отрицательного линейного тренда. Площадь Балтийского моря, занимаемая мезомасштабными вихрями, с годами увеличивается. Также отмечается ярко выраженная сезонная изменчивость – в летний период вихри занимают 4% площади акватории одновременно, тогда как зимой всего 2%.

**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. Аникеев В.Г., Гербер Е.М. Современное состояние промысла ставриды *Trachurus murphyi* в южной части Тихого океана // Тр. АтлантНИРО. 2018. Т. 2. № 2. С. 84–101.
3. Ахтямова А.Ф., Травкин В.С. Исследование фронтальных зон Норвежского моря // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39. № 1. С. 67–83. EDN IHBIQE. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-67-83
4. 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. 221-236. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2017.301>
5. Белоненко Т.В. Наблюдения волн Россби в северо-западной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 3. С. 209–215.
6. 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.
7. Белоненко Т.В., Башмачников И.Л., Колдунов А.В., Куйбин П.А. О вертикальной компоненте скорости в Лофотенском мезомасштабном вихре Норвежского моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 6. С. 728–737.
8. Белоненко Т.В., Сандалюк Н.В. Временная изменчивость характеристик мезомасштабных вихрей в Австрало-Антарктическом бассейне (по спутниковым данным) // Современные проблемы дистанционного

- зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. №4. С. 189–199. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-4-189-199
9. Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Сентябов Е.В., Карсаков А.Л. Термохалинная структура Лофотенского вихря Норвежского моря на основе экспедиционных исследований и по данным гидродинамического моделирования // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018а. Т. 63. Вып. 4. С. 502–511.
10. Белоненко Т.В., Волков Д.Л., Колдунов А.В. Шельфовые волны в море Бофорта по данным гидродинамической модели MITgcm // Океанология. 2018б. Т. 58. № 6. С. 854–863. DOI: 10.1134/S0030157418060023.
11. Белоненко Т.В., Травкин В.С., Кочнев А.В. Обзор исследований по распределению скоплений антарктического криля в море Скотия и анализ мезомасштабной динамики его среды обитания // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2024. Т. 69. № 1. С. 108–127. DOI: <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.106>.
12. Будянский М.В., Лебедева М.А., Белоненко Т.В. и др. Анализ океанологических условий в местах промысла японской скумбрии по спутниковым и модельным данным в Южно-Курильском проливе в 2020–2022 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 2. С. 286–299. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-2-286-299
13. Булатов Н.В., Лобанов В.Б. Исследование мезомасштабных вихрей восточнее Курильских островов по данным метеорологических спутников Земли // Исслед. Земли из космоса. 1983. № 3. С. 40–47.
14. 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.
15. Бородин Е.В., Чурин Д.А., Чернышков П.П. Влияние динамики вод на биомассу и распределение биологических ресурсов пелагиали южных частей

Атлантического и Тихого океанов // Вестн. Балтийского федерального ун-та им. И. Канта. 2014. Вып. 7. С. 142–154.

16. Гинзбург А.И., Федоров Л.Н. Эволюция течений в океане // Докл. АН СССР. 1984а. Т. 276. Вып. 2. С. 481–484.

17. Гинзбург А.И., Федоров Л.Н. Грибовидные течения в океане (по данным анализа спутниковых изображений) // Исследование Земли из космоса. 1984б. Вып. 3. С. 18–26.

18. Глубоков А.И., Попова Н.Р., Глубоковский М.К. Промысловые пелагические рыбы юго-восточной части Тихого океана: международное регулирование промысла и состояние запасов // Тр. ВНИРО. 2018. Т. 174. С. 21–29.

19. Гневышев В.Г., Фролова А.В., Кубряков А.А. и др. Взаимодействие волн Россби со струйным потоком: основные уравнения и их верификация для Антарктического циркумполярного течения // Изв. Российской акад. наук. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 5. С. 39–50. DOI: 10.31857/S0002-351555539-50.

20. Гневышев В.Г., Фролова А.В., Колдунов А.В., Белоненко Т.В. Топографический эффект для волн Россби на зональном сдвиговом потоке // Фундам. и приклад. гидрофизика. 2021. Т. 14. № 1. С. 4–14. DOI: 10.7868/S2073667321010019.

