

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН»

На правах рукописи

Жук Владислав Романович

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРЕНОСА ВОД ЧЕРЕЗ БЕРИНГОВ ПРОЛИВ
И ЕГО СВЯЗЬ С ЦИРКУЛЯЦИЕЙ МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ**

Специальность 1.6.17. Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
доктор физико-математических наук
Кубряков Арсений Александрович

Севастополь – 2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ.....	18
1.1 Современные представления о циркуляции Морей Восточной Арктики	18
1.1.1 Причины изменчивости переноса вод в Беринговом проливе....	18
1.1.2 Водообмен в Беринговом проливе в зимний период.	24
1.1.3 Циркуляция и перенос водных масс в Чукотском море.	32
1.1.4 Речной сток в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское.	38
1.2 Используемые данные	41
1.2.1 Спутниковые данные о поверхностной температуре и солёности моря.	41
1.2.2 Данные спутниковых альтиметров.	43
1.2.3 Сопоставление вдольтрековых и картированных альтиметрических измерений.	48
1.2.4 Спутниковые данные альтиметра Surface Water and Ocean Topography.	50
1.2.5 Данные реанализов, in situ измерения, спутниковые продукты..	52
1.2.6 Модель Мирового океана.....	57
Выводы к главе 1	60
ГЛАВА 2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКИХ ВОД В ЧУКОТСКОМ МОРЕ	63
2.1 Водообмен в Беринговом проливе	63
2.1.1 Сравнение многолетних данных реанализа GLORYS12v1, альтиметрии и контактных данных ADCP в Беринговом проливе	63

2.1.2 Сравнение результатов численного моделирования с данными реанализов GLORYS12v1 и TOPAZ5 и ADCP измерениями в Беринговом проливе в 2023 г.	70
2.1.3 Временная изменчивость потока в Беринговом проливе по данным круглогодичных измерений ADCP	76
2.1.4 Временная изменчивость течений в Беринговом проливе по данным спутниковых альтиметров.	81
2.2 Изменчивость поля скорости, температуры Чукотского моря и их взаимосвязь с течением через Берингов пролив в безледный период	86
2.3 Влияние Восточно-Сибирского течения на распространение тихоокеанских вод в Чукотском море.....	101
2.4 Влияние Восточно-Сибирского течения на изменчивость солёности Чукотского моря.....	105
2.5 Связь изменчивости ветрового режима с течением в Беринговом проливе	112
Выводы к главе 2	114
ГЛАВА 3. КОНФИГУРАЦИИ ОПРЕСНЕННОГО СЛОЯ В МОРЯХ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ.....	116
3.1 Возможность использования спутниковых данных о солёности для определения конфигурации опреснённого слоя в море Лаптевых и Восточно-Сибирском.....	116
3.2 Межгодовая изменчивость опреснённого слоя по спутниковым измерениям солёности в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском	119
3.3 Межгодовая и сезонная изменчивость конфигурации распространения опреснённого слоя по спутниковым данным температуры и уровня моря	135

3.4 Связь распространения опреснённого слоя и динамики ВСТ. Численный эксперимент за 2023 г.	142
3.5 Концепция гидродинамического барьера ВСТ	147
Выводы к главе 3	153
ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ПРЕДПРОЛИВНОЙ ДИНАМИКИ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД	156
4.1 Наблюдения ледовых трещин в Чукотском море	156
4.2 Параметризация форм ледовых трещин	161
4.3 Изменчивость течений и переноса льда в Беринговом проливе во время сильных ветров на примере событий в феврале–марте 2012 г.....	162
4.4 Межгодовая изменчивость событий ледового выноса и их связь с ветром	169
Выводы к главе 4	171
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	173
ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ	175

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Исследование Северного Ледовитого океана (СЛО) в настоящее время особенно важно, и представляет собой актуальную фундаментальную и прикладную задачи. Значимость исследования обусловлена не только необходимостью мониторинга регионального отклика на изменение климата, но и решением ряда прикладных задач, таких как обеспечение судоходства по Северному морскому пути и освоение Арктического шельфа. Моря Восточной Арктики, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское, образуют одну из наиболее крупных шельфовых областей Мирового океана, где сосредоточено около 80% подводной мерзлоты и значительная часть метанового потока арктических прибрежных морей [ACIA, 2004]. Деградация этой мерзлоты сопровождается заметным ростом температуры воды и сокращением ледового покрова, что делает регион одним из наиболее чувствительных индикаторов происходящих в Арктике изменений. В исследуемую область поступает 15% речного стока СЛО [Брызгало и др., 2015], который формирует поверхностный опресненный слой – важный буфер в обмене тепла [Haine et al., 2015; Nghiem et al., 2014], а также во многом определяет термохалинную структуру региона [Kattner et al., 1999]. Берингов пролив – единственный путь, соединяющий Арктику и Тихий океан. Поток соленых берингоморских вод во многом формирует халинную структуру и таким образом влияет на баланс соли СЛО [Woodgate R.A., Weingartner T.J., Lindsay, 2005; Brugler et al., 2014], к тому же создавая особенности её динамики, а именно, интенсивность круговорота Бофорта [Brugler et al., 2014]. Кроме этого, тихоокеанские воды являются важнейшим источником питательных веществ, и их поступление значительно влияет на экосистему морей восточной Арктики [Walsh et al., 1989]. В летний период потоки тепла из Берингова моря способствуют таянию льда в Чукотском море [Steele et al., 2010]. Чистый поток тепла через Берингов пролив составляет примерно 1/3 от потока через пролив

Фрама, соединяющий Атлантику и СЛО, а также превосходящий его по объёмному переносу в 10 раз [Schauer et al., 2004; Steele et al., 2010]. Пролив претерпевает существенные изменения в последние несколько деkad [Woodgate, 2018; Wang et al., 2023]. Возрастает количество привносимого в СЛО тепла, в летний сезон увеличивается поток пресных вод, что существенно влияет на термохалинную структуру [Woodgate et al., 2005], морскую экосистему [Danielson et al., 2017; Gonzalez et al., 2023] и таяние льда [Serreze et al., 2019]. Кроме того, несмотря на реализацию ряда отечественных и международных проектов по мониторингу динамики региона [Woodgate et al., 2015; Pisareva et al., 2015], многие процессы, касающиеся межгодовой и сезонной изменчивости течений, переноса водных масс, остаются малоизученными. Среди ключевых особенностей циркуляции выделяются перенос тихоокеанских вод через Берингов пролив в Чукотском море включая их распространение в Арктике, а также формирование и распространение опресненных вод в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. Первые систематические исследования характеристик вод в Беринговом проливе были начаты Ратмановым в 1933 г. [Ratmanov, 1937] и основывались на четырех якорных станциях, с продолжительностью измерений до суток каждая в августе 1932 года. Ближе к середине–концу прошлого столетия определены основные сезонные закономерности изменчивости течений Берингова пролива [Fedorova, Yankina, 1964; Coachman et al., 1966; Muench et al., 1988], а также обоснована связь переноса вод с локальным ветром [Aagaard et al., 1985; Coachman et al., 1988]. Параллельно развивались исследования циркуляции Чукотского моря. Если ранние работы [Штокман, 1957; Коучмен, 1978] пренебрегали силой Кориолиса при рассмотрении течений в Беринговом проливе ввиду его узости, то в работе [Кулаков, 1989] на основе натурных данных и численного моделирования показано, что циркуляция Чукотского моря определяется совместным действием градиента давления, силы Кориолиса и вертикального турбулентного трения. В этой же работе впервые обнаружено, что разделение Тихоокеанского течения на Аляскинскую и Геральдовскую ветви обусловлено совместным действием силы Кориолиса и

рельефа дна [Кулаков, 1989]. Тогда же была выполнена типизация стоково-ветровой циркуляции моря по региональным барическим ситуациям с построением трёхмерных схем для каждого типа, что заложило основу для обеспечения навигации по Северному морскому пути. Начиная с 1990 осуществляется круглогодичный мониторинг в Беринговом проливе. По данным заякоренных ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) и CTD (Conductivity, Temperature, and Depth) измерителей получены значимые результаты о термохалинной структуре, переносе вод, переносе тепла и соли [Woodgate et al., 2005; 2015; 2018]. С развитием вычислительных технологий проводились исследования на основе численного моделирования [Захарчук и др., 2006; Serreze et al., 2019]. Показано, что Берингов пролив является важным источником опреснённых вод в СЛО [Woodgate et al., 2005]. Обнаружено увеличение потока на север в последние годы: оценки среднегодового переноса составили 0,7 Св в 2001 и 1,2 Св в 2014 [Woodgate, 2018]. В этой же работе выявлено выраженное усиление повторяемости появления течений со скоростями от 0,4 м/с и выше, при одновременном снижении частоты течений в диапазоне от 0 до 0,4 м/с [Woodgate, 2018]. Тем не менее мнения насчет основных факторов, определяющих межгодовую изменчивость потока через Берингов пролив, разнятся. Большинство исследователей исторически связывают эту изменчивость с действием ветра непосредственно над проливом, непостоянство которого определяется перестройкой крупномасштабных атмосферных полей [Danielson et al, 2014]. При этом считалось, что определяющее влияние на перенос вод через пролив оказывает динамика Тихого океана, где изменчивость северных ветров определяет интенсивность направленного в Арктику потока. Альтернативное предположение о ключевом влиянии арктической циркуляции на межгодовых масштабах впервые обосновано спутниковыми гравиметрическими измерениями [Peralta-Ferriz, Woodgate, 2017], а затем и модельными расчётами [Nguyen et al., 2020]. Авторы предположили, что основным фактором, влияющим на динамику пролива, являются шельфовые волны, распространяющиеся из Восточно-Сибирского моря. Этот механизм также описывался в работе [Захарчук,

2009], где было показано, что колебания уровня, вызванные синоптическими атмосферными процессами, в арктических морях распространяются в восточном направлении в виде бароклинных топографических волн, обеспечивая передачу ветрового сигнала из Восточно-Сибирского моря к Берингову проливу на временных масштабах до нескольких суток. Однако дискуссии на этот счет продолжаются. Пройдя Берингов пролив воды тихоокеанского происхождения, распространяются далее на север тремя основными путями: на запад через каньон Геральд, на восток через каньон Барроу и через центральный канал. Все данные о судьбе этих вод в Чукотском море на сегодняшний день основываются в первую очередь на ограниченных по времени контактных измерениях [Pisareva et al., 2015; Stabeno et al., 2018] и посвящены исследованию короткопериодных характеристик и местных эффектов. Кроме того, большая часть измерений сосредоточена в восточной части Чукотского моря. Существующие исследования распространении водных масс в западной части показывают наличие значительной межгодовой изменчивости в местоположении и конфигурации превалирующих типов вод [Vanin et al., 2010; Pisareva et al., 2015; Linders et al., 2017; Kinney et al., 2022]. Продemonстрировано влияние атмосферной циркуляции на термохалинную структуру [Vanin et al., 2010]. Не менее важное влияние на циркуляцию в регионе оказывает распространение опресненного слоя в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, которое также характеризуется значительной межгодовой изменчивостью. Выделяется несколько основных причин такой изменчивости: метеорологические и гидрологические условия, интенсивность стока, градиенты солености. На основе численного моделирования [Haine et al., 2015; Fofonova et al., 2015; Golubeva et al., 2015, 2017] и гидрологических измерений [Dmitrenko et al., 2010; Osadchiev et al., 2020] было показано, что одним из основных факторов, определяющих межгодовые изменения положения опреснённого слоя являются ветровые условия, а точнее, завихренность ветрового поля. Во время формирования опресненного слоя возникающие градиенты уровня моря за счет совместного понижения солености и увеличения температуры в областях,

подверженных влиянию речного стока, приводят к формированию прибрежного течения [Carmack et al., 2015], называемого Восточно-Сибирском, также известного как Чукотское течение [Кулаков, 1989] или Сибирское прибрежное течение. В некоторые годы оно способно проникать в Чукотское море, оказывая влияние на межгодовую изменчивость переноса и распространение тихоокеанских вод. В то же время есть свидетельства проникновения этого течения в Берингов пролив [Weingartner et al., 1999; Woodgate et al., 2015]. Рассмотренные выше процессы анализировались во многих работах, тем не менее из-за малого количества долговременных массивов контактных измерений изменчивость региона остается мало изученной, особенно на межгодовых масштабах.

Открытым остаётся вопрос о влиянии изменчивости Восточно-Сибирского течения на циркуляцию МВА и водообмен с Тихим океаном. Также не до конца понятно, как само течение и водообмен через пролив взаимодействуют друг с другом и как это сказывается на распространении тихоокеанских и опреснённых вод. Кроме того, влияние потока через Берингов пролив на взлом льда и его взаимосвязь с изменчивостью термохалинной структуры во время таяния льда также нуждаются в детальном исследовании.

В настоящей работе с помощью привлечения современных спутниковых, контактных данных и продуктов реанализов проводится исследование динамики региона, сосредоточенное на процессах взаимодействии водных масс в том числе в зимний период.

Впервые, детально исследована изменчивость Восточно-Сибирского течения на межгодовых масштабах на основе спутниковых, гидрологических данных и массивов реанализа. Результаты работы позволяют получить новую информацию о переносе опреснённых вод из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в Чукотское море, который существенно влияет на распределение физических и биологических параметров в регионе.

Цель работы: выявить физические механизмы сезонной и межгодовой изменчивости переноса вод в Беринговом проливе и установить их связь с циркуляцией морей Восточной Арктики.

Задачи работы:

1) определить сезонную и межгодовую изменчивость переноса вод в Беринговом проливе на основе спутниковых наблюдений, контактных измерений и данных реанализа, а также оценить влияние ветра и Восточно-Сибирского течения на его динамику

2) определить межгодовую изменчивость распространения тихоокеанских вод в Чукотском море и её связь с динамикой морей Восточной Арктики

3) провести классификацию распространения опреснённого слоя, сформированного стоком р. Лена, на межгодовых масштабах и выявить её роль в усилении Восточно-Сибирского течения

4) выявить механизмы влияния северных ветров на заток арктических вод и перенос льда через Берингов пролив в Тихий океан в зимний период

Объектом исследования являются Моря Восточной Арктики: Чукотское, Лаптевых и Восточно-Сибирское.

Предметом исследования являются параметры морской среды, взаимосвязь динамических процессов в морской акватории.

Методы исследования. Главным подходом при проведении исследования является комплексный анализ мультисенсорных спутниковых измерений (альтиметрия, микроволновый радиометр SMAP (Soil Moisture Active Passive), оптические и ИК-радиометры) и данных продуктов реанализов (GLORYS12v1, массивы атмосферных полей), а также доступных гидрологических контактных измерений (заякоренные и судовые данные CTD и ADCP измерения). Для анализа данных используются как классические методы, применяемые в современной океанологии: статистический анализ, композитные карты и т.п., так и разработаны оригинальные методы для оценки местоположения различных

типов водных масс. В рамках исследования динамических параметров в зимний период проводится параметризация форм ледовых трещин на основе обработки данных спутника MODIS с разрешением до 1 км. Непосредственная обработка данных производится с помощью математического пакета MATLAB.

Научная новизна полученных результатов.

1) Впервые предложен механизм влияния изменчивости Восточно-Сибирского течения на водообмен Северного Ледовитого океана с Тихим океаном в тёплый период года. Для июля–октября выявлена обратная связь зонального переноса этого течения и северного переноса через Берингов пролив ($K = -0,71$): в годы усиления течения северный перенос через пролив ослабевает, а берингоморские летние воды и аляскинские прибрежные воды смещаются на восток. В рамках предложенной концепции гидродинамического барьера показано, что зональный перенос опреснённых вод формирует аномалию стерического уровня у северного входа в пролив, уменьшая эффективный арктико-тихоокеанский перепад уровня, что и обуславливает ослабление северного переноса. Для физической интерпретации неветровой составляющей переноса создана гидравлическая модель, которая описывает данный барьерный эффект.

2) Впервые на основе спутниковых данных за 1993–2020 гг. составлена классификация типов распространения опреснённого слоя стока реки Лена: северный, восточный и смешанный. На основе численного моделирования количественно оценён вклад речного стока в усиление Восточно-Сибирского течения и повышение уровня на шельфе.

3) Впервые подробно рассмотрены события интенсивного взлома льда и образования разрывов параболической формы в южной части Чукотского моря и их связь с переносом льда и разворотом течений в Беринговом проливе. За 2008–2022 гг. установлено уменьшение числа и продолжительности таких событий при ослаблении северного ветра в январе–марте.

Положения, выносимые на защиту:

1) Межгодовая изменчивость объёма тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив в Тихий океан в июле-октябре, определяется изменчивостью интенсивности Восточно-Сибирского течения. В годы усиления течения со среднегодовыми аномалиями до 0,2 Св, в Беринговом проливе наблюдается ослабление северного переноса на сопоставимые значения. При этом тихоокеанские воды в Чукотском море смещаются на восток.

2) Механизмом, определяющим интенсивность Восточно-Сибирского течения, является ветровой отклик плюма реки Лена: усиление западного ветра над морем Лаптевых смещает опреснённые воды к берегу, усиливает горизонтальные градиенты плотности и приводит к образованию геострофического вдольберегового течения на шельфе Восточно-Сибирского моря. На основе спутниковых данных за 1993–2020 гг. впервые составлена классификация типов распространения плюма и показана их связь с режимом ветровой циркуляции.

3) В зимний период усиление северных ветров до среднесуточных значений более 7 м/с инициирует события быстрого взлома ледового покрова, сопровождающиеся образованием параболических разрывов и расширением полыней. Физическим следствием этих событий является усиленный в 4-5 раз перенос льда и арктических водных масс через Берингов пролив в Тихий океан. По данным многолетних наблюдений, в отдельные годы (например, 2012) данный механизм становится доминирующим фактором изменчивости зимнего водообмена в проливе.

Теоретическая и практическая значимость полученных результатов. Результаты о сезонной и межгодовой изменчивости характеристик Восточно-Сибирского течения необходимы для понимания фундаментальных причин изменения гидрологической структуры СЛО в условиях меняющегося климата. Полученные результаты о влиянии ветра и гидрологических условий на формирование Восточно-Сибирского течения могут быть применены для улучшения прогнозов переносной доступности Северного морского пути, что

напрямую влияет на связанность территорий РФ, развитие торговых путей. Параметризация форм ледовых трещин может быть использована для улучшения оперативного прогноза ледового поля в предпроливных областях МВА во время сильных ветров.