21. Гневышев В.Г., Травкин В.С., Белоненко Т.В. Топографический фактор и предельные переходы в уравнениях для субинерционных волн // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023а. Т. 16. № 1. С. 8–23 DOI:10.48612/fpg/92rg-6t7h-m4a2

22. Гневышев В.Г., Травкин В.С., Белоненко Т.В. Групповая скорость и дисперсия шельфовых волн Бухвальда и Адамса. Новый аналитический подход // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023б. Т. 16. № 2. С. 8–20. doi:10.59887/2073–6673.2023.16(2)-1



23. Гордеева С.М., Жарова А.Д. Оперативная оценка рыбопромысловой обстановки в юго-восточной части Тихого океана // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 44. С. 96–103.
24. Гурова Е.С., Иванов А.Ю. Особенности проявления гидродинамических структур в юго-восточной части Балтийского моря по данным спектрорадиометров MODIS и космической радиолокации // Исследование Земли из космоса. 2011. № 4. С. 41–54.
25. Дубищук М.М. Особенности промысла и биологического состояния перуанской ставриды *Trachurus murphyi* в открытых водах центрального подрайона Юго-Восточной части Тихого океана в августе–октябре 2020 года // Тр. АтлантНИРО. 2021. Т. 5. № 1(11). С. 122–135.
26. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана //Л.: Гидрометеиздат, 1985. 250 с.
27. Жмур В. В. Мезомасштабные вихри океана //М.: ГЕОС, 2010. 290 с.
28. Жмур В.В., Травкин В.С., Белоненко Т.В., Арутюнян Д.А. Трансформация кинетической и потенциальной энергии при вытягивании мезомасштабного вихря // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38. №5. С. 466–480. DOI: 10.22449/0233-7584-2022-5-466-480
29. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря //М.: Мысль, 1999. 400 с.
30. Зырянов В.Н. Топографические вихри в динамике морских течений //М.: ИВП РАН, 1995. 240 с.
31. Иванов В.В., Кораблев А.А. Формирование и регенерация внутритропической линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология. 1995а. № 9. С. 102-108.
32. Иванов В.В., Кораблев А.А. Динамика внутритропической линзы в Норвежском море // Метеорология и гидрология. 1995б. № 10. С. 55–59.
33. Колдунов А.В., Белоненко Т.В. Гидродинамическое моделирование поля вертикальной скорости в Лофотенском вихре // ИЗВЕСТИЯ РАН. ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА. 2020. Т. 56. № 5. С. 575–585. DOI: 10.31857/S0002351520040045

34. Лаппо С.С. Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой // М.: Наука, 1979. 181 с.
35. Ларичев В.Д., Резник Г.М. О двумерных уединенных волнах Россби, Доклады Академии наук СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1077-1079.
36. Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. В 2-х ч.: пер. с англ. Е.Н. Амбарцумян // М.: Мир, 1981. 960 с.
37. Лобанов В.Б., Рогачев К.А., Булатов Н.В., Ломакин А.Ф., Толмачев К.П., Долгопериодная эволюция теплого вихря Куроисио // Доклады Академии Наук СССР. 1991. Т. 317. № 4. С. 984-988
38. Монин А. С., Каменкович В.М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана // Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 261 с.
39. Малинин В.Н., Гордеева С.М. Промысловая океанология юго-восточной части Тихого океана. Т. I. Изменчивость факторов среды обитания // СПб.: Изд-во РГГМУ, 2009. 279 с.
40. Малышева А. А., Белоненко Т. В., Яковлева Д. А. Характеристики двух вихрей различной полярности в течении Агульяс // Гидрометеорология и экология. 2022. № 68. С. 478—493. doi: 10.33933/2713-3001-2022-68-478-493.
41. Микаэлян А. С., Зацепин А. Г., Кубряков А. А. Воздействие мезомасштабной вихревой динамики на биопродуктивность морских экосистем (обзор) // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36. № 6. С. 646–675. EDN ВОHNKV. doi:10.22449/0233-7584-2020-6-646-675
42. Незлин М.В. Солитоны Россби (Экспериментальные исследования и лабораторная модель при родных вихрей типа Большого Красного Пятна Юпитера) // Успехи физ. наук. 1986. Т. 150. № 1. С. 3–60. DOI: 10.3367/UFNr.0150.198609a.0003.
43. 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
44. Новоселова Е.В., Травкин В.С., Лебедева М.А., Удалов А.А., Будянский М.В., Белоненко Т.В. Пример сопоставления вихревых структур в полях