Степень достоверности и апробация результатов работы. Достоверность результатов подтверждается сопоставлением независимых источников данных и воспроизводимостью основных оценок. Меридиональная скорость в Беринговом проливе сравнивается по заякоренным измерениям ADCP, реанализу GLORYS12v1, альтиметрии DUACS и расчётам модели NEMO за 1997–2024 гг. Реанализ и альтиметрия воспроизводят изменчивость контактных данных. Для 2023 г. модель Мирового океана (на основе NEMO) сопоставлена с ADCP, GLORYS12v1 и TOPAZ5 и по смещению и среднеквадратичной ошибке не уступает региональному реанализу. Данные спутниковой солёности SMAP сопоставлены с контактными измерениями 2018–2019 гг. (K свыше 0,9, среднеквадратичное отклонение около 1 ПЕС). Зимние события взлома ледяного покрова и выноса льда через пролив зафиксированы одновременно по ADCP, полям ветра ERA5 и наблюдениям MODIS. Расчёт переноса в рамках концепции гидродинамического барьера Восточно-Сибирского течения воспроизводит изменчивость ряда реанализа ($K \approx 0,71$).

Основные результаты диссертации докладывались и обсуждались на следующих российских и международных конференциях:

- 1) 19-я Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2021);
- 2) VI Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (Москва, 2021);
- 3) 20-я Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2022);
- 4) Всероссийская научная конференция «Моря России: Год науки и технологий в РФ – Десятилетие наук об океане ООН» (Севастополь, 2021);

- 5) 20-я Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2022);
- 6) VII Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (Санкт-Петербург, 2023);
- 7) VIII Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (Владивосток, 2024);
- 8) VIII Всероссийская научная конференция «Моря России: современные методы исследований и их практические применения» (Севастополь, 2024);
- 9) 23-я Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 2025);
- 10) IX Всероссийская научная конференция «Моря России: приоритеты, практика, прогноз» (Севастополь, 2025).

Связь с научными программами, планами, темами. Работа выполнена в соответствии с планами научных исследований Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Морской гидрофизический институт РАН» в рамках следующих научно-исследовательских проектов:

- 1) Тема государственного задания № 0555-2021-0006 «Разработка перспективных методов, программно-информационных и технических средств исследований гидрофизических, биогеохимических, оптических характеристик морской среды, в том числе методами дистанционного зондирования».
- 2) Тема государственного задания № FNNN-2021-0010 «Комплексные исследования гидрофизических процессов в полярных районах Мирового океана в контексте текущих климатических изменений на основе анализа спутниковых и беспилотных наблюдений, контактных измерений и моделирования».
- 3) Тема государственного задания № FNNN-2024-0012 «Анализ, диагноз и оперативный прогноз состояния гидрофизических и гидрохимических полей морских акваторий на основе математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных методов измерений».

4) Тема государственного задания № FNNN-2024-0017 «Комплексные исследования гидрофизических процессов в полярных районах Мирового океана на основе мультисенсорных дистанционных и контактных измерений».

5) Проект РНФ 21-17-00278 «Динамические процессы в Арктике и их влияние на горизонтальный обмен и характеристики ледяного покрова по данным мульти-сенсорных измерений».

Личный вклад автора. Тема исследования, его актуальность и ключевые задачи были определены автором совместно с научным руководителем. Автором выполнен обзор научной литературы, отражающий результаты предыдущих исследований по рассматриваемой проблематике. В сотрудничестве с научным руководителем разработаны алгоритмы обработки данных. Лично автором выполнен анализ событий взлома ледового покрова и образования разрывов параболической формы в южной части Чукотского моря, а также сопоставление этих событий с изменчивостью течений по данным ADCP в Беринговом проливе и со спутниковыми данным MODIS. Полученные результаты проанализированы автором при участии научного руководителя.

Публикации по теме диссертации. По теме диссертации опубликовано в соавторстве 14 работ, 4 из которых изданы в журналах, рекомендованных ВАК, а также индексируемых в системах Web of Science и Scopus. 10 работ в виде материалов конференций.

1) Жук, В. Р. Влияние Восточно-Сибирского течения на водообмен в Беринговом проливе по спутниковым альтиметрическим данным / В. Р. Жук, А. А. Кубряков // Океанология. – 2021. – Т. 61, № 6. – С. 856–868. – DOI: 10.31857/S0030157421060174. (Zhuk, V. R. Effect of the East Siberian Current on Water Exchange in the Bering Strait Based on Satellite Altimetry Measurements / V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov // Oceanology. – 2021. – Vol. 61, No. 6. – P. 791-802. – DOI 10.1134/S0001437021060175. – EDN ISJAIX.).

2) Zhuk, V. R. Interannual Variability of the Lena River Plume Propagation in 1993–2020 during the Ice-Free Period on the Base of Satellite Salinity, Temperature, and

Altimetry Measurements / V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov // Remote Sensing. – 2021. – Vol. 13, № 21. – Art. 4252. – DOI: 10.3390/rs13214252.

3) Zhuk, V. R. Interannual Variability of Salinity in the Chukchi Sea and Its Relationships with the Dynamics of the East Siberian Current during 1993–2020 / V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov // Remote Sensing. – 2023. – Vol. 15, № 24. – Art. 5648. – DOI: 10.3390/rs15245648.

4) Жук, В. Р. Интенсивный взлом льда и вынос арктических вод через Берингов пролив под действием северных ветров в зимний период / В. Р. Жук, А. А. Кубряков // Исследование Земли из космоса. – 2026. – № 3. – С. 60–73. – DOI: 10.7868/S3034540526030059. (Zhuk, V. R. Intensive Sea Ice Fracturing and Export of Arctic Waters through the Bering Strait Driven by Northerly Winds in Winter Period / V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. – 2026. – 3. – P. 60–73).

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. А.А. Кубрякову за всестороннюю поддержку, внимательное руководство и помощь на всех этапах диссертационного исследования. Автор благодарит д.ф.-м.н. М.В. Шокурова и к.ф.-м.н. И.Е. Козлова за внимание к работе и полезные обсуждения тем диссертационного исследования. Автор глубоко признателен к.ф.-м.н. Д.В. Алексееву за тщательную редакционную работу и конструктивные замечания при подготовке текста, к.ф.-м.н. А.М. Мизюку за ценные консультации по вопросам численного моделирования.

Структура и содержание работы. Данная работа состоит из введения, четырёх глав, заключения, перечня сокращений и библиографического списка. Общий объем составляет 193 с. Список использованной литературы включает 133 наименования. Во введении обоснована актуальность темы, сформулированы цели и задачи исследования. Глава 1 посвящена обзору современной научной литературы по динамике водных масс в арктических морях и описанию использованных данных. Рассматриваются причины изменчивости водообмена в Беринговом проливе, циркуляция в Чукотском море, влияние речного стока на

термохалинную структуру региона, а также особенности спутниковых и контактных измерений, включая данные реанализа. Глава 2 содержит анализ распространения тихоокеанских вод в Чукотском море. Подробно рассматривается водообмен в Беринговом проливе на основе данных альтиметрии и заякоренных наблюдений, а также влияние ветра и Восточно-Сибирского течения на распределение температуры, солености и скорости течений. Глава 3 посвящена изучению распространения речных вод в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском. Основное внимание уделено межгодовой изменчивости положения распространения поверхностного опресненного слоя по многолетним спутниковым данным. В Главе 4 рассматривается циркуляция в южной части Чукотского моря в зимний период. Исследуются процессы нарушения сплошности ледового покрова (разрывы, трещины) и их параметризация, изменчивость течений и ледового переноса, а также ветровые события, сопровождающиеся интенсивным выносом льда. В заключении подводятся основные итоги работы и формулируются выводы по результатам исследования

ГЛАВА 1. ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

1.1 Современные представления о циркуляции Морей Восточной Арктики

1.1.1 Причины изменчивости переноса вод в Беринговом проливе.

Систематическое описание водообмена через пролив начинается с работ [Coachman, Aagaard, 1966; Aagaard et al., 1985]. В них пролив рассматривался как пассивный канал между двумя резервуарами. Перенос вод определяется арктико-тихоокеанской разностью уровней, связанной с различием термохалинной структуры Северной части Тихого океана и Северного Ледовитого, а также с крупномасштабной атмосферной циркуляцией. По оценке [Coachman, Aagaard, 1966] северный перенос в августе 1964 г. составил около 1,4 Св, а расчётный уклон поверхности был равен $2,6 \cdot 10^{-8}$, что соответствует перепаду уровня около 0,5 м на масштабе бассейнов. Типичный среднегодовой перенос через Берингов пролив в этом случае составляет 0,7–1 Св.

Классическая концепция опиралась на три допущения, которые позже были пересмотрены. На межгодовых и более длительных масштабах перепад уровня трактовался как постоянная величина. Ветровая составляющая описывалась главным образом как локальный модулятор над самим проливом. Вместе с тем уже [Coachman, Aagaard, 1966] выделили долгопериодные колебания скорости (до 100 % от среднего), связанные с ветром и распределением атмосферного давления над Беринговым или Чукотским морями. Тем самым была рассмотрена возможность нелокального ветрового воздействия, но без количественного описания пути передачи сигнала с арктического шельфа.

В простейшем гидравлическом балансе объёмный перенос через пролив пропорционален разности уровней между Тихим океаном и Арктикой.

$$T = T_0 + a\Delta\eta_{ATP} + b\tau_{\parallel}, \quad (1.1)$$

где T_0 – фоновый (климатологический) перенос;

$\tau_{\parallel}$ – меридиональная составляющая напряжения ветра вдоль пролива;

b – коэффициент ветрового отклика;

T – объёмный перенос через Берингов пролив;

$\Delta\eta_{ATP}$ – арктико-тихоокеанская разность уровней;

a – коэффициент чувствительности.

В линейном балансе сил для установившегося течения в канале конечной длины вклад локального ветра входит как добавка к разнице уровня.

Южный ветер усиливает северный перенос, северный ослабляет его. Отклик пролива на локальный ветер почти мгновенный (часы). Эта концепция остаётся верной для коротких масштабов, но недостаточна для объяснения межгодовой изменчивости и трендов переноса.

Параллельно формировалось представление о ключевом влиянии стерического фактора и ветрового воздействия на уровень моря к югу от пролива и, как следствие, на изменчивость переноса в Беринговом проливе. В частности, [Stigebrandt, 1984] рассматривал северную часть Тихого океана как эстуарий глобального масштаба, в котором именно пресноводный баланс формирует стерический перепад уровня моря. Другие работы связывают повышенный уровень в северной части Тихого океана с крупномасштабным ветровым воздействием [de Boer, Nof, 2004]. В рамках этой концепции ключевая область, определяющая межгодовую изменчивость переноса, расположена в Беринговом море, а уровень со стороны Арктики рассматривается как относительно постоянная величина. Такая концепция удовлетворительно описывала сезонный ход и часть синоптической изменчивости, однако плохо объясняла летние минимумы переноса при малом или умеренно южном ветре над проливом и не воспроизводила долговременный тренд переноса изменением только локального ветра у пролива

[Woodgate et al., 2012; Woodgate, 2018]. Последующие работы показали, что значительная часть изменчивости перепада уровня формируется со стороны Северного Ледовитого океана, а не только со стороны северной части Тихого океана.

С середины 1990-х гг. в проливе проводятся круглогодичные измерения течений, температуры и солености [Woodgate et al., 2005, 2015; Woodgate, 2018]. Средний перенос составляет около 0,8 Св (для 2000-х годов ближе к 1 Св), при этом отмечен долговременный рост 0,01 Св/год. Вводилось эмпирическое разложение полного переноса (T) на локальный ветровой член и остаток, соответствующий вкладу перепада уровня (РН-term, pressure head):

$$T = mW + PH, \quad (1.2)$$

где W – скорость ветра в районе пролива;

m – эмпирический коэффициент;

PH – вклад перепада уровня (pressure head).

В поле ветра над проливом преобладают северные румбы [Woodgate et al., 2005, 2010]. Около двух третей увеличения переноса через Берингов пролив в 2001–2011 гг. связано не с локальным ветром, а с ростом PH [Woodgate et al., 2012]. Природа этой составляющей долго оставалась дискуссионной. Рассматривались стерические эффекты к югу от пролива, ветер над Беринговым морем и процессы на арктическом шельфе.

Переход к нелокальной картине сформулирован в работе [Danielson et al., 2014]. Авторы показали, что циркуляция на шельфе Берингова и Чукотского морей, а также перенос через пролив связаны общим механизмом. Положение Алеутской депрессии задаёт аномалии переноса с противоположным знаком на синоптических и годовых масштабах. В предложенной концепции [Danielson et al., 2014] выделяются три физических механизма.

Первый механизм — локальный экмановский перенос (нагон или сгон над проливом и прилегающим шельфом), соответствует члену переноса mW в разложении [Woodgate, 2018]. Второй механизм — шельфовые волны, возбуждаемые ветром над Беринговым морем либо над западной Чукоткой и Восточно-Сибирским морем, распространяющиеся к проливу с возмущениями уровня. Третий механизм — перестройка меридионального градиента уровня на годовых и десятилетних масштабах, связан с экмановской накачкой в Алеутской котловине. Именно с этим механизмом авторы связывают увеличение переноса в Беринговом проливе. В работе также была предложена оценка для средней скорости течений в проливе (V), которая в линейной гидравлической форме определяется балансом градиента уровня и ветрового напряжения с линейным донным трением [Danielson et al., 2014]:

$$V = \frac{gH}{r} \frac{\Delta\eta_{ATP}}{L} + \frac{\tau_y}{\rho_0 r}, \quad (1.3)$$

где V — средняя скорость течения в проливе (м/с);

g — ускорение свободного падения, равное $9,8 \text{ м/с}^2$;

H — средняя глубина (м);

r — коэффициент линейного донного трения (м/с);

L — эффективный путь по шельфу Берингова–Чукотского морей (2000 км);

τ_y — меридиональная компонента ветрового напряжения (Н/м^2);

ρ_0 — плотность воды, равное 1025 кг/м^3 .

В работе [Danielson et al., 2020] количественно показали, что штормовые нагоны генерируют циркумполярные шельфовые волны, а также продемонстрировали, что около половины энергии, направленной на восток, с шельфа Восточно-Сибирского моря проходит через Берингов пролив, распространяясь со скоростями около $600\text{--}3000 \text{ км/сут}$. Волновой механизм на

синоптических масштабах описывался в работах Захарчука. Например, в работе [Войнов и Захарчук, 1999] выделили шельфовые волны в поле уровня Чукотского моря. В работе [Захарчук, 2009] показано, что колебания уровня, вызванные синоптическими атмосферными процессами на сибирском шельфе, идентифицируются как бароклинные топографические волны, распространяющиеся преимущественно на восток со скоростями 0,6-11 м/с. В работе [Захарчук, Тихонова, 2013] уточнили генерацию вынужденных топографических волн под анемобарическим воздействием. Эти работы описывают быструю передачу ветрового воздействия по шельфу и не подменяют собой медленную адвективную перестройку поля солёности и стерического уровня, например, Восточно-Сибирским течением. Разделение этих двух каналов, быстрого волнового и медленного адвективного, составляет отдельную методическую задачу.

Наконец, в работе [Peralta-Ferriz, Woodgate, 2017] на данных GRACE показали доминирующую роль Восточно-Сибирского моря в изменчивости неветровой составляющей изменчивости переноса в Беринговом проливе. Первая мода эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) придонного давления в районе от северной части Берингова моря до западной Арктики сильно связана с изменчивостью члена водного переноса P_N . Коэффициент корреляции составляет около 0,6 на межгодовых масштабах и 0,84 в летний период. Пониженное придонное давление в Восточно-Сибирском море и повышенное над шельфом Берингова моря формируются под влиянием восточного ветра вдоль арктического побережья. Экмановский переноса от берега понижает уровень на шельфе Восточно-Сибирского моря и увеличивает перепад уровня моря. Эти представления развиты в работе [Peralta-Ferriz, Woodgate, 2023]. Долговременный рост переноса через пролив связан в основном с ростом составляющей P_N в разложении [Woodgate, 2018], а не локального ветра у пролива. На масштабах месячной изменчивости летом доминирует вклад Восточно-Сибирского моря, а именно усиление западного ветра на его шельфе, понижающего среднее (AVG):

$$AVG = \frac{DOT + OBP}{2}, \quad (1.4)$$

где DOT – динамическая океаническая топография;

OBP – аномалия придонного давления в единицах эквивалентной высоты уровня;

Различие трендов OBP и DOT указывает на осолонение шельфа и возможную обратную связь через перенос тихоокеанских вод в СЛО.

Ранее с помощью численного моделирования показали [Nguyen et al., 2020], что на масштабах до 5 месяцев до 90 % изменчивости аномалий переноса контролируется ветром. Наибольший вклад дают шельф Берингова моря, Чукотское и Восточно-Сибирское моря, в совокупности до 80 % связанной с ветром дисперсии. Важно, что речь идёт не только о локальном ветре непосредственно над проливом, но и об удалённом ветровом воздействии, которое через шельфовые волны перестраивает поле уровня и тем самым определяет неветровую составляющую переноса.

[Grodsky et al., 2024] на основе совместного анализа спутниковых данных и результатов численного моделирования обнаружили значимую связь между уровнем моря и поверхностной солёностью в Чукотском море в безлёдный период. При повышении уровня перенос через Берингов пролив уменьшается, а поверхностные воды становятся более пресными, что согласуется с ключевой ролью перепада уровня между Тихим океаном и Северным Ледовитым океаном. В качестве показателя этого перепада авторы использовали средние аномалии уровня моря в Чукотском море, объясняющие около 41 % межгодовых изменений переноса через Берингов пролив в период с мая по август, тогда как вклад локального ветра над проливом по данным реанализа ERA5 составил около 16 %.

1.1.2 Водообмен в Беринговом проливе в зимний период. В зимний период поток в проливе обычно направлен из Тихого океана в Арктику, хотя и принимает минимальные величины по сравнению с летним периодом и способствует формированию в глубоководной части Чукотском море холодного поверхностного слоя, который ограждает ледовый покров от тёплой атлантической воды [Steele et al., 2004]. В то же время происходит падение температуры и увеличение солёности, в том числе из-за льдообразования [Woodgate et al., 2005], что способствует гомогенизации термохалинной структуры. Из-за сезонного присутствия неустойчивого ледового покрова в Чукотском море возрастает роль ветра на изменчивость циркуляции [Pisareva et al., 2025]. В результате преимущественно северные ветра над Чукотским морем наблюдаются одновременно с северным течением [Woodgate et al., 2005]. Усиление таких ветров приводит к ослаблению потока, а иногда к его развороту на юг [Pease, 1980]. На многолетних масштабах наблюдается увеличение объёма тонкого однолетнего льда в Северном Ледовитом океане (СЛО) [Meier, 2017]. Этот лед является более динамически активным и легче подвергается взлому чем многолетний [Rampal et al., 2009; Rheinländer et al., 2022], что также приводит к увеличению роли ветра в Чукотском море [Spreen et al., 2011]. Все эти факторы периодически приводят к усилению затоков арктических вод в северную часть Берингова моря. Подобные затоки значительно влияют на термохалинную структуру и экосистему [Woodgate et al., 2005], а также повышают роль Берингова пролива в экспорте многолетнего льда из СЛО [Babb et al., 2013].

Отмечается, что для проливов характерно образование ледовой арки, которая сдерживает ледовый покров от обрушения [Sodhi, 1977]. Устойчивость ледовой арки зависит от ширины русла, прочности льда на сдвиг и скорости ветра [Kubat et al., 2006]. При обрушении арки в Чукотском море появляются нарушения сплошности (именуемые далее ледовыми трещинами), образование которых существенно влияет на физические, химические и биологические процессы, происходящие на границе раздела между океаном и атмосферой, позволяя

осуществлять прямой обмен между океаном и атмосферой. Таким образом, переноса льда происходит при взломе устоявшегося ледового покрова, что сопровождается образованием трещин, разрывов к северу от Берингова пролива. Трещины, протяженностью несколько сотен км., могут распространяться по всей акватории, оказывая значительное влияние на ледовую динамику. Подробное описание происходящих во время образования трещин процессов переноса энергии, а также изменчивость гидрологических параметров проведено в ряде работ на основе контактных данных [Morrison et al., 1992; Nomura et al., 2023]. Установлено, что в толще воды под новообразованными трещинами интенсифицируется переноса соли и тепла, резко меняется термохалинная структура. Влияние ледовых трещин на формирование ледового покрова обсуждалось в работе [Zhang et al., 2018], в которой установлено, что ледовые трещины в позднюю зиму и весну могут во многом определять протяженность ледового покрова в летний период года. Улучшение понимания динамики ледовых трещин особенно важно для оценки дальнейших климатических изменений в Арктике [Wang et al., 2016; Willmes et al., 2023]. Пространственно-временной анализ ледовых трещин является актуальной задачей, поскольку современные модели и реанализы пока не способны достоверно воспроизводить все наблюдаемые спутниками разрывы, что существенно ограничивает прогноз ледовой динамики в Чукотском море и оценку водообмена через Берингов пролив.

Чтобы описать аркообразование, используют механические модели сыпучих тел. Теория, описывающая предельные пролеты для образования арки в гранулированных материалах, основана на статистическом анализе распределения напряжений внутри материала, чтобы определить, остается ли состояние напряжения ниже критического уровня. Для вывода выражений, определяющих верхнюю и нижнюю границы предельного пролета, при котором может сформироваться свободный свод (арка) следуют анализу, предложенному в работе [Richmond, Gardner, 1962], с учетом следующих модифицирующих допущений:

1. Однородность напряжений вблизи свода. Вблизи свободного свода напряжение не зависит от продольной координаты. Это предположение подтверждено многочисленными исследованиями в глубоких вертикальных зерновых силосах, а также работами в длинных прямых каналах, заполненных фрагментированным льдом.

2. Континуальная модель материала. Материал можно аппроксимировать как сплошную среду, подчиняющуюся критерию разрушения Кулона.

3. Единый критерий разрушения на границе. Критерий разрушения на границе между гранулированным материалом и его «контейнером» (например, между дрейфующим льдом и неподвижным льдом) совпадает с критерием внутри самого материала.

Для анализа выберем декартову систему координат, показанную на Рисунке 1.1, а. Используя первое допущение, уравнения равновесия можно удовлетворить следующими выражениями для нормальных и касательных компонент напряжения (σ_x и τ_{xy}):

$$\sigma_x = -p, \quad (1.5)$$

$$\tau_{xy} = -\gamma x, \quad (1.6)$$

где p – постоянное значение давления вблизи арки;

x – протяженность по долготе;

γ – массовая сила на единицу площади.

Напряженное состояние в точке свободного свода удобно представить с помощью круга Мора (Рисунок 1.1, б), который должен проходить через начало координат на графике (τ , σ). Критерий разрушения Кулона выражается линией текучести:

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg} \phi, \quad (1.7)$$

где c – сцепление;

ϕ – угол внутреннего трения.

Если круг напряжений Мора касается линии текучести, состояние напряжения становится критическим. Согласно уравнению (1.2), максимальное касательное напряжение возникает на границе, а верхнюю и нижнюю границы пролета можно выразить точками U и L на Рисунке 1.1, б, используя допущения 2 и 3.

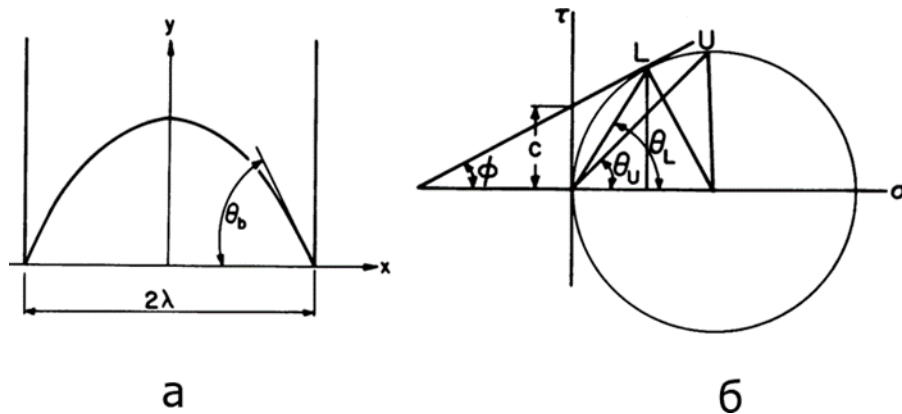


Рисунок 1.1 – Свободная арка (а); круг Мора (б)

Предельные значения пролета (λ_U и λ_L) определяются следующими выражениями [Richmond, Gardner, 1962]:

$$\lambda_U = \frac{c (\cos \phi)}{\lambda (1 - \sin \phi)}, \quad (1.8)$$

$$\lambda_L = \frac{c (1 + \sin \phi)}{\gamma}, \quad (1.9)$$

$$\gamma = r D v^2, \quad (1.10)$$

γ – напряжение трения ветра

D – коэффициент трения;

v – скорость ветра.

Эти два уравнения показывают пределы, при которых возможно или невозможно аркообразование. Если расстояние между берегами меньше нижнего предела — арка не образуется, и лёд свободно проходит через сужающийся канал. Если пролёт превышает верхний предел, образуется устойчивый арочный свод, и движение прекращается.

Форма предельного свода может быть определена с использованием круга напряжений, показанного на Рисунке 1.1, б. Профиль свода описывается уравнением:

$$\operatorname{tg}\theta = -\frac{dy}{dx} = -\frac{\tau_{xy}}{\sigma_x} = \frac{\gamma x}{p}, \quad (1.11)$$

где θ – угол между горизонталью и касательной к свободной поверхности

Интегрируя и принимая $y = 0$ при $x = \pm \lambda$, получаем:

$$y = \frac{\gamma \lambda^2}{2p} \left[1 - \left(\frac{x}{\lambda} \right)^2 \right], \quad (1.12)$$

λ – полуширина ледовой арки;

y – протяженность по широте;

r – плотность приземного воздуха.

Угол θ на рисунке 1.1, б соответствует либо θ_U , либо θ_L на рисунке 1б, в зависимости от типа границы (аналогично уравнениям 1.8–1.9) для верхней и нижней границ соответственно:

$$\theta_U = 45^\circ, \quad (1.13)$$

$$y = \frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{4}, \quad (1.14)$$

Данное выражение позволяет оценить угол внутреннего трения φ по углу основания свода.

В практических приложениях для описания течения дрейфующего льда часто используется радиальное поле напряжений, справедливое вблизи сужающегося канала [Jenike, 1964]. В этом случае гидростатическое напряжение пропорционально расстоянию до вершины канала. Эта модель опирается на представление о семействе кривых текучести, каждая из которых соответствует определённой степени уплотнения материала и завершается при достижении предельного напряжения, определяемого текущим состоянием уплотнения. Эффективная кривая текучести представляет собой огибающую предельных кругов Мора для отдельных кривых и характеризует взаимосвязь между сдвиговыми и сжимающими напряжениями. Для свободно движущегося льда, как и для многих других гранулированных сред, она является линейной и проходит через начало координат. Критическое состояние наступает в момент касания круга Мора этой огибающей, что соответствует режиму установившегося течения.

Модель предсказывает существование двух независимых семейств характеристик: напряжённых и скоростных; вдоль скоростных характеристик формируются сдвиговые нарушения.

Наиболее полный анализ неустановившегося течения гранулированных материалов в сужающихся каналах представлен в работе [Morrison, Richmond, 1976]. В этом исследовании применяется модель идеального грунта, основанная на предположениях изотропности и несжимаемости материала, а также на допущении, что деформация происходит преимущественно за счёт сдвига вдоль характеристических кривых уравнений напряжений. Эта модель особенно удобна

для анализа движения льда, так как учитывает возможность возникновения разрывов тангенциальной скорости вдоль характеристик напряжений и позволяет определить критические условия остановки течения. Критическое значение угла наклона канала (B) (рисунок 1.2б), при котором течение прекращается и образуется свод, определяется выражением:

$$B_c = \frac{(c \operatorname{ctg} \varphi) (1 - 3 \sin \varphi)}{\rho g w_0} \frac{(R^m - 1)}{(1 - \sin \varphi) (1 - R^{m-1})}, \quad (1.15)$$

$$m = \frac{2 \sin \varphi}{(1 - \sin \varphi)}, \quad (1.16)$$

$$R = \frac{w_0}{w_1}, \quad (1.17)$$

где B_c – критический угол наклона канала;

c – прочность материала на сцепление;

φ – угол внутреннего трения;

w_0, w_1 – полуширина канала на входе и выходе соответственно;

R – коэффициент сужения;

ρ – плотность материала;

m – параметр материала.

Если фактический угол наклона канала $B < B_c$, происходит образование свода и течение прекращается. Данное уравнение позволяет прогнозировать условия, при которых движение пакового льда через сужающийся пролив будет заблокировано из-за образования устойчивого свода (арки).

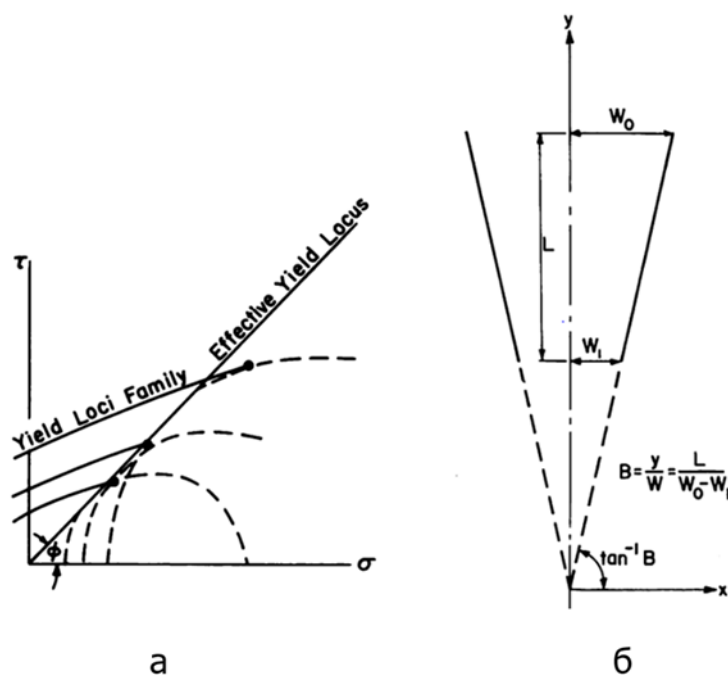


Рисунок 1.2 – «Семейство линий текучести» и «эффективная кривая текучести» для предельных кругов Мора (а); сужающийся канал (б) из работы [Sodhi, 1977]

Для Берингова пролива [Sodhi, 1977] рассчитал критическую скорость ветра 5,6 м/с., выше которой происходит обрушение ледовой арки и лед способен двигаться свободно на юг.

С появлением новых спутниковых продуктов и данных реанализов представляется возможным более подробно исследовать трансформацию ледового поля. Показано, что метеоусловия играют важную роль в возникновении ледовых трещин [Lewis, Hutchings, 2019]. Недавно в открытом доступе появился продукт ледовых трещин на основе анализа данных с прибора MODIS [Reiser et al., 2020; Willmes et al., 2023]. Анализ этих данных позволил определить повторяемость трещин и их связь с дивергенцией ветра и течениями в различных районах СЛО на многолетних масштабах.

Ледовые трещины образуются за счет множества факторов. Основными среди них являются батиметрия и ветер. При этом некоторые работы подчеркивают важную роль агеострофической составляющей в скорости мезо- и мелкомасштабного дрейфа льда [Kozlov et al., 2020; Zhuk et al., 2022]. Результаты

недавнего исследования позволили [Willmes et al., 2023] установить, что в Чукотском море наиболее часто ледовые трещины наблюдаются вокруг острова Врангеля, в районе мелководья Геральд и в области от северо-восточного края Берингова пролива до мыса Барроу. Авторы связывают последние с батиметрическими особенностями региона и общей циркуляцией течений, что подтверждается предыдущими работами (например, [Stabeno et al., 2018]). Ряд тематических исследований в арктических морях показали наличие сильной связи между ветровыми условиями и динамикой ледового покрова [Rheinländer et al., 2022; Петренко, Козлов, 2023]. К тому же ранее было продемонстрировано, что в зимне–весенний период при гомогенизации вертикальной структуры моря (температуры и солёности) ветровой дрейф оказывает определяющее влияние на скорость течений в Беринговом проливе [Woodgate, 2018]. В дополнение лишь недавно [Jewell et al., 2023] с помощью численного моделирования продемонстрировали как направление ветра относительно берега влияет на время и местоположение образования ледовых трещин, таким образом показывая связь локального ветра и особенностей морфологического строения берегов.

1.1.3 Циркуляция и перенос водных масс в Чукотском море. Моря Восточной Арктики включают акватории: Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское. Большая часть этих областей представляет собой шельф с глубиной менее 50 м. Чукотское море в период с ноября–декабря по май–июнь полностью покрыто льдом. Выделяются припайный лед в прибрежной зоне, а также дейфующий паковый в удалённых от берега районах. В более северных районах продолжительность ледового сезона увеличивается. Так, моря Лаптевых и Восточно-Сибирское начинают покрываться льдом уже в начале октября и освобождаются лишь к июню. Однако с 2000-х годов наблюдается устойчивая тенденция к снижению средней многолетней ледовитости [Dmitrenko et al., 2010] и многолетнее увеличение солёности и температуры на шельфе Чукотского моря [Woodgate, 2018].

Геострофические течения в шельфовых районах формируют циркуляционные структуры в виде круговоротов. Приливные явления в этих морях выражены слабо и вносят незначительный вклад в общую динамику водных масс. В отличие от других арктических морей, материковый сток в Чукотское море оказывает ограниченное влияние на циркуляцию, поскольку его объём составляет лишь около 5 % от общего стока пресных вод в арктический бассейн и оценивается в 73 км^3 в год по сравнению с $\sim 30\,000 \text{ км}^3$, поступающих через Берингов пролив.

Как показано на рисунке 1.3, тихоокеанские воды, проходя через Берингов пролив, разделяются на три основные ветви: Аляскинскую, Геральдовскую (Центральную) и Лонговскую, каждая из которых, согласно оценкам, переносит сопоставимый объём воды [Woodgate et al., 2005; Danielson et al., 2014].

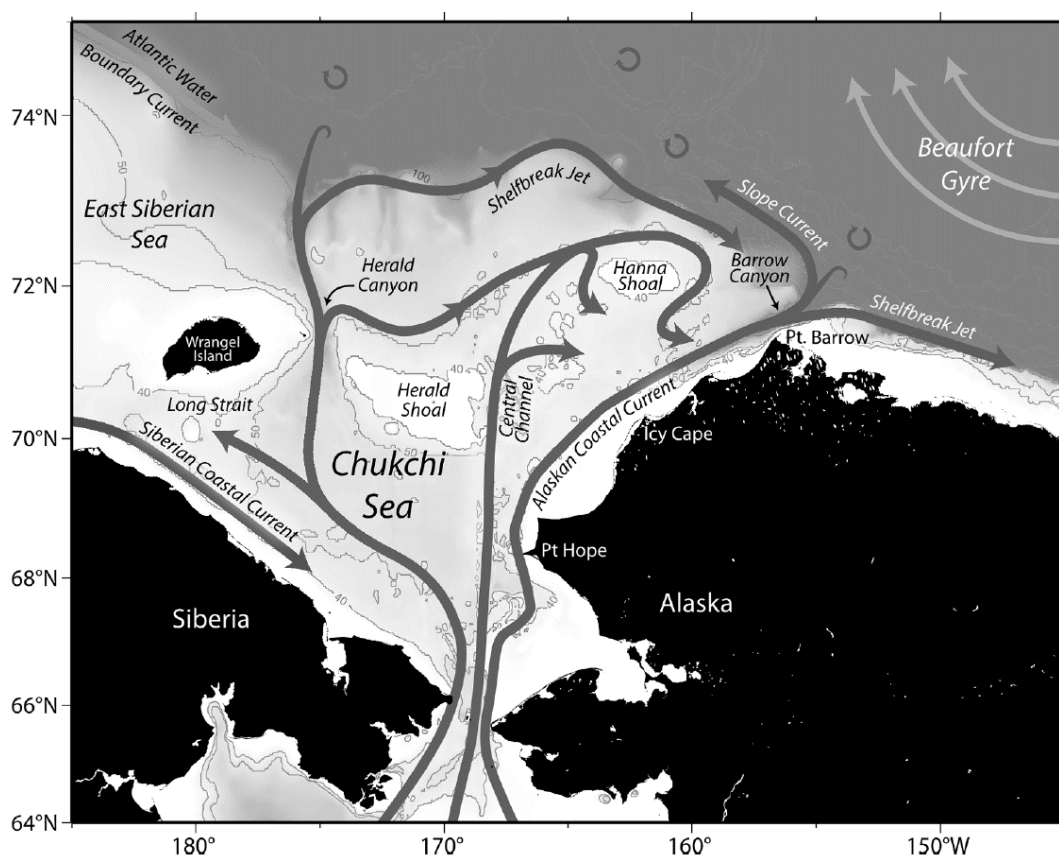


Рисунок 1.3 – Схема циркуляции Чукотского моря из [Brugler et al., 2014]

Аляскинская ветвь усиливается за счёт тёплого речного стока в районе залива Коцебу и, следуя вдоль побережья Аляски, достигает каньона Барроу (Itoh et al., 2015). Центральная ветвь продвигается по шельфу, разветвляясь на более мелкие потоки, а Лонговская ветвь отклоняется к северо-западу, направляясь либо через пролив Лонга, либо через каньон Геральд [Corlett, Pickart, 2017; Kinney et al., 2022].