- эйлеровых и лагранжевых характеристик для Северо-западной части Тихого океана // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2024. Т. 69. № 2. С. 372–388. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.209>
45. Пранц С.В. Вихри глубоководных желобов северо-западной части Тихого океана: обзор // Изв. Российской акад. наук. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 4. С. 387–400. DOI: 10.31857/S0002351521040106.
46. Самко Е.В., Булатов Н.В., Капштер А.В. Характеристики антициклонических вихрей различного происхождения и их влияние на промысел сайры и кальмара Бартрама юго-восточнее о. Хоккайдо // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2007. Т. 1. С. 357–369.
47. Сандалюк Н.В., Белоненко Т.В., Колдунов А.В. Шельфовые волны в Большом Австралийском заливе по данным спутниковой альтиметрии // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 6. С. 73–84. DOI: 10.31857/S0205961420050085
48. Сандалюк Н.В., Белоненко Т.В. Сезонная изменчивость термохалинной структуры мезомасштабных вихрей в регионе Лофотенской котловины // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. 14(1). С. 15-30. <https://doi.org/10.7868/S2073667321010020>
49. Саускан В. И. Сырьевая база рыболовства в мировом океане: учебное пособие для студентов вузов // Калининград: Изд-во КГТУ, 2006. 294 с.
50. Тихонова Н.А., Захарчук Е.А., Гусев А.В., Травкин В.С., Павловский А.А. Влияние современных намывов территорий на изменения уровня в Невской губе во время штормовых нагонов в условиях работы комплекса защиты Санкт-Петербурга от наводнений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 17. № 2. С. 103–118. [https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17\(2\)-9](https://doi.org/10.59887/2073-6673.2024.17(2)-9)
51. Травкин В.С., Белоненко Т.В., Оценка глубины зимней конвекции в Лофотенской котловине Норвежского моря и методы ее оценки //

Гидрометеорология и экология. 2020. № 59. С. 67-83. DOI: 10.33933/2074-2762-2020-59-67-83

52. Травкин В.С., Белоненко Т.В., Кочнев А.В. Топографические волны в Курильском районе // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022а. Т. 19. №5. С. 222–234. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-222-234

53. Травкин В.С., Жмур В.В., Белоненко Т.В. Вклад мезомасштабных вихрей Лофотенской котловины в ее энергетику // Russian Journal of Earth Sciences. 2022b. Т. 22. №4. ES4002. <https://doi.org/10.2205/2022ES000802>

54. Травкин В.С., Белоненко Т.В., Кубряков А.А. Холодное пятно над Лофотенским вихрем // Исследование Земли из космоса. 2022с. № 4. С. 25–37. DOI:10.31857/S0205961422040066.

55. Травкин В.С., Белоненко Т.В., Кочнев А.В., Феоктистова В.Н. Мезомасштабные вихри южной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024а. Т. 21. № 1, С. 286–298. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-1-286-298

56. Травкин В.С., Гневыхов В.Г., Белоненко Т.В., Мезомасштабные вихри на континентальном склоне Новозеландского плато по данным альтиметрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024б. Т. 21. №3. С. 221–233, DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-3-221-233

57. ФАО. 2022. Состояние мирового рыболовства и аквакультуры – 2022. На пути к “голубой” трансформации. Рим, ФАО. <https://doi.org/10.4060/cc0461ru>

58. Федоров К.Н. Физическая природа и структура океанических фронтов // Гидрометеоиздат, 1983. 295 с.

59. 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>.

60. Худякова С.П., Травкин В.С., Белоненко Т.В. Мезомасштабные вихри Алеутского жёлоба // Современные проблемы дистанционного зондирования

Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 6. С. 211–221. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-6-211-221

61. Шапиро Г.И. О синоптической изменчивости верхнего слоя океана // *Океанология*. 1985. Т. 25. № 5. С. 733–739.
62. Aguiar E. et al. Strong long-lived anticyclonic mesoscale eddies in the Balearic Sea: Formation, intensification, and thermal impact // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2022. V. 127. e2021JC017589. <https://doi.org/10.1029/2021JC017589>
63. Bashmachnikov I.L. et al. On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea // *Deep Sea Res I*. 2017. V. 128. P. 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.001>
64. Bashmachnikov I. et al. Pattern of vertical velocity in the Lofoten vortex (the Norwegian Sea) // *Ocean Dynamics*. 2018. Vol. 68. P. 1711-1725. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1213-1>.
65. Belonenko T., Frolova A., Gnevyshev V. Detection of waveguide for Rossby waves using satellite altimetry in the Antarctic Circumpolar Current // *Intern. J. Remote Sensing*. 2020a. V. 41. Iss. 16. P. 6232–6247. DOI: 10.1080/01431161.2020.1752955.
66. Belonenko T. et al. Evaluation of heat and salt transports by mesoscale eddies in the Lofoten Basin // *Russ. J. Earth. Sci.* 2020b. V. 20. ES6011. DOI:10.2205/2020ES000720.
67. Belonenko T. et al. Topographic experiments over dynamical processes in the Norwegian Sea, *Russ. J. Earth. Sci.* 2021a. V. 21. ES1006. doi:10.2205/2020ES000747.
68. Belonenko T. et al. Interaction of the Lofoten vortex with a satellite cyclone // *Pure and Applied Geophysics*. 2021b. V. 178. P. 287–300. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02647-1>
69. Benilov E.S. Stability of a Two-Layer Quasigeostrophic Vortex over Axisymmetric Localized Topography // *J. Phys. Oceanogr.* 2005. V. 35. No. 1. P. 123–130. <https://doi.org/10.1175/JPO-2660.1>

70. Bosse A. et al. Dynamical controls on the longevity of a non-linear vortex: the case of the Lofoten Basin Eddy // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. 13448. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-49599-8>
71. Buchwald V.T., Adams J.K. The Propagation of Continental Shelf Waves // *Proc. Royal Society of London. Ser. A. Mathematical and Physical Sciences*. 1968. V. 305. No. 1481. P. 235–250. DOI: 10.1098/rspa.1968.0115.
72. 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. V. 233. P. 119–125. <https://doi.org/10.1017/S0022112091000411>
73. Carton X. Hydrodynamical modeling of oceanic vortices // *Surveys in Geophysics*. 2001. V. 22. P. 179-263. <https://doi.org/10.1023/A:1013779219578>
74. Carton X.J. The merger of homostrophic shielded vortices // *EPL (Europhysics Letters)*. 1992. V. 18. No. 8. P. 697–703. DOI 10.1209/0295-5075/18/8/006
75. Chelton D.B. et al. Global observations of large oceanic eddies // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. №. 15. P. 1-5. doi:10.1029/2007GL030812
76. Chelton D.B., Schlax M.G., Samelson R.M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // *Progress in Oceanography*. 2011a. V. 91. P. 167-216. doi:10.1016/j.pocean.2011.01.002
77. 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*. 2011b. V. 334. I. 6054. P. 328–332. doi:10.1126/science.1208897
78. Cunningham S.A. Circulation and volume flux of the North Atlantic using synoptic hydrographic data in a Bernoulli inverse // *J. Marine Res.* 2000. V. 58. P. 1–35. <https://doi.org/10.1357/002224000321511188>
79. Cunningham S.A. et al. Transport and Variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage // *J. Geophysical Research*. 2003. V. 108. I. C5. 8084. DOI: 10.1029/2001JC001147.
80. Cushman-Roisin B. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. Prentice Hall. 1994. 320 pp.

81. D'Asaro E.A. Observations of small eddies in the Beaufort Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1988. V. 93, I. C6. P. 6669–6684. <https://doi.org/10.1029/JC093iC06p06669>
82. Deser C., Alexander M.A., Timlin M.S. Evidence for a Wind-Driven Intensification of the Kuroshio Current Extension from the 1970s to the 1980s // *J. Climate*. 1999. V. 12. P. 1697–1706. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1697:EFAWDI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1697:EFAWDI>2.0.CO;2).
83. Dong C. et al. Three-dimensional oceanic eddy analysis in the Southern California Bight from a numerical product // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C00H14. DOI: 10.1029/2011JC007354.
84. Drange H. et al. (Eds.). *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* // American Geophysical Union. 2005. V. 158. P. 366. <https://doi.org/10.1029/158GM03>.
85. Eden C., Böning C. Sources of Eddy Kinetic Energy in the Labrador Sea // *Journal of Physical Oceanography*. 2002. V. 32, I. 12. P. 3346–3363. doi:10.1175/1520-0485(2002)032<3346:SOEKEI>2.0.CO;2
86. Elkin D.N., Zatsepin A.G. Laboratory Investigation of the Mechanism of the Periodic Eddy Formation Behind Capes in a Coastal Sea // *Oceanology*. 2013. V. 53. No. 1. P. 24–35. DOI: 10.1134/S0001437012050062
87. Faghmous J. et al. A daily global mesoscale ocean eddy dataset from satellite altimetry // *Sci Data*. 2015. V. 2. 150028. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.28>
88. Fedorov A.M., Belonenko T.V. Interaction of mesoscale vortices in the Lofoten Basin based on the GLORYS database // *Russ. J. Earth. Sci.* 2020. V. 20. ES2002. doi:10.2205/2020ES000694.
89. Fer I. et al. The Dissipation of Kinetic Energy in the Lofoten Basin Eddy // *Journal of Physical Oceanography*. 2018. V. 48. P. 1299–1316. DOI: 10.1175/JPO-D-17-0244.1
90. Fernández-Castro B. et al. Breaking of internal waves and turbulent dissipation in an anticyclonic mode water eddy // *Journal of Physical Oceanography*. 2020. V. 50, I. 7. P. 1893–1914. doi:10.1175/JPO-D-19-0168.1