В летний период Чукотское море характеризуется сложной гидрологической структурой, в которой доминируют несколько основных водных масс, формирующихся под влиянием поступающих вод из Берингова моря и СЛО. Как видно на рисунке 1.4, главными водными массами, определяющими состояние моря, являются берингоморские летние воды (БЛВ) и аляскинские прибрежные воды (АПВ). Берингоморские летние воды поступают из центральной части Берингова моря через одноименный пролив. Они имеют температуру от -1 до $+3$ °С и соленость в диапазоне от 30 до 33,3 ПЕС. Эти воды относительно холодные и умеренно солёные, занимают значительные пространства открытого моря и являются важным элементом в теплообмене и переносе питательных веществ между Тихим океаном и Северным Ледовитым.

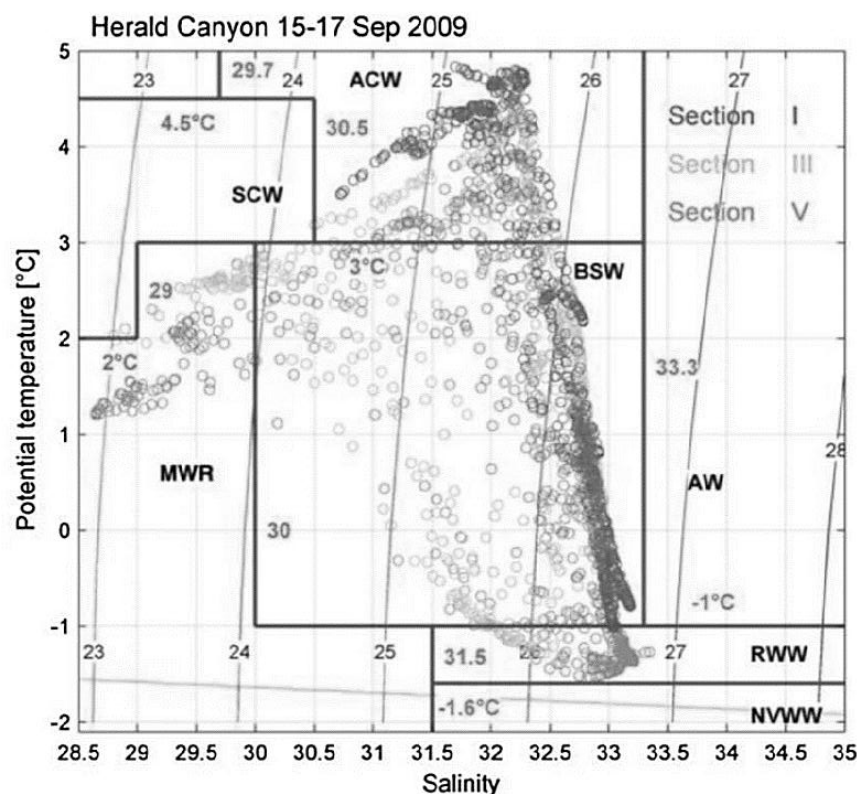


Рисунок 1.4 – Диаграмма температуры-солености, определяющая основные водные массы в Чукотском море из работы [Linders et al., 2017] (АПВ = ACW; БЛВ = BSW)

В свою очередь, АПВ, которые поступают вдоль восточной части пролива с приближенной к территории полуострова Аляска, обладают более высокой температурой от +3 до +5 °С, и соленостью от 30,5 до 33,3 ПЕС. Эти воды, распространённые преимущественно в прибрежной зоне, оказывают значительное влияние на термохалинную структуру шельфовых районов Чукотского моря. Помимо этих двух основных водных масс, важную роль играют воды, образующиеся в результате таяния морского льда. Они характеризуются пониженной солёностью менее 30 ПЕС и температурой около 0 °С, создавая поверхностный слой, который формирует стратификацию, а также условия обитания морской биоты в северной части моря. Также значительное влияние на гидрологию Чукотского моря оказывают пресные речные воды, поступающие с восточносибирских рек, таких как Колыма, Лена, Индигирка. Эти воды имеют

низкую солёность (менее 25 ПЕС) и температуру в диапазоне от +1 до +6 °С в зависимости от сезона. Они образуют тонкий поверхностный слой вдоль берега, обогащая морскую среду органическими веществами и оказывая влияние на биологическую продуктивность прибрежных зон. Кроме того, в нижних слоях водной толщи присутствуют арктические воды, поступающие с севера из центральной части СЛО. Они отличаются высокой плотностью, низкой температурой от –1,8 до 0 °С и высокой солёностью (32–34 ПЕС). Эти воды формируют глубокие слои, способствуя термохалинной циркуляции и поддержанию физического баланса солёности и плотности в морской среде.

Современные исследования подчёркивают важную роль тихоокеанских вод в формировании термохалинной структуры Чукотского моря, пресноводного баланса в круговороте Бофорта [Brugler et al 2014], распределении солёности и поддержании арктического галоклина [Timmermans, Toole, 2023]. Средний годовой объёмный перенос через Берингов пролив составляет около 0,8 Св [Woodgate et al., 2005; Woodgate, 2018]. Потоки воды несут с собой тепло, соль и питательные вещества, оказывая значительное влияние на морские экосистемы [Danielson et al., 2017], первичную продукцию и процессы таяния ледового покрова [Serreze et al., 2019; Woodgate et al., 2010].

Большинство современных исследований основываются на контактных измерениях, сосредоточенных в восточной части Чукотского моря [Corlett, Pickart, 2017; Stabeno et al., 2018]. Так, авторы одной из работ, используя гидрологические измерения с судна, зафиксировали осеннее усиление Аляскинской ветви. С помощью дрифтеров, а также спутниковых данных показано, что эта ветвь способна достигать каньона Геральд [Stabeno et al., 2018]. В то же время наиболее приближённая к территории РФ западная часть Чукотского моря остаётся недостаточно изученной. Как показали немногочисленные исследования [Pisareva et al., 2015; Linders et al., 2017; Kinney et al., 2022], в этом районе наблюдается значительная межгодовая изменчивость в распределении водных масс и солёности. Так, в 2008 и 2009 годах воды АПВ проникали в западную часть моря, тогда как в

2004 году они отсутствовали [Linders et al., 2017]. [Pisareva et al., 2015] описали необычную структуру вод в сентябре 2009 года, когда воды АПВ в виде придонного потока находились в западной части пролива и направлялись в сторону каньона Геральд, в то время как воды БЛВ занимали восточную часть пролива. Как показали результаты работы, такая конфигурация водных масс вызвана сильными северо-восточными ветрами, которые за счет экмановского переноса сместили АПВ на западную сторону пролива, что привело к компенсационному движению БЛВ на восток. На основе численного моделирования [Kinney et al., 2022] установили, что часть тихоокеанских вод способна проникать в Восточно-Сибирское море через пролив Лонга. Также в 2014 году в каньоне Геральд было зафиксировано увеличение объема БЛВ на 30% по сравнению с 2008 годом [Pisareva et al., 2015], что в свою очередь подчёркивает существенную межгодовую изменчивость динамики вод в западной части Чукотского моря.

На гидрологические условия всей амеразийской части Северного Ледовитого океана, в том числе Чукотского моря, значительное влияние оказывает арктическая атмосферная циркуляция. Согласно анализу *in situ* данных в ряде работ, циклонический режим атмосферной циркуляции над шельфом способствуют восточному переносу холодных и пресных вод [Golubeva et al., 2015], тогда как антициклоническая вызывает прогрев поверхностного слоя, таяние льда и апвеллинг в прибрежной зоне под действием южных ветров [Vanin, 2010; Dmitrenko et al., 2010]. Существенное воздействие оказывает арктическое прибрежное течение, формирующееся за счёт пресноводного стока рек Лена, Колыма и ряда других, более мелких рек, впадающих в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское. При определённых атмосферных условиях вдоль побережья формируется устойчивый поток, продвигающийся на восток в безледный период [Weingartner et al., 1999; Osadchiev et al., 2020]. Ранее считалось, что, в большинстве случаев прибрежное течение не доходит до Берингова пролива, отклоняется от берега и смешивается с окружающими водами. Кроме того, существуют сведения, что оно способно менять свое направление с юго-восточного на противоположное

и смешиваться с тихоокеанскими водами при отклонении от берега [Weingartner et al., 1999]. Точка отклонения течения от берега возникает там, где исчезает прибрежный градиент давления. Положение точки отклонения течения от берега изменяется синоптически и сезонно [Weingartner et al., 1999]. Данное течение также именуется Восточно-Сибирским и в определённые годы его усиление может стать одной из причин, влияющих на распределение тихоокеанских вод в бассейне Чукотского моря [Weingartner et al., 1999]. Согласно ранним оценкам гидрометеорологического режима морей Российской Арктики, скорости Восточно-Сибирского течения, как правило, невелики и редко превышают 5 см/с [Pavlov et al., 1996]. Эти результаты хорошо согласуются с данными инструментальных наблюдений, согласно которым его средний перенос оценивается величиной 0,1 Св [Weingartner et al., 1999]. Более поздние исследования, в частности экспедиция RUSALCA 2009 года, зафиксировали аномально высокий для Восточно-Сибирского течения (ВСТ) переноса, почти в три раза превысивший типичную оценку в 0,1 Св, что было связано с сильными ветрами, благоприятными для интенсификации течения [Pisareva et al., 2015]. Наиболее детальные современные оценки, основанные на комплексе натурных данных и моделировании RASM, показывают, что многолетний средний поток через пролив Лонга составляет около 0,17 Св [Kinney et al., 2022].

1.1.4 Речной сток в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское. Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское значительно подвержены влиянию речного стока. Континентальные воды формируют обширные опреснённые зоны площадью в сотни тысяч квадратных километров, являясь важнейшим источником пресной воды для Арктики [Gordeev et al., 1996; Aagaard, Carmack, 1989; Haine et al., 2015]. Среди арктических рек Лена занимает особое место, ежегодно вынося в океан около 538 км³ пресной воды [Брызгалов et al., 2015] – примерно 15% всего речного стока арктического бассейна [Gordeev et al., 1996]. Несмотря на то, что суммарный годовой сток в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское примерно в 1,5 раза меньше,

чем в Карское, опреснённый слой в отдельные годы занимает существенно большую площадь, что связано с морфологией устьев [Osadchiev и др., 2021].

Опреснённые воды существенно влияют на формирование термохалинной структуры вод Восточной Арктики, особенно в прибрежных и шельфовых районах [Dmitrenko et al., 2010; Fofonova et al., 2015; Osadchiev et al., 2020a; Janout et al., 2020]. Зоны смешения речных и морских вод с выраженными градиентами плотности играют ключевую роль в формировании крупномасштабной и мезомасштабной циркуляции в прибрежных районах арктических морей. [Zatsepin et al., 2015; Carmack et al., 2016; Kubryakov et al., 2016]. Речной сток служит важным источником растворённого органического вещества [Carmack et al., 2016]. Создаваемая речным стоком резкая стратификация водной толщи блокирует вертикальное перемешивание и ограничивает поступление питательных веществ в фотосинтетический слой. Дополнительно высокая концентрация взвеси в опреснённом слое снижает прозрачность вод, что подавляет развитие фитопланктона [Sukhanova et al., 2017]. Особое значение имеет тепловой поток рек, вносящий существенный вклад в энергетический баланс арктических морей [Park et al., 2017; Magritsky et al., 2018]. Летом, когда температура речных вод достигает 15°C и более, этот эффект особенно заметен на фоне температуры моря Лаптевых и Восточно-Сибирского, не превышающей 2°C [Lammers et al., 2007; Kraineva et al., 2014, 2015; Magritsky et al., 2018; Park et al., 2020]. Как показывают исследования, речные воды могут значительно ускорять таяние морского льда [Park et al., 2020; Nghiem et al., 2014]. Распространение опресненного слоя в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском демонстрирует значительные межгодовые колебания, которые определяются комплексом метеорологических и гидрологических факторов, включая ветер, циркуляцию в океане, объем речного стока и внутреннюю динамику опреснённых вод [Guay et al., 2001; Osadchiev et al., 2020a]. Результаты численного моделирования [Fofonova et al., 2015; Golubeva et al., 2015, 2017] свидетельствуют, что ключевым фактором, определяющим положение опресненного слоя, является ветер [Golubeva et al., 2017], а именно знак его

завихренности [Janout et al., 2020]. При циклонической циркуляции атмосферы пресные воды преимущественно переносятся на восток, в сторону Восточно-Сибирского моря, тогда как антициклонические условия способствуют их выносу в северном направлении [Golubeva et al., 2017, 2015]. Высокочастотная изменчивость характеристик опресненного слоя связана с колебаниями скорости ветра и мезомасштабными процессами [Osadchiev et al., 2020б]. При западных и северо-западных ветрах в районе дельты Лены развивается прибрежный апвеллинг, приводящий к существенному преобразованию и дополнительному опреснению речных вод вблизи устья [Osadchiev et al., 2020б]. В отдельных случаях на формирование термохалинной структуры моря Лаптевых может влиять проникновение пресных вод из Карского моря через пролив Вилькицкого [Osadchiev et al., 2020; Makkaveev et al., 2020].

Повышенная температура и мутность речных вод позволяют эффективно отслеживать их распространение с помощью спутниковых оптических и инфракрасных методов [Tarasenko et al., 2021; Osadchiev et al., 2021]. Однако наиболее точную информацию о распределении пресных вод обеспечивают специализированные спутниковые измерения солёности.

В настоящее время ряд исследований подтвердил возможность использования микроволновых спутниковых данных для изучения речных плюмов в Арктике и их межгодовой изменчивости [Tarasenko et al., 2021; Kubryakov et al., 2016; Zatsepin et al., 2015]. В частности, данные Aquarius успешно применялись для анализа динамики опреснённых вод Оби и Енисея в Карском море и их связи с ветровой и геострофической циркуляцией [Kubryakov et al., 2016; Zatsepin et al., 2015]. В работе [Tarasenko et al., 2021] продемонстрирована эффективность использования спутниковой системы SMOS для мониторинга распространения опреснённого слоя в августе–сентябре 2018 года.

1.2 Используемые данные

1.2.1 Спутниковые данные о поверхностной температуре и солёности моря. Моря восточной Арктики относятся к числу наименее обеспеченных контактными наблюдениями регионов Мирового океана. Заякоренные измерения ограничены единичными точками, а гидрологические съёмки эпизодичны и привязаны к сезону навигации. В этих условиях спутниковые данные становятся не вспомогательным, а основным источником информации о пространственной структуре полей температуры, солёности и уровне моря.

Вместе с тем спутниковые наблюдения имеют собственные принципиальные ограничения, наиболее существенное из которых — отсутствие информации о вертикальной структуре водной толщи. Восполнение этих пробелов достигается за счёт привлечения продуктов реанализа и результатов численного моделирования, ассимилирующих доступные контактные и спутниковые наблюдения в физически согласованные трёхмерные поля. В настоящей работе используются глобальный реанализ GLORYS12v1, а также данные атмосферного реанализа ERA5. Ниже рассмотрены используемые продукты с точки зрения их методических преимуществ и ограничений применительно к задачам настоящей работы.

Для анализа температурного и солёностного режима в восточной части российской Арктики использовались спутниковые данные поверхностной температуры и солёности моря. Суточные данные поверхностной температуры были получены с помощью The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Level 3 с пространственным разрешением 4 км за период 2002–2020 гг., загруженные из архива OceanColor <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения 20 июня 2021 г.). Эти данные проходят регулярную атмосферную коррекцию с использованием стандартных алгоритмов, что позволяет учитывать влияние атмосферы и морской поверхности. Точность измерений поверхностной температуры MODIS в открытом океане составляет около 0,07°C [Minnett et al., 2002]. Помимо высокой точности и продолжительной временной доступности,

ключевое преимущество продукта MODIS для задач настоящей работы заключается в синоптическом характере покрытия. Контактные измерения температуры, включая заякоренные станции и судовые разрезы, дают информацию в отдельных точках или вдоль линии движения судна. Спутниковое поле температуры позволяет восстановить пространственную структуру фронтальных зон и языков тёплой тихоокеанской воды в масштабе всего исследуемого региона, что принципиально недостижимо при точечных наблюдениях. Это особенно важно для отслеживания сезонной изменчивости положения термического фронта в проливе Лонга и прилегающей акватории Чукотского моря.

Для изучения распространения опреснённого слоя и динамики вод в прибрежной зоне применялись также спутниковые данные солёности морской поверхности, полученные со спутника Soil Moisture Active Passive (SMAP). Продукт SMAP версии 4.0, охватывающий период 2015–2020 гг., был загружен с ресурса <http://remss.com/missions/smap/salinity/> (дата обращения 16 июня 2021 г.). Пространственное разрешение данных составляет $0,25^\circ$, они доступны с временным разрешением как месячным, так и 8-дневным. Месячные данные использовались для характеристики распределения водных масс, в то время как 8-дневные — для верификации данных с использованием контактных измерений.