91. Flor J.B., van Heijst G.J.F., Deflos R. Decay of dipolar vortex structures in a stratified fluid // *Physics of Fluids*. 1995. V. 7. I. 2. P. 374–379.
92. Gaube P., McGillicuddy Jr. D.J., Moulin A.J. Mesoscale eddies modulate mixed layer depth globally // *Geophysical Research Letters*. 2019. V. 46. P. 1505–1512. DOI: 10.1029/2018GL080006.
93. 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. V. 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)
94. Gnevyshev V.G. et al. On Agulhas Eddies and Rossby Waves Travelling by Forcing Effects // *Russian J. Earth Sciences*. 2021. V. 21. No. 5. ES5003. DOI: 10.2205/2021ES000773.
95. Gnevyshev V.V., Frolova A.V., Belonenko T.V. Topographic Effect for Rossby Waves on Non-Zonal Shear Flow // *Water Resources*. 2022. V. 49. No. 2. P. 240–248. DOI: 10.7868/S2073667321010019.
96. Gnevyshev V.V., Travkin V.S., Belonenko T.V. Mixed Topographic-Planetary Waves in a Stratified Ocean on a Background Flow // *Pure Appl. Geophys.* 2024. V. 181. P. 2359–2371. <https://doi.org/10.1007/s00024-024-03527-8>
97. Gordeeva S. et al. Statistical analysis of long-lived mesoscale eddies in the Lofoten Basin from satellite altimetry // *Advances in Space Research*. 2021. V. 68. 2. P. 364–377. DOI:10.1016/j.asr.2020.05.043.
98. Hebert D. The available potential energy of an isolated feature // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1988. V. 93. I. C1. P. 556–564. <https://doi.org/10.1029/JC093iC01p00556>
99. Hughes C.W., Miller P.I. Rapid water transport by long-lasting modon eddy pairs in the southern midlatitude oceans // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. P. 1-10. <https://doi.org/10.1002/2017GL075198>
100. Isachsen P.E. Baroclinic instability and eddy tracer transport across sloping bottom topography: How well does a modified Eady model do in primitive equation



- simulations? // *Ocean Modell.* 2011. V. 39. P. 183–199.  
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.09.007>
101. Isachsen P.E. Baroclinic instability and the mesoscale eddy field around the Lofoten Basin // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120. No. 4. P. 2884–2903.  
<https://doi.org/10.1002/2014JC010448>
102. Jakobsen P.K. et al. Near-surface circulation in the northern North Atlantic as inferred from Lagrangian drifters: Variability from the mesoscale to interannual // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. No. C8. 3251. <https://doi.org/10.1029/2002JC001554>, 2003.
103. Jędrasik J., Kowalewski M. Mean annual and seasonal circulation patterns and long-term variability of currents in the Baltic Sea // *Journal of Marine Systems.* 2018. V. 193. P. 1-26. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.12.011>
104. Johan H., Fang H. Horizontal vortex ring motion in linearly stratified media // *Physics of Fluids.* 1997. V.9. I. 9. P. 2605–2616.
105. IOC, SCOR and IAPSO. The international thermodynamic equation of seawater - 2010: Calculation and use of thermodynamic properties // Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides. 2010. No. 56. UNESCO (English). 196 p.
106. Kämpf J., Backhaus J.O., Fohrmann H. Sediment-induced slope convection: Two-dimensional numerical case studies // *Journal of Geophysical Research.* 1999. V. 104. No. C9. P. 20509-20522. <https://doi.org/10.1029/1999JC900157>
107. Kang D., Curchitser E.N. On the evaluation of seasonal variability of the ocean kinetic energy // *Journal of Physical Oceanography.* 2017. V. 47. I. 7. P. 1675–1683. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-17-0063.1>
108. Kara A.B., Rochford P.A., Hurlburt H.E. An optimal definition for ocean mixed layer depth // *Journal of Geophysical Research.* 2000. V. 105. I. C7. P. 16803–16821.
109. Kawai H. Hydrography of the Kuroshio Extension. p. 235–352. In *Kuroshio, Its Physical Aspects*, ed. by H. Stommel and K. Yoshida. University of Tokyo Press, 1972. 527 pp.