Выбор SMAP в качестве основного источника спутниковой солёности обоснован рядом методических преимуществ по сравнению с предшествующими спутниковыми миссиями. Первым спутником по измерению солёности с высокой точностью стал европейский SMOS, работающий с 2009 года на основе интерферометрического радиометра MIRAS [Kerr et al., 2010]. В 2011 году был запущен спутник NASA Aquarius/SAC-D [Lagerloef et al., 2008], однако в 2015 году он прекратил работу из-за отказа аппаратуры. Пространственное разрешение данных Aquarius составляло около 100–150 км, тогда как SMAP [Entekhabi et al., 2010] и SMOS обеспечивают заметно более высокое разрешение, 40 км и 45–50 км соответственно, при сопоставимой временной дискретности 2–3 дня [Fournier et al., 2019].

Прямое сопоставление SMOS и SMAP с контактными измерениями, выполненное в рамках арктической экспедиции SASSIE, показало, что оба продукта дают сопоставимую по порядку величины ошибку относительно судовых данных, однако распределение этой ошибки по акватории неоднородно [Houndegnonto et al., 2025]. В прибрежной зоне и на шельфе, в полосе шириной 150 км от берега, продукт SMAP демонстрирует лучшее согласие с контактными измерениями, чем SMOS, тогда как непосредственно у кромки льда точность SMOS оказывается выше [Houndegnonto et al., 2025]. Поскольку основной интерес настоящей работы связан именно с шельфовой зоной Чукотского и Восточно-Сибирского морей это обстоятельство дополнительно подтверждает целесообразность выбора SMAP для решаемых задач.

Точность спутниковых измерений солёности SMAP составляет около 0,5 ПЕС [Meissner et al., 2019a–б], однако в арктических условиях она снижается из-за низкой температуры поверхности моря. Несмотря на это, согласно [Fournier et al., 2019], в акватории Северного Ледовитого океана средняя квадратичная ошибка составляет 1,2 ПЕС, систематическая ошибка $-0,16$ ПЕС, а коэффициент корреляции между спутниковыми и контактными измерениями достигает 0,93, что подтверждает высокую точность данных.

1.2.2 Данные спутниковых альтиметров. Для исследования пространственно-временной изменчивости течений в восточной части российской Арктики в настоящей работе использовались картированные альтиметрические данные, предоставляемые сервисом Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). Версия продукта SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047 на основе системы Data Unification and Altimeter Combination System (DUASC), представляющий собой глобальный многоспутниковый альтиметрический продукт уровня L4, охватывающую период с 1993 по 2024 гг. Данный продукт предоставляет значения абсолютной динамической топографии (ADT), вычисленные как сумма спутниковых аномалий уровня моря (SLA), полученных

на основе синтеза данных с нескольких спутников, и многолетней средней динамической топографии (MDT). Эти поля позволяют рассчитывать поверхностные геострофические скорости течений, которые широко применяются в океанографических исследованиях как косвенные оценки реальных скоростей на основе градиентов уровня моря. Данные предварительно обработаны с учётом основных факторов, искажающих альтиметрические измерения. Учтены инструментальные ошибки, атмосферные и приливные поправки. К атмосферным относятся тропосферные и ионосферная поправки, а также динамическая атмосферная поправка (DAC), учитывающая высокочастотную реакцию океана на атмосферное давление и ветер. После коррекции поля интерполированы на регулярную сетку с шагом $0,125^\circ$ по широте и долготе. Временное разрешение составляет один день, что позволяет исследовать разномасштабные процессы.

Альтиметрия измеряет высоту морской поверхности. По горизонтальному градиенту абсолютной динамической топографии из неё восстанавливают только поверхностную геострофическую составляющую течения на временных масштабах более 10 дней и пространственных более 10 км. Составляющая течений, которая через нагон, перестройку уровня формирует градиент динамической топографии, входит в альтиметрические оценки. Не воспроизводится прежде всего агеострофический ветровой дрейф (экмановский), а также инерционные колебания и другие процессы, слабо связанные с мгновенным откликом градиента динамической топографии. Несмотря на эти ограничения, такие данные остаются важнейшим источником информации при анализе крупномасштабной циркуляции и долгосрочных тенденций изменения океанических течений, особенно в труднодоступных районах Арктики, где проведение *in situ* наблюдений затруднено.

Почти вся исследуемая в данной работе область расположена выше 66° с.ш. В высоких широтах наиболее ценную информацию предоставляют альтиметрические спутники с большим наклоном орбиты, такие как ERS-2, Envisat, GFO, CryoSat-2, Saral и Sentinel-3A/B. Однако эти спутники имеют существенные

ограничения: длительный период повторения измерений (от 27 дней и более), что затрудняет изучение быстро меняющихся мезомасштабных процессов, а также невозможность прямых измерений уровня моря под ледяным покровом. Прорыв в исследованиях произошел в 2016 году, когда был разработан метод оценки уровня моря подо льдом с использованием временных ледовых разводьев. Этот подход позволил получать месячные данные о динамической топографии в море Бофорта, хотя их разрешение оставалось недостаточным для анализа мезомасштабной изменчивости.

Важным преимуществом высоких широт является схождение спутниковых треков, что значительно повышает пространственно-временное разрешение альтиметрических данных. Это дает исследователям уникальную возможность изучать мезомасштабную изменчивость в Арктическом бассейне [Volkov et al., 2012, 2013], как это было продемонстрировано, например, при анализе вихревых структур в Норвежском море [Башмачников, Федоров, 2018].

Благодаря конвергенции спутниковых треков в высоких широтах, в течение безледного периода здесь удастся получить даже больше измерений, чем в средних и низких широтах. Доступность данных существенно изменчива во времени и зависит от двух факторов: состояния ледяного покрова и количества одновременно работающих спутников.

Для восточной части российской Арктики характерно наличие обширных ледовых полей, особенно в зимний период. При обнаружении льда в зоне спутниковых измерений такие данные исключаются из дальнейшей обработки и не используются при построении итоговых полей скоростей [Faugere et al., 2003].

Достоверность спутниковых альтиметрических измерений в Арктике подтверждена рядом специализированных исследований, посвященных их валидации [Volkov et al., 2012, 2013]. В частности, в работе [Volkov et al., 2013] было показано, что спутниковые высотомеры способны достаточно точно отслеживать временную изменчивость уровня моря в арктических регионах, включая прибрежные зоны. Сравнение с контактными измерениями на береговых

станциях продемонстрировало хорошее согласование, при этом стандартное отклонение между двумя типами данных, частично обусловленное различиями в местоположении точек измерений, составило от 2 до 12 см. Кроме того, результаты указанного исследования подтвердили возможность использования альтиметрии для определения синоптической изменчивости скоростей геострофических течений, согласующейся с дрейфтерными данными [Volkov et al., 2013]. Способность вдольтрековых измерений определять течения в районе Берингова пролива также была зафиксирована в более ранних работах [Cherniawsky et al., 2005; Woodgate et al., 2012].

Для интерпретации альтиметрических оценок важна вертикальная структура описываемого переноса вод. По данным заякоренных измерений с помощью ADCP [Woodgate et al., 2015; Woodgate, 2018] показано, вклад баротропной составляющей течений в проливе превышает 80%. На рисунке 1.5 области баротропного потока обозначены синим и черным цветами. Хотя дрейфовые течения и приливы вносят определенный вклад, эти же исследования продемонстрировали, что большая часть скоростей течений может быть описана в рамках геострофического приближения [Woodgate et al., 2015; Woodgate, 2018]. Поэтому геострофическая составляющая, восстанавливаемая по альтиметрии, отражает существенную часть структуры течения в проливе.

На Рисунке 1.6 отчетливо видно, что в районе Берингова пролива (около 66° с.ш.) наблюдается значительно более высокая концентрация спутниковых треков по сравнению с другими регионами. Эта особенность объясняется тем, что популярные альтиметрические спутники серий TOPEX/Poseidon и Jason имеют стандартный наклон орбиты 66°. На рисунке 1.6, а наглядно показано характерное распределение треков именно для этих спутниковых миссий.

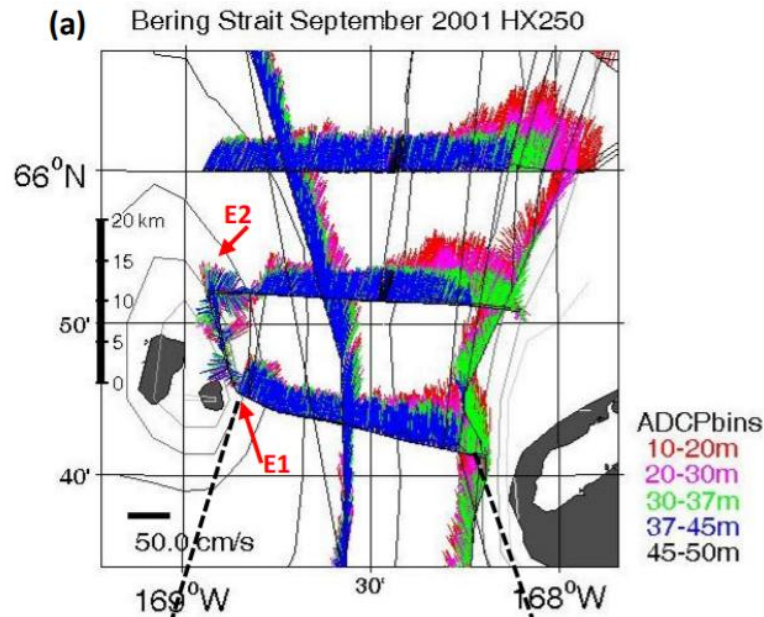


Рисунок 1.5 – Скорости течений в Беринговом проливе 11–12 сентября 2001
[Woodgate et al., 2018]

В зоне Берингова пролива сходится около восьми альтиметрических треков. Каждый из этих треков содержит в среднем 19 отдельных измерений с вдольтрековым разрешением около 7 км. Однако, как видно из рисунка 1.6, б, количество вдольтрековых измерений существенно снижается на расстоянии менее 10 км от береговой линии в районе пролива [Cherniawsky et al., 2005].

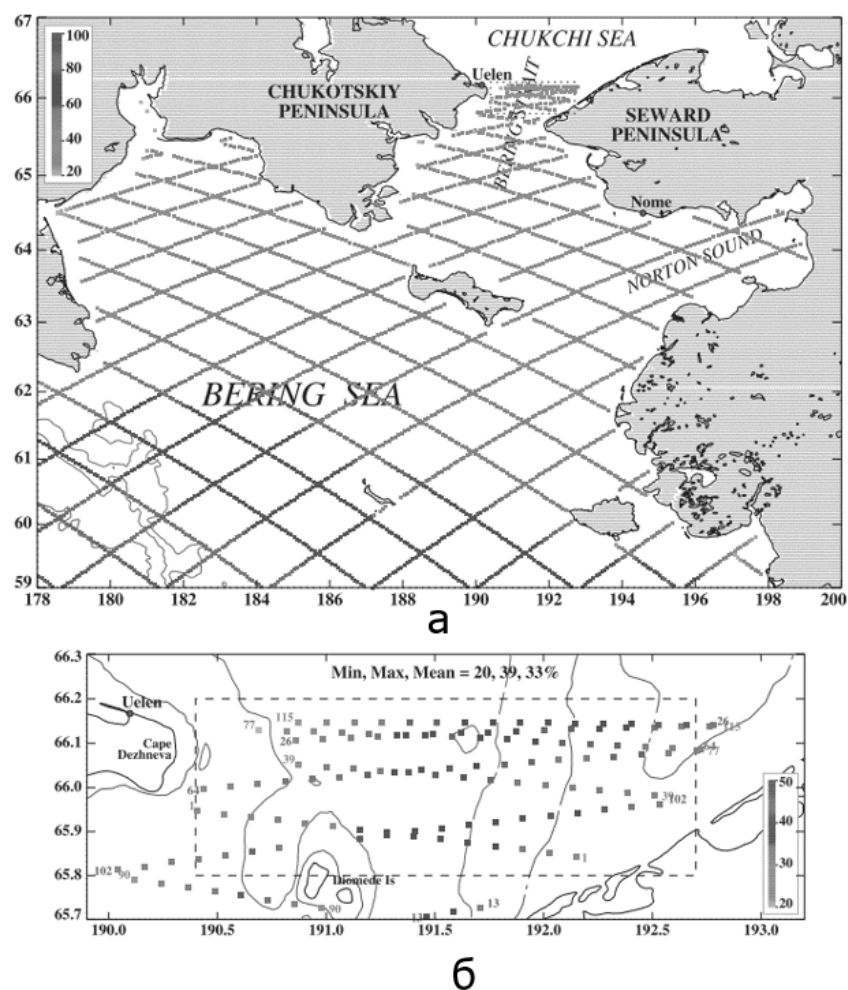


Рисунок 1.6 – Покрытие треков Торех/Poseidon в Беринговом море (а); то же что для рисунка 1.6, а в области Берингова пролива из [Cherniawsky et al., 2005] (б)

1.2.3 Сопоставление вдольтрековых и картированных альтиметрических измерений. Картированная альтиметрия вычисляется методом оптимальной интерполяции ряда вдольтрековых измерений. Исходное разрешение вдольтрековых данных составляет около 7 км. Распределение треков в районе пролива представлено на рисунке 1.7.

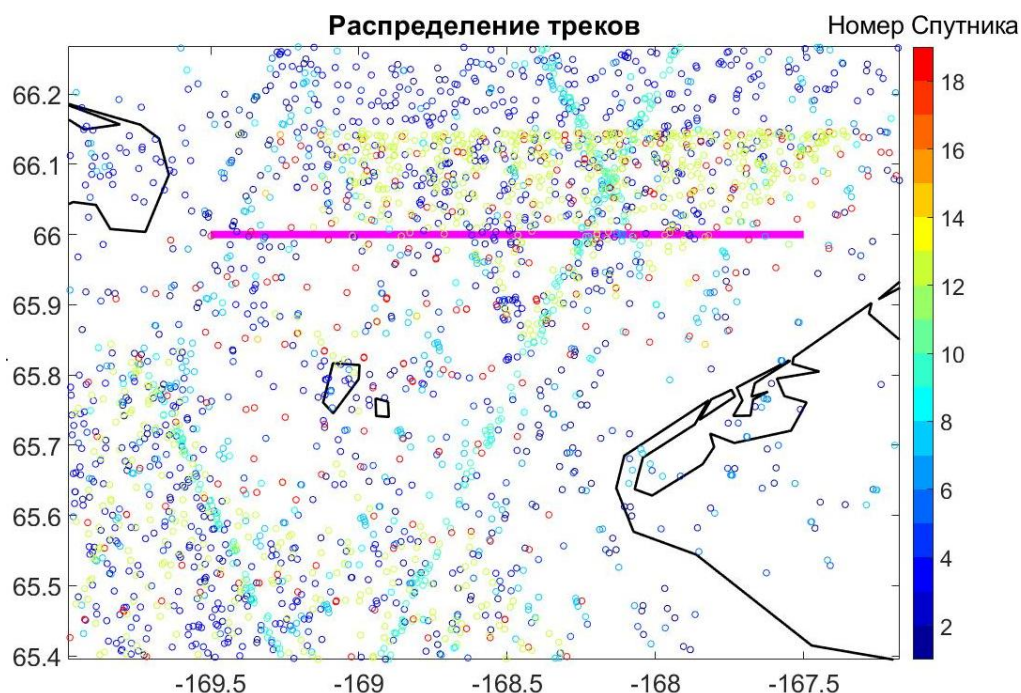


Рисунок 1.7 – Точки, в которых проводились альтиметрические измерения. Цветом обозначен номер спутника. Пурпурная линия обозначает место разреза для исследования течений в Беринговом проливе

Как отмечалось выше, в высоких широтах наблюдается повышенное количество спутниковых альтиметрических треков, что приводит к увеличению плотности измерений и, как следствие, повышает точность картированных альтиметрических данных. Это особенно важно для южной части Чукотского моря, где структуру течений выделяют пространственным и временным осреднением. При построении альтиметрических карт L4 применяют подобное осреднение. Для оценки возможных погрешностей картированных данных на рисунке 1.8 приведено сравнение временной изменчивости меридиональных компонент скорости, полученных из картированных (уровень обработки L4) и вдольтрековых (уровень обработки L3) альтиметрических данных. Оба временных ряда сглажены с использованием одномерного скользящего среднего за один год, а разрез выбран по широте 66° с.ш. при долготах от $169,5^\circ$ з.д до $167,5^\circ$ з.д. Из графиков видно, что между двумя уровнями обработки данных существует систематическое расхождение около 2–3 см/с, однако общая структура изменчивости скорости

остаётся одинаковой. В частности, и в картированных, и во вдольтрековых данных фиксируются заметное уменьшение северной компоненты течения в 2002 и 2016 гг., а также их усиление в ряде других лет. Высокая степень согласованности между временными рядами подтверждается коэффициентом корреляции 0,95, что свидетельствует о надёжности картированных альтиметрических оценок при изучении межгодовой изменчивости течений в этом регионе.

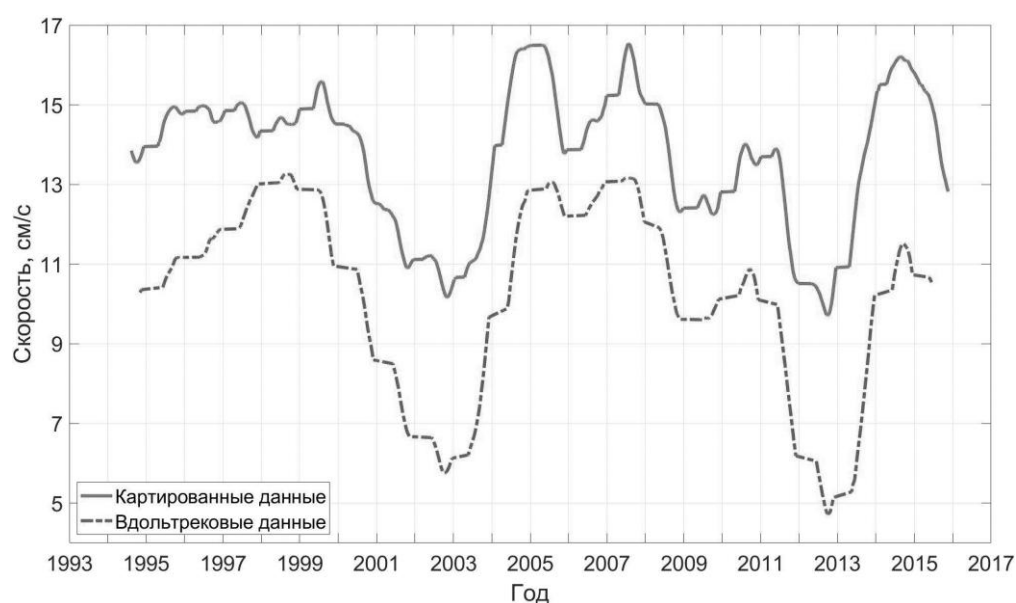


Рисунок 1.8 – Сравнение изменчивости меридиональной компоненты скорости по картированным (сплошная линия) и вдольтрековым (пунктирная линия) данным, сглаженным 1-летним скользящим средним (положительные значения – северное направление течений)

1.2.4 Спутниковые данные альтиметра Surface Water and Ocean Topography. Отдельного внимания заслуживают новейшие данные спутника SWOT (Surface Water and Ocean Topography). Основная цель спутника заключается в высокоточном картографировании топографии водной поверхности. Запуск спутника состоялся 16 декабря 2022 года, ознаменовав начало новой эпохи в дистанционном зондировании как континентальных водоёмов, так и Мирового океана, включая высокоширотные арктические области. Ключевым инструментом

SWOT является радар-интерферометр KaRIn (Ka-band Radar Interferometer), использующий синтез интерферометрических изображений с двух антенн, расположенных на 10-метровом расстоянии (рисунок 1.7). Эта технология позволяет производить двухмерные измерения уровня водной поверхности с разрешением до 250 м в несглаженной версии продукта и до 1–2 км для сглаженной. Точность измерений достигает 2–3 см, что делает SWOT одним из самых чувствительных спутниковых инструментов для оценки морской топографии [Fu et al., 2024]. Для исследования использовалась экспертная сглаженная версия продукта уровня L3 (L3_LR_SSH, Expert v3.0.1)

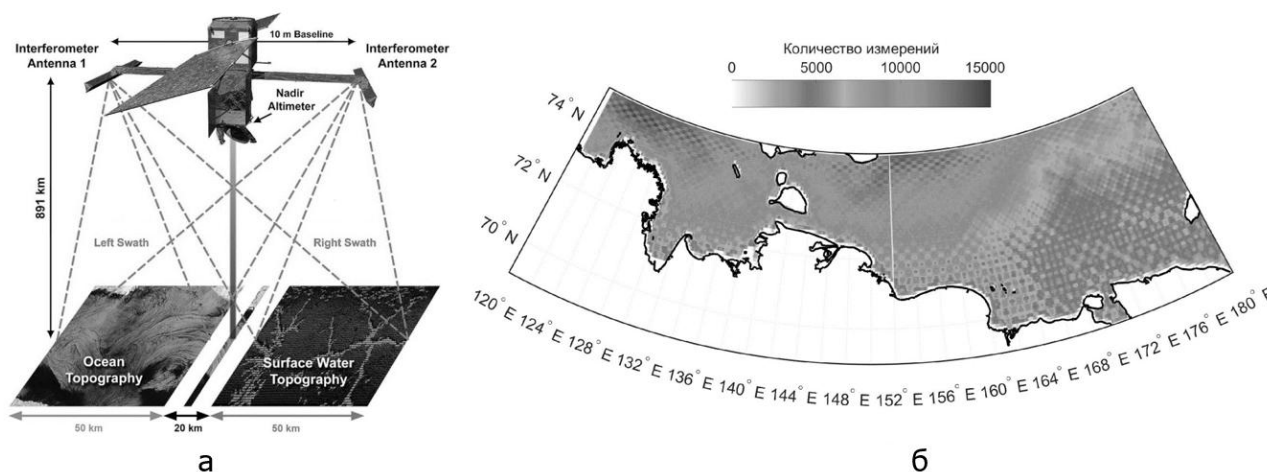


Рисунок 1.7 – Схематическое представление процесса измерений спутника SWOT (а); Количество измерений в шельфовой части МВА (морей Восточной Арктики) по данным спутника с момента начала измерений – июля 2023 (б)

Северный Ледовитый океан традиционно представляет собой сложную область для спутникового мониторинга из-за высокой облачности, продолжительных полярных ночей, сложной ледовой обстановки и низкого контраста поверхности. Большинство предыдущих спутников, включая альтиметры на основе зондирования в надир (TOPEX/Poseidon, Jason-1/2/3, Sentinel-3), имели ограниченные возможности в прибрежных и мелководных районах, а также в зонах с морским льдом. Спутник SWOT позволяет получать

двумерные поля уровня и геострофических течений (шириной до 120 км), а не только вдольтрековые профили классической «надирной» альтиметрии.

Хотя измерения SWOT не покрывают зоны выше 78,5° с.ш., подавляющая часть Северного Ледовитого океана, включая его континентальные окраины и маршруты трансарктической циркуляции, попадает в зону наблюдений. Качество данных в этих районах подтверждено предварительными валидационными исследованиям и сопоставлением с независимыми источниками (например, данными дрейфтеров, буёв, ледовых станций и моделей). Точность измерений уровня морской поверхности в Арктике сохраняется на уровне 3–5 см даже в присутствии морского льда, благодаря алгоритмам фильтрации и маскирования ледовых участков. Однако при высокой концентрации плотного многолетнего льда возможны локальные ухудшения сигнала и появление пропусков данных. Тем не менее, SWOT остаётся наиболее продвинутым инструментом для мониторинга прибрежной топографии и динамики в арктических морях, особенно в ледовой прикромочной зоне, а также в районах с высокой сезонной изменчивостью.

Таким образом, SWOT является важнейшим источником наблюдательных данных в Арктике, где дефицит *in-situ* наблюдений особенно остро ощущается в зимние и весенние периоды. Его использование позволяет существенно продвинуться в понимании динамики моря и климатических процессов в условиях стремительно меняющихся условий Северного Ледовитого океана.

1.2.5 Данные реанализов, *in situ* измерения, спутниковые продукты.

Анализировались среднемесячные и ежедневные поля скорости, температуры, солёности по данным реанализа GLORYS12v1, продукт GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030 (дата обращения 25 сентября 2025 г.). Более подробно продукт описан в отчете QUID_001_030. Реанализ основан на глобальной системе 1/12° Mercator Océan [Lellouche et al., 2018]. Используется модель общей циркуляции океана/морского льда NEMO 3.1 с 50 вертикальными уровнями и доступными горизонтами до 5900 м. Усваиваются данные CMEMS

вдольтрекового альтиметра (аномалия уровня моря – SLA), данные спутниковой температуры и концентрации морского льда вместе с полученными *in situ* вертикальными профилями температуры и солёности (T/S) из базы данных CORA. Продукт хорошо себя показывает по критерию точности данных и пространственно-временного (доступен с 1993 года) покрытия по сравнению с аналогичными продуктами [Liu et al., 2022]. Для анализа процессов в шельфовой зоне Чукотского моря использовались первые 22 горизонта с максимальной глубиной 77 м. Ключевое преимущество нового продукта по сравнению с предыдущими версиями заключается в возможности разрешить мезомасштабную динамику.

В работе также использовались данные арктического океанического продукта TOPAZ5 для 2023 г. Система разработана в Норвежском центре дистанционного зондирования (NERSC) и эксплуатируется Норвежским метеорологическим институтом (MET Norway), продукты распространяются через Copernicus Marine Service (продукт ARCTIC_ANALYSISFORECAST_PHY_002_001). TOPAZ5 представляет собой глобальную систему анализа и прогноза физических параметров океана и морского льда для Арктического региона. В основе системы лежит океаническая модель HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model) и ледовая модель CICEv5.1. Пространственное разрешение модели составляет около 6 км в полярной стереографической проекции. По вертикали модель имеет 50 гибридных уровней, что позволяет детально описывать вертикальную структуру водных масс. Для ассимиляции данных используется ансамблевый фильтр Калмана (EnKF) со 100 членами ансамбля. Усваиваются следующие типы данных: спутниковая альтиметрия (аномалии уровня моря, SLA), спутниковая температура поверхности моря (SST), спутниковые данные о концентрации морского льда (SIC), а также вертикальные профили температуры и солёности из базы *in situ* наблюдений.

Данные о скорости ветра на высоте 10 м получены из реанализа ERA5. Данный реанализ — это пятое поколение реанализа ECMWF (European Centre for

Medium-Range Weather Forecasts). ERA5 является продолжением развития более раннего реанализа ERA-Interim. Использовался массив за 1993–2024 гг. Данные доступны на ресурсе <https://cds.climate.copernicus.eu/> (дата обращения 12 ноября 2025 г.). Временное разрешение составляет 1 час, а пространственное разрешение — $0,25^\circ$. При сопоставлении шести атмосферных реанализов с данными дрейфующей станции N-ICE2015 к северу от Шпицбергена ERA5 показал одни из лучших статистических характеристик по скорости ветра среди всех рассмотренных продуктов [Graham et al., 2019]. Валидация зональной компоненты ветра ERA5 непосредственно по станционным наблюдениям о. Врангеля за 1979–2022 гг. также подтвердила хорошее согласие со среднемесячными данными в акватории Чукотского моря [Ross et al., 2024].

В некоторых случаях также необходимы были данные среднемесячного реанализа. Информация о скорости ветра на высоте 10 м была получена по данным реанализа Merra на портале <https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets> (дата обращения 20 сентября 2020 г.). Данные представляют собой поля скорости ветра с пространственным разрешением $0,5^\circ \times 0,66^\circ$.

Непрерывные измерения солености получены в поверхностном слое в 73-м и 78-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» с использованием проточной системы, оснащенной термосалинографом. Воду для измерений брали с глубины 2–3 м.

Для исследования поверхностных характеристик нарушений сплошности ледового покрова использовались ежедневные данные на основе измерений прибора MODIS с разрешением 1 км^2 (<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.955561>, дата обращения 30 января 2024) [Willmes et al., 2023]. Данные представляют собой пространственное распределение шести категорий: морской лед, облака, артефакты, нарушение сплошности (именуемые далее также ледовыми трещинами), открытая вода и земля. Процесс определения, к какой категории относится пиксел продукта в разные моменты времени, подробно описан в работе [Reiser et al., 2020]. Также использовались снимки со спутника MODIS-Aqua в

оптическом диапазоне, полученные с ресурса <https://worldview.earthdata.nasa.gov/> (дата обращения 15 декабря 2023 г.).

Для анализа используются контактные заякоренные измерения скорости течений в Беринговом проливе по данным ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). Измерения доступны на горизонтах 2–44 м с шагом 2 м. <https://pscfiles.apl.uw.edu/woodgate/BeringStraitArchive> (дата обращения 15 февраля 2026 г.). На рисунке 1.8, а указаны местоположения постановок заякоренных буев в акватории Чукотского моря, а также типичная конструкция измерителя течений 1.8, б. Точка А1 находится посередине западного (сибирского) канала, а точка А2 находится в середине восточного (со стороны Аляски) канала. А3 находится примерно в 30 морских милях к северу от островов Диомида и менее чем в 1 морской миле к востоку от линии исключительной экономической зоны США. Как отмечалось ранее, измерения, полученные с помощью заякоренных станций, ограничены по времени. Полные временные ряды данных недоступны для всего исследуемого периода, поскольку в отдельные годы установка измерительных комплексов не производилась, а также имеются пробелы, обусловленные техническими трудностями — в частности, невозможностью восстановления или извлечения заякоренных измерителей течений. Наибольшее количество наблюдений зафиксировано в точке А3, что связано как с регулярной постановкой оборудования в этой области, так и с её гидрологической значимостью. Именно в районе точки А3 происходит слияние различных ветвей тихоокеанских вод, поступающих в Арктический бассейн через Берингов пролив. Благодаря этому данная область представляет собой ключевую зону для анализа структуры и изменчивости трансграничного потока между Тихим и Северным Ледовитым океанами. Выборка наблюдений в этой точке позволяет получить наиболее полное представление о характере водообмена и его динамике в контексте изменений климатической и гидрофизической обстановки в регионе. Для исследования скоростей течений по заякоренным измерениям ADCP в настоящей работе

использовались данные, полученные в точке А3. Описание основных данных, используемых в работе, представлено в Таблице 1.

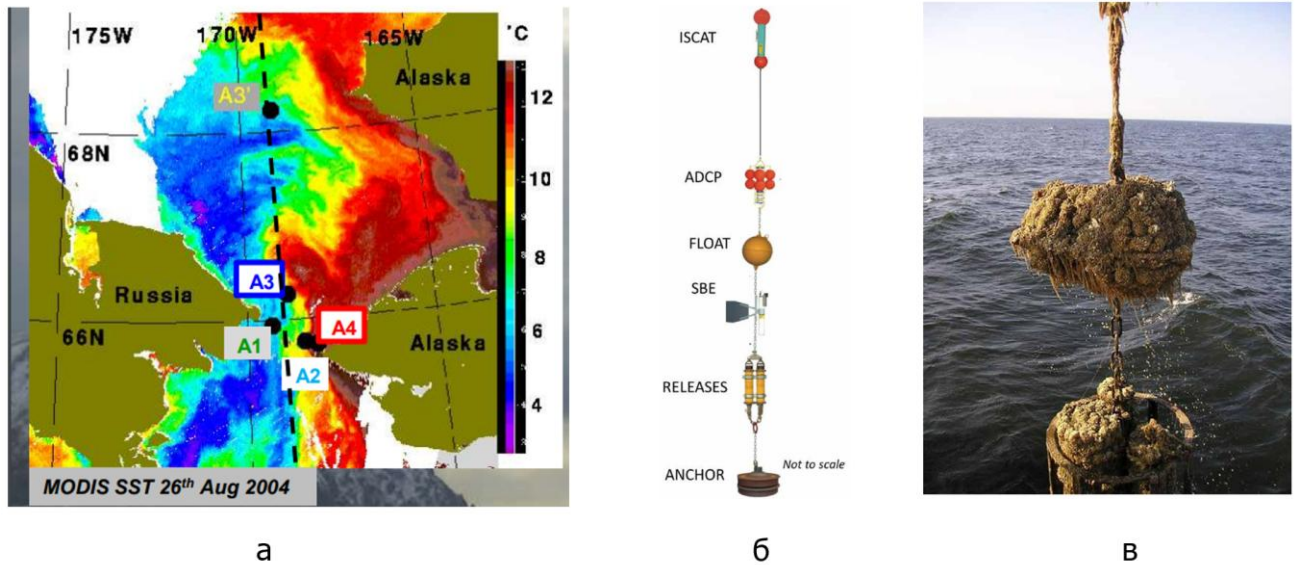


Рисунок 1.8 – Спутниковое изображение температуры морской поверхности с местами заякоренных измерителей отмеченными точками 26 августа 2004 г. (а); типичная конструкция измерителя в Беринговом Проливе с 2007 г. (не в масштабе) (б); Подъем заякоренного буя А3-03 (в) из [Woodgate et al, 2015]

Таблица 1.1 – Основные используемые данные

Параметр	Продукт/ Спутник	Источник	Сетка по пространств у	Временное разрешение	Период
Скорость течений, дрейфа льда, температура, солёности	GLORYS12v1	Copernicus	1/12°	1 день	1993 – 2024
Поверхностная солёность моря	SMAP L4	remss.com/ missions/s map	40 км	1 день	2015 – 2024
Скорость ветра на высоте 10 м	ERA5	Copernicus	0,25°	1 ч	1993 – 2024
Температура поверхности океана	MODIS-Aqua	oceancolor.g sfc.nasa.go v	4 км	1 день	2003 – 2024
Скорости течений (in situ)	ADCP- измерители	BeringStrai tArchive	2 м по глубине	30 мин	1990 – 2024
Уровень моря, геострофическ ие скорости течений	DUACS	Copernicus	0,25°	1 день	1993 – 2024

1.2.6 Модель Мирового океана. Модель циркуляции Мирового океана реализована на базе комплекса численного моделирования динамики океана

NEMO версии 3.6 [Madec et al., 2016]. Параметры и входные данные глобальной конфигурации основаны на находящихся в открытом доступе данных отчета [Grieco, 2015]. За основу взята конфигурация глобального океана с разрешением 0,25 градуса, разработанная для экспериментальной системы прогнозов Морского Гидрофизического института (МГИ) [Korotaev, Mizyuk, 2025]. В северных широтах разрешение доходит до 6 км, что позволяет детально описывать процессы в Арктическом регионе. Гидродинамический блок модельного комплекса основан на системе примитивных уравнений гидродинамики в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости жидкости:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - (\xi + f)v + w \frac{\partial u}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P'}{\rho_0} + E \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \nu_H \nabla^4 u, \quad (1.18)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (\xi + f)u + w \frac{\partial v}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{P'}{\rho_0} + E \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \nu_H \nabla^4 v, \quad (1.19)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = g\rho, \quad (1.20)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.21)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-H}^{\zeta} u \, dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-H}^{\zeta} v \, dz = \frac{Pr + R - Ev}{\rho_0}, \quad (1.22)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \kappa_H \nabla^4 T, \quad (1.23)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_S \frac{\partial S}{\partial z} \right) + \kappa_H \nabla^4 S, \quad (1.24)$$

$$\rho = \rho(T, S), \quad (1.25)$$

$$E = \frac{v^2 + u^2}{2}, \quad (1.26)$$

где u – зональная компонента скорости;

v – меридиональная компонента скорости;

w – вертикальная компонента скорости;

t – время;
 x, y — горизонтальные координаты;
 z – вертикальная координата (направлена вниз);
 f – параметр Кориолиса;
 ξ – относительная завихренность;
 g – ускорение свободного падения;
 ρ – плотность морской воды;
 ρ_0 – плотность морской воды в поверхностном слое; $\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3$;
 P – полное давление;
 P' – отклонение давления от гидростатического;
 E – кинетическая энергия;
 ζ – возвышение свободной поверхности;
 T – температура морской воды;
 S – солёность морской воды;
 ν_V, ν_H – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости;
 κ_H – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии;
 κ_T, κ_S – коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли;
 Pr – интенсивность осадков;
 Ev – испарение;
 R – интенсивность речного стока.