110. Khvoles R., McWilliams J.C., Kizner Z. Noncoincidence of separatrices in two-layer modons // *Physics of Fluids*. 2007. V. 19. 056602. <https://doi.org/10.1063/1.2731741>
111. Killworth P.D. Deep convection in the World Ocean // *Reviews of Geophysics*. 1983. V. 21. I. 1. P. 1–26. <https://doi.org/10.1029/rg021i001p00001>
112. Kitano K. Some properties of the warm eddies generated in the confluence zone of the Kuroshio and Oyashio Currents // *Journal of Physical Oceanography*. 1975. V. 5. P. 245–352. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1975\)005<0245:SPOTWE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1975)005<0245:SPOTWE>2.0.CO;2)
113. Köhl A. Generation and Stability of a Quasi-Permanent Vortex in the Lofoten Basin // *Journal of Physical Oceanography*. 2007. V. 37. No. 11. P. 2637–2643.
114. Kurkin A. et al. Comparative analysis of the first baroclinic Rossby radius in the Baltic, Black, Okhotsk, and Mediterranean seas // *Russ. J. Earth. Sci.* 2020. V. 20. ES4008. DOI:10.2205/2020ES000737.
115. Lahaye N., Zeitlin V., Dubos T. Coherent dipoles in a mixed layer with variable buoyancy: theory compared to observations // *Ocean Modelling*. 2020. V. 153. 101673. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2020.101673>
116. Lass H.U., Mohrholz V. On dynamics and mixing of inflowing saltwater in the Arkona Sea // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. No. C2. 3042. DOI: 10.1029/2002JC001465.
117. Lehmann A. et al. Salinity dynamics of the Baltic Sea // *Earth Syst. Dynam.* 2022. V. 13. P. 373–392. <https://doi.org/10.5194/esd-13-373-2022>.
118. Longuet-Higgins M.S. On the trapping of waves along a discontinuity of depth in a rotating ocean // *J. Fluid Mechanics*. 1968a. V. 31. P. 417–434. DOI: 10.1017/s0022112068000236.
119. Longuet-Higgins M.S. Double Kelvin waves with continuous depth profiles // *J. Fluid Mechanics*. 1968b. V. 34. P. 49–80. DOI: 10.1017/s002211206800176x.
120. McGillicuddy Jr. D.J. Mechanisms of Physical-Biological-Biogeochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale // *Annual Review of Marine Science*. 2016. V. 8. P. 125–159. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015606>.

121. Manucharyan G.E., Timmermans M.-L. Generation and separation of mesoscale eddies from surface ocean fronts // *Journal of Physical Oceanography*. 2013. V. 43. P. 2545–2556. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-13-094.1>
122. Martínez-Moreno J. et al. Kinetic energy of eddy-like features from sea surface altimetry // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2019. V. 11. I. 10. P. 3090–3105. <https://doi.org/10.1029/2019MS001769>
123. Mikaelyan A.S. et al. Case where a mesoscale cyclonic eddy suppresses primary production: A Stratification-Lock hypothesis // *Progress in Oceanography*. 2023. V. 212. 102984. DOI: 10.1016/j.pocean.2023.102984.
124. de Boyer Montégut C. et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C12003. DOI:10.1029/2004JC002378.
125. K.A. Mork, J. Blindheim Variations in the Atlantic inflow to the Nordic Seas, 1955-1996 // *Deep-Sea Research I*. 2000. V. 47. P. 1035-1057.
126. Mysak L.A., LeBlond P.H., Emery W. J. Trench Waves // *J. Physical Oceanography*. 1979. V. 9. P. 1001–1013. DOI: 10.1175/1520-0485(1979)009<1001:TW>2.0.CO;2.
127. Nan F. et al. Weakening of the Kuroshio intrusion into the South China Sea over the past two decades // *Journal of Climate*. 2013. V. 26. P. 8097–8110. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00315.1>
128. Nilsen J.E., Falck E. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948—1999 // *Progress in Oceanography*. 2006. V. 70. P. 58–89.
129. Nitani H. Beginning of the Kuroshio. P. 129–163. In H. Stommel & K. Yoshida (Eds.), *Kuroshio: Its physical aspects*. University of Tokyo Press, 1972. 527 pp.
130. Pegliasco C. et al. META3.1exp: a new global mesoscale eddy trajectory atlas derived from altimetry // *Earth Syst. Sci. Data*. 2022. V. 14. P. 1087–1107. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1087-2022>.

131. Prants S.V. et al. Lagrangian study of transport and mixing in a mesoscale eddy street. *Ocean Modelling*. 2011a. V. 38. P. 114–125. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.02.008>
132. Prants S.V., Uleysky MYu., Budyansky M.V. Numerical simulation of propagation of radioactive pollution in the ocean from the Fukushima-Dai-ichi nuclear plant // *Doklady Earth Sciences*. 2011b. V. 439. P. 1179–1182. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11080277>
133. Prants S.V. Chaotic Lagrangian transport and mixing in the ocean // *The European Physical Journal Special Topics*. 2014. V. 223. P. 2723–2743. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2014-02288-5>
134. Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y. Identifying Lagrangian fronts with favorable fishery conditions // *Deep Sea Res. I*. 2014a. V. 90. P. 27–35. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.04.012>.
135. Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky MYu. Lagrangian fronts in the ocean // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014b. V. 50. P. 284–291. <https://doi.org/10.1134/S0001433814030116>
136. 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. 273 pp.
137. Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y. How eddies gain, retain, and release water: A case study of a Hokkaido anticyclone // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. V. 123. P. 2081–2096. <https://doi.org/10.1002/2017JC013610>
138. Radtke H. et al. Investigating interdecadal salinity changes in the Baltic Sea in a 1850–2008 hindcast simulation // *Clim. Past*. 2020. V. 16. P. 1617–1642. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1617-2020>.
139. Raj R.P. et al. Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2016. V. 121. P. 4503–4521. DOI:10.1002/2016JC011637.