Атмосферное воздействие получено по результатам работы системы GFS (URL: <https://nomads.ncep.noaa.gov/>) Для этого используются поля температуры и влажности воздуха на высоте 2 м, компоненты горизонтальной скорости ветра на высоте 10 м, потоки нисходящего длинноволнового и коротковолнового излучения, суммарные осадки и осадки в твердой фазе.

Горизонтальный турбулентный обмен для импульса описывается бигармоническим оператором. При этом коэффициент зависит от куба зонального размера ячейки и его максимальная величина равна $-5 \times 10^7 \text{ м}^4/\text{с}$. Диффузия тепла и соли по горизонтали описывается также бигармоническим оператором с коэффициентом, зависящим от величины горизонтального размера ячейки с максимальной величиной $-1 \times 10^5 \text{ м}^4/\text{с}$.

Вертикальное перемешивание в базовой конфигурации ORCA025 параметризуется схемой турбулентной кинетической энергии ТКЕ [Grieco, 2015]; при конвективной неустойчивости применяется усиленная вертикальная диффузия. По вертикали используются z-уровни с сгущением у поверхности (50 горизонтов).

В прогностической системе МГИ РАН для глобальной конфигурации используется упрощённая схема ассимиляции наблюдений. Решение модели релаксирует к суточным трёхмерным полям температуры и солёности, восстановленным по спутниковым данным [Korotaev, Mityuk, 2025]. Более сложные вариационные или ансамблевые схемы ассимиляции в настоящей работе не применялись.

Глобальная конфигурация учитывает среднемноголетние ежемесячные величины речного и прибрежного стока 99 крупнейших речных систем мира. Для анализа влияния речного стока на гидрологический режим Арктического бассейна использовалось два расчета для 2023 г с учетом речного стока и без него ($R = 0$). Речной сток отключался в области от 100 до 180 °з.д. Численный эксперимент на чувствительность к речному стоку описан в п. 3.4.

Выводы к главе 1

Моря восточной Арктики характеризуется преимущественно мелководным шельфом и сезонным покровом льда. С начала 2000-х годов наблюдается тенденция к снижению ледового покрова и увеличению температуры и солёности, особенно в Чукотском море.

Поток вод через Берингов пролив демонстрирует выраженную межгодовую изменчивость, обусловленную как локальными ветрами, так и крупномасштабными океанографическими и атмосферными процессами. Ведущую роль играют перепад уровня между Тихим и Северным Ледовитым

океанами. Спутниковые данные и расчеты моделирования указывают на существенное влияние как сезонных, так и региональных ветровых условий.

Зимой усиление северного ветра способствует инверсии потока в проливе и возможному затоку арктических вод в Берингов пролив. Нарушения сплошности льда, формирующиеся под воздействием ветров и батиметрических особенностей, существенно влияют на вертикальное турбулентное перемешивание, обмен тепла и соли, а также термохалинную структуру воды. Критические скорости ветра определяют устойчивость ледовой арки, регулирующей экспорт льда.

Основные ветви тихоокеанского потока (аляскинская, центральная и лонговская) определяют циркуляцию в регионе. Контактные измерения и на основе численного моделирования показана существенная межгодовая изменчивость пространственной конфигурации тихоокеанских водных масс в Чукотском море. Речной сток (особенно Лены и Колымы) в Восточно-Сибирское и море Лаптевых приводит к формированию обширных опресненных зон. Восточно-Сибирское прибрежное течение, формируемое в том числе речным стоком, может распространяться до Чукотского моря и влиять на распределение тихоокеанских вод в Арктике.

Несмотря на активные исследования, остаются недостаточно изученными механизмы межгодовой изменчивости конфигурации водных масс в регионе, переноса через Берингов пролив и взаимодействие локальных и глобальных факторов, особенно в западной части Чукотского моря и в зимний период. Важное значение приобретает использование новых спутниковых продуктов и численного моделирования для анализа ледовой динамики и циркуляции, переноса водных масс.

В работе проводится комплексный анализ спутниковых данных, заякоренных измерений ADCP в Беринговом проливе, а также данных реанализов (GLORYS12v1, ERA5). Для описания поверхностных полей температуры и солёности брались данные MODIS-Aqua и SMAP. Альтиметрические поля DUACS использованы для анализа уровня моря и геострофических течений. В безледный

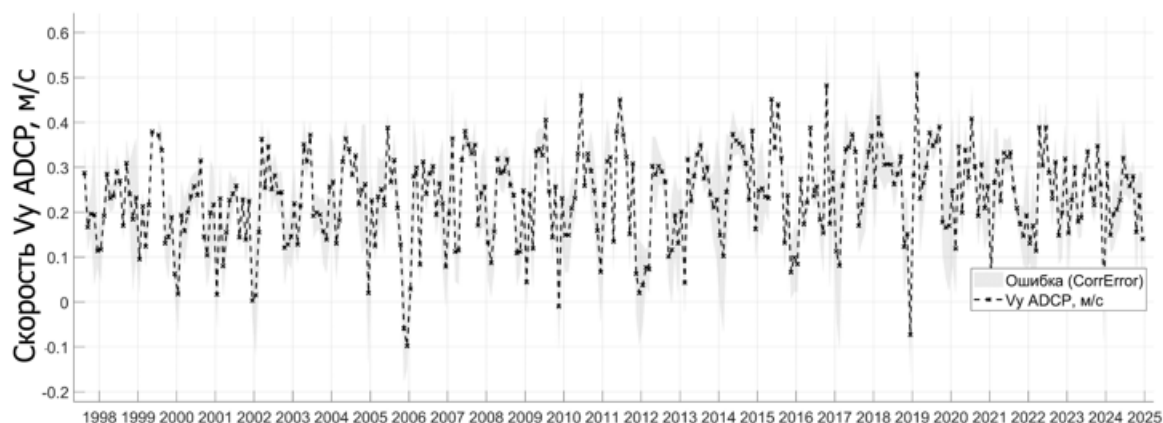
период в районе Берингова пролива плотность измерений достаточна для изучения межгодовой изменчивости, однако зимой и у берега возможности альтиметрии ограничены ледовым покровом и точностью измерений. Реанализ GLORYS12v1 предоставляет непрерывные многолетние ряды с информацией о вертикальной структуре и используется как основа количественного анализа. Для отдельных задач использовались расчёты модели Мирового океана. Для исследования ледовой динамики использовался спутниковый продукт на основе измерений прибора MODIS. Материалы первой главы опубликованы в работах [Жук, Кубряков, 2021; Zhuk, Kubryakov, 2021; Zhuk, Kubryakov, 2023; Жук, Кубряков, 2026].

ГЛАВА 2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТИХООКЕАНСКИХ ВОД В ЧУКОТСКОМ МОРЕ

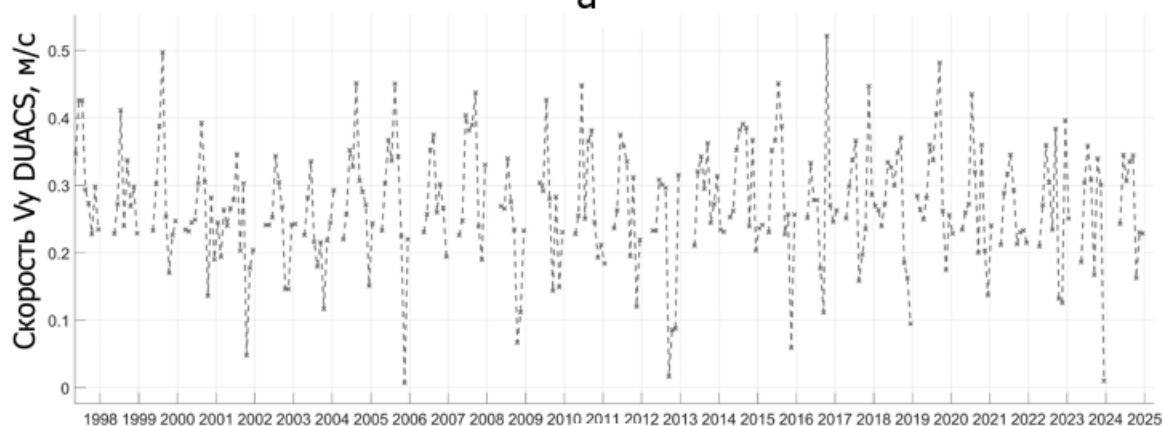
2.1 Водообмен в Беринговом проливе

2.1.1 Сравнение многолетних данных реанализа GLORYS12v1, альтиметрии и контактных данных ADCP в Беринговом проливе. Сравнение среднемесячной скорости течения, измеренной заякоренными буями в точке АЗ (Рисунок 1.8, а), с данными GLORYS12v1 и альтиметрии (DUACS) выполнено для общего периода наблюдений 1997–2024 гг. Сопоставление проводилось для меридиональной компоненты скорости (V_y). Использовались скорректированные по методике [Woodgate et al, 2015] ряды, включающие поправки с учётом глубины инструментов и пропусков в данных. Основной анализ проводился по месяцам, когда одновременно доступны данные ADCP и соответствующего продукта реанализа/альтиметрии. Данные альтиметрии и реанализа интерполировались в точку измерений ADCP. Данные реанализа усреднялись по глубине.

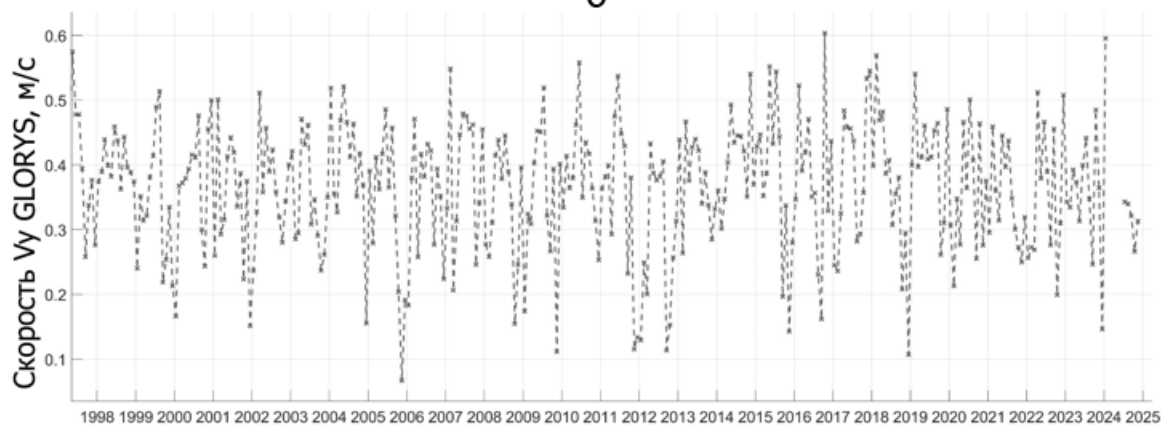
На рисунке 2.1 представлена среднемесячная изменчивость меридиональной компоненты течений в Беринговом проливе по трем наборам данных. Наблюдающиеся вариации скорости находятся в пределах от 0,1 до 0,5 м/с. Максимальные значения скорости, как правило, отмечаются в летне–осенний период, тогда как в зимне–весенние месяцы скорости ниже. Все три ряда воспроизводят общий сезонный ход, однако абсолютные значения различаются. Также наблюдаются идентичные особенности изменчивости, например минимум в декабре 2006, 2019, максимум в октября 2016.



а



б



в

Рисунок 2.1 – Среднемесячная изменчивость меридиональной компоненты скорости (V_y) по данным ADCP (а); альтиметрии (б); реанализа (в)

Анализ диаграмм рассеяния показывает, что данные реанализа и альтиметрии воспроизводят изменчивость меридиональной скорости, зарегистрированную ADCP. При этом метрики соответствия различаются. Данные реанализа

GLORYS12v1 лучше показывает временное сходство с контактными данными. Коэффициент корреляции (K) с ADCP составляет 0,863 при числе сравниваемых месяцев (N) 322. Однако реанализ систематически завышает значения скорости. Среднее смещение ($bias$) составляет 0,13 м/с, а среднеквадратичная ошибка ($RMSE$) 0,14 м/с.

Альтиметрические данные DUACS по метрике смещения ближе к контактными измерениям. Для DUACS смещение относительно ADCP значительно меньше (0,023 м/с, при N равное 260). Вместе с тем корреляция DUACS с ADCP ниже, чем у реанализа, и составляет 0,707.

Гистограммы разностей данных реанализа и альтиметрии относительно контактных данных (Рисунок 2.2, б, г) подтверждают эти особенности. Для DUACS распределение ошибок сосредоточено вблизи нуля, при этом основная часть значений находится в пределах 0,1 м/с. Для GLORYS распределение смещено в положительную область. Положительные разности сохраняются для большинства месяцев, а наиболее часто встречающиеся значения лежат примерно в диапазоне 0,075-0,16 м/с.

Также прослеживается сезонная структура расхождений. В зимние месяцы, особенно в декабре–январе, различия между наборами данных увеличиваются. В летне–осенний период согласованность возрастает. Для DUACS и GLORYS связь с ADCP становится более выраженной, что указывает на лучшее воспроизведение периода усиленного притока через Берингов пролив.

Подробнее сезонные особенности сопоставления прослеживаются на Рисунке 2.3, где представлены среднемесячные значения скорости для каждого месяца за весь период наблюдений (Рисунок 2.3, а) и соответствующие разности относительно ADCP (Рисунок 2.3, б). Все три ряда демонстрируют выраженный сезонный ход. Максимальные значения скорости наблюдаются в летне–осенний период, тогда как зимой скорости уменьшаются.

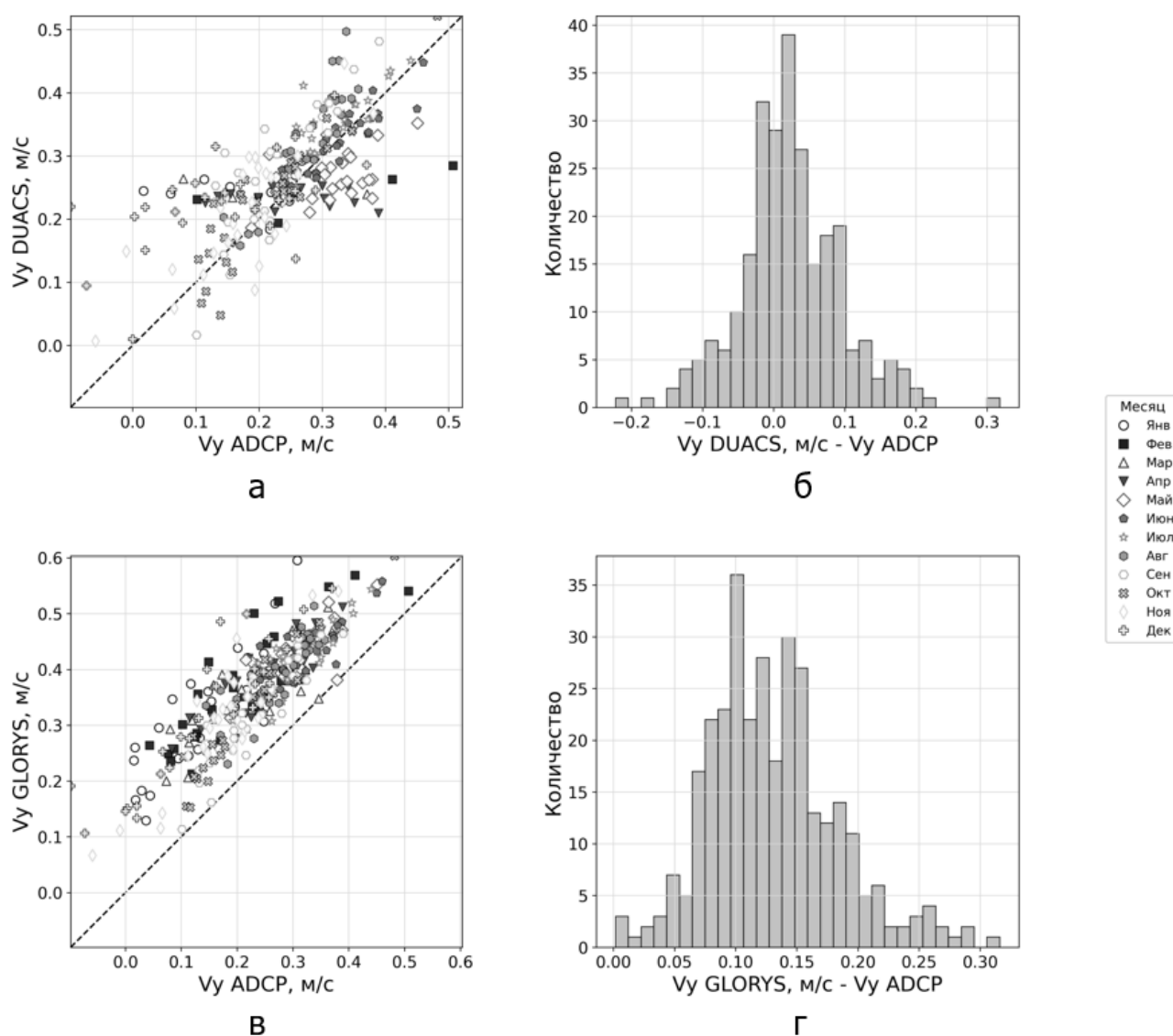


Рисунок 2.2 – Диаграммы рассеивания среднемесячных значений меридиональной скорости контактных измерений и альтиметрии (а); контактных измерений и реанализа (б); гистограммы расхождения между контактными данными и данными альтиметрии (в); реанализа (г)

Для GLORYS характерно устойчивое завышение среднемесячных значений относительно ADCP практически во все месяцы. Наибольшие расхождения наблюдаются в зимний период. В январе ысрднемесячная разность DUACS

(GLORYS) относительно ADCP составляет около 0,1 м/с (0,17 м/с), в летний период уменьшается, в июне для DUACS практически стремится к нулю (0,1 м/с), а к сентябрю достигает около 0,05 м/с (0,08 м/с).