140. Raj R.P. et al. Interaction between mesoscale eddies and the gyre circulation in the Lofoten Basin // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. V. 125. I. 7. e2020JC016102. <https://doi.org/10.1029/2020JC016102>
141. Reid R.O., Elliott B.A., Olson D.B. Available potential energy: A clarification // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. V. 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)
142. Reißmann J.H. Integrale Eigenschaften von mesoskaligen Wirbelstrukturen in den tiefen Becken der Ostsee // *Marine Science Reports*. 2002. No. 52. P. 149. DOI: 10.12754/msr-2002-0052.
143. Reißmann J.H. An algorithm to detect isolated anomalies in three-dimensional stratified data fields with an application to density fields from four deep basins of the Baltic Sea // *Journal of Geophysical Research*. 2005. V. 110. C12018. DOI: 10.1029/2005JC002885.
144. Reißmann J.H. et al. Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication – A review // *Progress in Oceanography*. 2009. V. 82. P. 47–80. DOI: 10.1016/j.pocean.2007.10.004.
145. 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. V. 125. P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2020JC016331>
146. Seiki A. et al. The oceanic response to the Madden-Julian oscillation and ENSO // *SOLA*. 2009. V. 5. P. 93–96. DOI: 10.2151/sola.2009-024.
147. Shchepetkin A.F. Interaction of turbulent barotropic shallow-water flow with topography // *Proceedings of Hawaiian Winter Aha Huliko’a Workshop*, P. Müller and D. Henderson (eds). HI, Honolulu. 1995. P. 225–237.
148. Søyland H., Chafik L., Rossby T. On the long-term stability of the Lofoten Basin Eddy // *J Geophys Res Oceans*. 2016. V. 121. P. 4438–4449. <https://doi.org/10.1002/2016jc011726>
149. Stammer D., Wunsch C. Temporal changes in eddy energy of the oceans // *Deep Sea Res. Part II*. 1999. V. 46. P. 77–108.

150. Stern M.E. Minimal properties of planetary eddies // *Journal of Marine Research*. 1975. V. 33. P. 1–5.
151. Stern M.E., Voropaev S.I. Formation of vorticity fronts in shear flow // *Physics of Fluids*. 1984. V. 27. P. 848–855.
152. Tóth G., Házi G. Merging of shielded Gaussian vortices and formation of a tripole at low Reynolds numbers // *Physics of Fluids*. 2010. V. 22. 053101. <https://doi.org/10.1063/1.3428539>
153. Travkin V.S., Belonenko T.V. Seasonal variability of mesoscale eddies of the Lofoten Basin using satellite and model data // *Russ. J. Earth. Sci.* 2019. V. 19. ES5004. doi:10.2205/2019ES000676.
154. Travkin V.S., Belonenko T.V. Study of the mechanisms of vortex variability in the Lofoten Basin based on the energy analysis // *Physical Oceanography [e-Journal]*. 2021. V. 28. No. 3. P. 294–308. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2021-3-294-308>
155. Travkin V., Belonenko T., Budyansky M., Prants S., Uleysky M., Gnevyshev V., Raj R. Quasi-Permanent Mushroom-like Dipole in the Lofoten Basin, *Pure and Applied Geophysics* // 2022. V. 179. I. 6. P. 465–482. DOI: 10.1007/s00024-021-02922-9.
156. Travkin V.S., Akhtyamova A. F. Spatial Variability of the Frontal Zones and its Eddies Generated in the Norwegian Sea // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2023. No. 3. P. 1–14. DOI: <https://doi.org/10.2205/2023es000844>.
157. Travkin V.S., Tikhonova N.A., Zakharchuk E.A. // Mesoscale Eddies of the Baltic Sea according to the Physical Reanalysis. *Russian Meteorology and Hydrology*. 2024a. № 49. P. 784–794. <https://doi.org/10.3103/S1068373924090048>
158. Travkin V.S., Tikhonova N.A., Zakharchuk E.A. // Characteristics of Marine Heatwaves of the Baltic Sea for 1993-2022 and Their Driving Factors. *Pure and Applied Geophysics*. 2024b. V. 181. P. 2373–2387. <https://doi.org/10.1007/s00024-024-03504-1>
159. 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. V. 48, I. 11. P. 2593–2607. doi:10.1175/JPO-D-17-0220.1
160. Väli G. et al. Submesoscale structures related to upwelling events in the Gulf of Finland, Baltic Sea (numerical experiments) // Journal of Marine Systems. 2017. V. 171. P. 31–42. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2016.06.010.
161. 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 // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 738–743. doi:10.1002/grl.50126.
162. Volkov D.L., Kubryakov A.A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten Basin vortex in a high-resolution ocean model // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2015. V. 105. P. 142–157. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.09.001>
163. Voropaev S.I., Afanasyev Y.D. Vortex structures in a stratified Fluid. Chapman and Hall. 1994a. 230 pp.
164. Voropaev S.I., Afanasyev Y.D. Symmetric interaction of developing horizontal jet in a stratified fluid with a vertical cylinder // Physics of Fluids. 1994b. V. 6. P. 2032–2037.
165. Voropaev S.I., Afanasyev Y.D., Filippov I.A. Horizontal jets and vortex dipoles in a stratified fluid // Journal of Fluid Mechanics. 1991. V. 227. P. 543–566.
166. Vortmeyer-Kley R. et al. Comparing Eulerian and Lagrangian eddy census for a tide-less, semi-enclosed basin, the Baltic Sea // Ocean Dynamics. 2019, V. 69. P. 701–717. <https://doi.org/10.1007/s10236-019-01269-z>.
167. Xu A. et al. Characteristics of subsurface mesoscale eddies in the northwestern tropical Pacific Ocean from an eddy-resolving model // Journal of Oceanology and Limnology. 2020. V. 38. No. 5. P. 1421–1434. <https://doi.org/10.1007/s00343-020-9313-4>
168. Wang B. Theory. P. 335–399. In Lau W.K., Waliser D.E. Intraseasonal Variability in the Atmosphere-Ocean Climate System // Berlin; Heidelberg: Springer. 2005. 437 pp. [https://doi.org/10.1007/3-540-27250-X\\_10](https://doi.org/10.1007/3-540-27250-X_10).

169. Wang R. et al. Impingement of subsurface anticyclonic eddies on the Kuroshio mainstream east of Taiwan // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2022. V. 127. e2022JC018950. <https://doi.org/10.1029/2022JC018950>
170. 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. V. 100. I. C12. P. 24931–24941. doi:10.1029/95JC02123
171. Wu C.-R., Hsin Y.-C. The forcing mechanism leading to the Kuroshio intrusion into the South China Sea // *Journal of Geophysical Research*. 2012. V. 117. No. C7. C07015. <https://doi.org/10.1029/2012JC007968>
172. Yasuda I. Hydrographic Structure and Variability in the Kuroshio Oyashio Transition Area // *Journal of Oceanography*. 2003. V. 59. P. 389–402.
173. Yasuda I., Okuda K., Hirai M. Evolution of a Kuroshio warm-core ring—variability of the hydrographic structure // *Deep-Sea Res.* 1992. V. 39. S131–S161.
174. Yu L.-S. et al. The Lofoten Basin eddy: Three years of evolution as observed by Seagliders // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122. P. 6814–6834. DOI: 10.1002/2017JC012982.
175. Yu J.-Y. et al. Subsurface ocean temperature indices for Central-Pacific and Eastern-Pacific types of El Niño and La Niña events // *Theoretical Applied Climatology*. 2011. V. 103. P. 337–344. <https://doi.org/10.1007/s00704-010-0307-6>.
176. Zhan P. et al. The eddy kinetic energy budget in the Red Sea // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. V. 121. I. 7. P. 4732–4747. doi:10.1002/2015JC011589
177. Zhurbas V. et al. Hindcast of the mesoscale eddy field in the Southeastern Baltic Sea: Model output vs satellite imagery // *Russ. J. Earth. Sci.* 2019. V. 19. ES4006. DOI: 10.2205/2019ES000672.



178. Zhmur V.V. et al. Changes in the Available Potential and Kinetic Energy of Mesoscale Vortices When They Are Stretched into Filaments // J. Mar. Sci. Eng. 2023. V. 11. 1131. <https://doi.org/10.3390/jmse11061131>.
179. Zinchenko V.A. et al. Analysis of Mesoscale eddies in the Lofoten Basin based on satellite altimetry // Fundamental and Applied Hydrophysics. 2019. V. 12. No. 3. P. 46–54. DOI: 10.7868/S2073667319030067