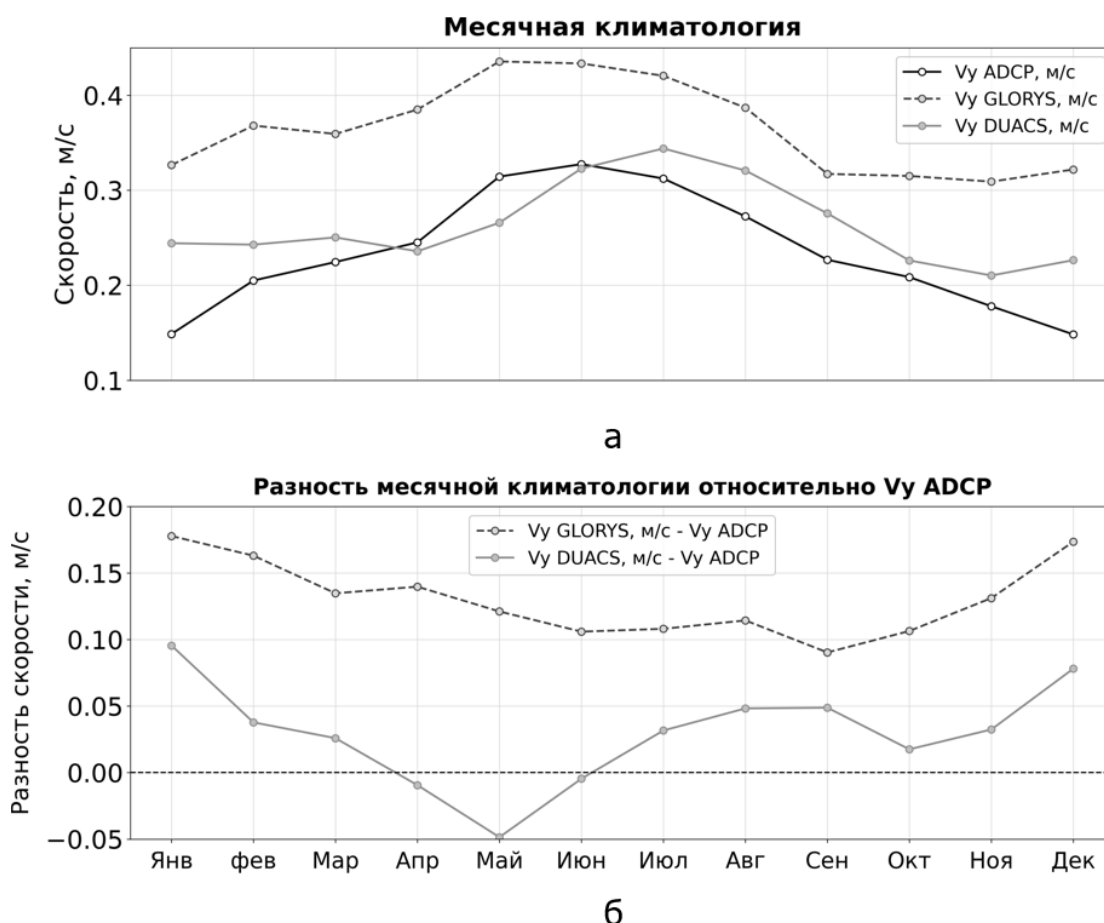


Рисунок 2.3 – Среднемесячные значения меридиональной компоненты скорости течения V_y , осреднённые за все годы, по данным ADCP, GLORYS и DUACS (а), и их разность относительно контактных измерений ADCP (б)

На Рисунке 2.4 показана межгодовая изменчивость меридиональной скорости по трём наборам данных. Для всех рядов фиксируется выраженная изменчивость от года к году. Наиболее резкие изменения проявляются в период июль–октябрь, особенно в 2002–2003, 2012 и 2016–2017 гг. В эти годы наблюдаются заметное уменьшение меридиональной компоненты скорости, отражающее ослабление потока через Берингов пролив.

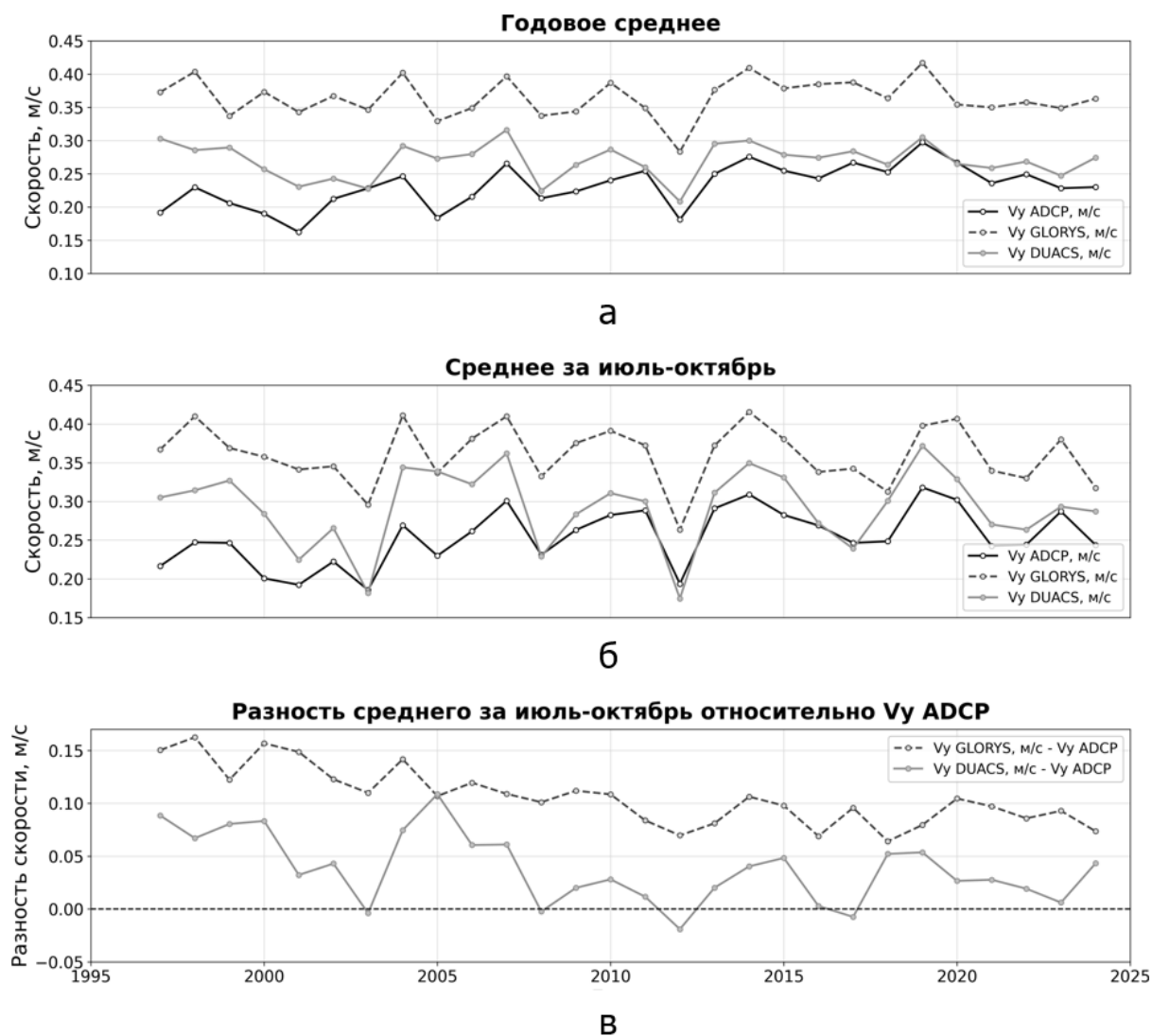


Рисунок 2.4 – Среднегодовые значения меридиональной компоненты скорости течения, полученные по данным ADCP, GLORYS и DUACS, для всего года (а) и для периода июль–октябрь (б); разность GLORYS и DUACS относительно контактных измерений ADCP (в)

Анализ разности GLORYS и DUACS относительно ADCP на Рисунке 2.4, б показывает, что оба набора данных в среднем завышают скорость по сравнению с контактными измерениями, однако величина этого смещения в последние десятилетия уменьшается. В конце 1990-х гг. разность составляла более 0,05 м/с для DUACS и более 0,15 м/с для GLORYS. Начиная с 2015 г. эти значения, как

правило, не превышают указанных величин и чаще оказываются ниже. Для GLORYS разность обычно составляет около 0,07 м/с, а для DUACS в отдельные годы, например в 2016 г., становится близкой к нулю. Основные метрики сравнения представлены в Таблице 2.1

Таблица 2.1 – Средние метрики сравнения (N – количество месяцев, участвующих в сравнении)

	N	K	Смещение, м/с	Скорость продукта, м/с	Скорость ADCP, м/с
GLORYS	322	0,863	0,13	0,364	0,233
GLORYS июль-октябрь	111	0,922	0,105	0,359	0,255
DUACS	260	0,709	0,024	0,268	0,245
DUACS июль-октябрь	111	0,884	0,037	0,291	0,255

Для периода июль-октябрь тренд изменчивости разности является отрицательным и статистически значимым. Для GLORYS-ADCP он составляет $-0,026$ м/с за 10 лет при р-значении $2,9 \times 10^7$, а для DUACS-ADCP $-0,019$ м/с за 10 лет при р-значении 0,0096, что свидетельствует о постепенном уменьшении расхождений между рассматриваемыми наборами данных и контактными измерениями ADCP в летне-осенний период. Сопоставление с данными ADCP на станции А3 за 1997–2024 гг. показало, что GLORYS лучше воспроизводит месячную изменчивость меридиональной скорости. K составляет 0,863 за весь период и 0,922 для июля-октября, однако систематически завышает скорость на 0,13 м/с и 0,105 м/с соответственно. DUACS имеет меньшее смещение, 0,024 м/с за весь период и 0,037 м/с для июля-октября, но корреляция ниже 0,709 и 0,884. На месячных масштабах оба набора данных пригодны для анализа изменчивости течений в Арктике, при этом GLORYS демонстрирует лучшую воспроизводимость

динамики вод, а DUACS воспроизводит средний уровень поверхностной геострофической скорости.

2.1.2 Сравнение результатов численного моделирования с данными реанализов GLORYS12v1 и TOPAZ5 и ADCP измерениями в Беринговом проливе в 2023 г. Сравнение выполнено в 2023 г. для зональной (V_x) и меридиональной (V_y) компонент скорости, а также по модулю скорости течения на горизонтах, соответствующих доступным данным ADCP. Данные ADCP и реанализов GLORYS12v1 и TOPAZ5 были приведены к единой суточной временной сетке. Для реанализов и модели Мирового океана значения интерполировались в точку станции АЗ и на фактические глубины измерений ADCP. Основной анализ проводился по значениям, когда одновременно доступны данные ADCP и соответствующего продукта. Для уменьшения влияния высокочастотной изменчивости использовалось 7-суточное сглаживание, а для репрезентативности при осреднении по глубине данные интерполировались на равномерную сетку с шагом 1 м.

Как видно на Рисунке 2.5, все продукты достаточно хорошо коррелируют с заякоренными измерениями. Для меридиональной компоненты (V_y) реанализ GLORYS12v1 чаще показывает завышенные значения относительно ADCP, однако в отдельные периоды экстремальных значений он оказывается ближе к наблюдениям, чем численные расчеты и данные TOPAZ5, например, в начале февраля и марта. В то же время модель и реанализ TOPAZ5 не демонстрируют выраженных дополнительных экстремумов и в среднем лучше согласуются с данными ADCP по амплитуде и характеру изменчивости. Анализ диаграмм рассеяния (рисунок 2.6, а) показывает, что для реанализа GLORYS12v1 прослеживается линейная зависимость относительно данных ADCP, однако основная часть точек смещена выше диагонали. Это свидетельствует о систематическом положительном смещении (*bias*) модуля скорости в GLORYS12v1 относительно контактных измерений. Сравнение численных

расчетов и данных заякоренных буев (рисунок 2.6, б) показывает, что облако точек более компактно в области малых и средних скоростей, но при увеличении скорости по контактными измерениям модель часто дает меньшие значения. Заметны отдельные группы точек с пониженными значениями по численным расчетам при величинах скорости по данным ADCP около 0,2–0,5 м/с, что, впрочем, характерно и для данных реанализа GLORYS12v1, когда в декабре также фиксировалось занижение модуля скорости. Данные TOPAZ5 (рисунок 2.6, в) демонстрирует наиболее близкое расположение основной части точек к диагонали, особенно в диапазоне скоростей до 0,45 м/с. При этом для высоких значений ADCP также видна тенденция к занижению скорости, хотя разброс в целом меньше, чем у GLORYS12v1.

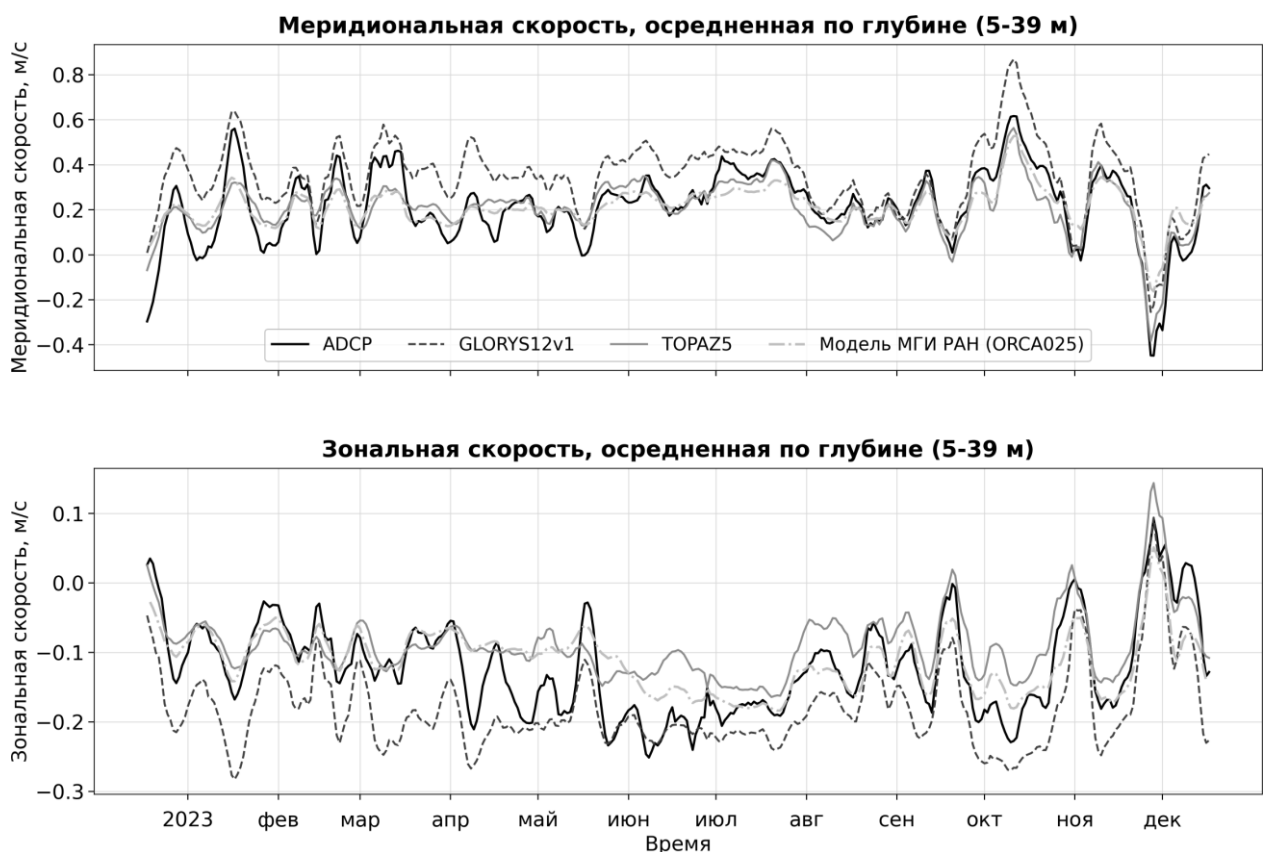


Рисунок 2.5 – Временная изменчивость средних по глубине меридиональной и зональной компоненты течений в Беринговом проливе, сглаженных 7-дневным скользящим средним

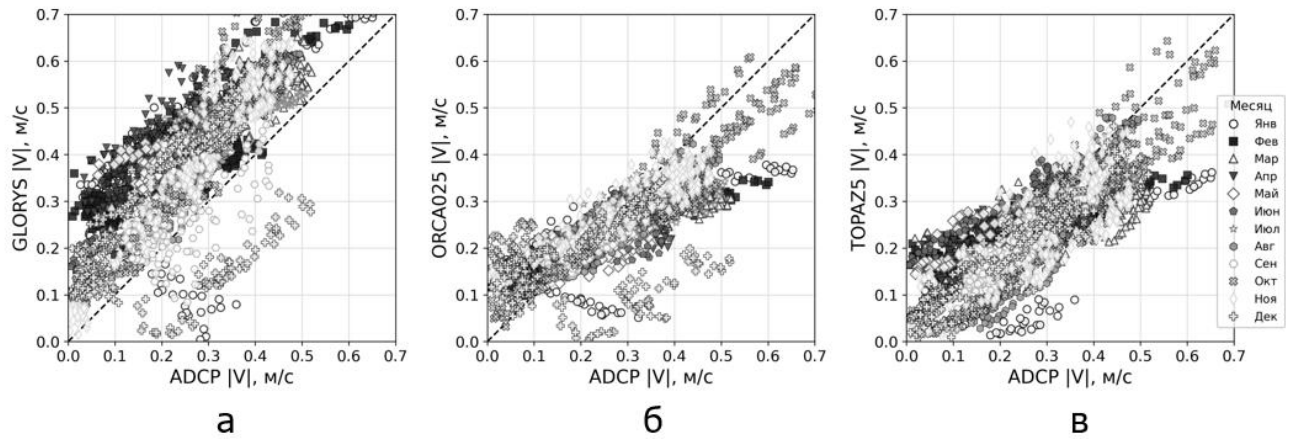


Рисунок 2.6 – Диаграммы рассеяния модуля скорости по данным реанализа GLORYS12v1 (а), численного моделирования (б) и реанализа TOPAZ5 (в) относительно контактных ADCP измерений, сглаженного 7-дневным скользящим средним

На Рисунке 2.7 представлены осредненные по времени профили сравниваемых величин. Общей особенностью для всех рассмотренных продуктов является увеличение корреляции с глубиной. Это может быть связано как с большей устойчивостью глубинной части потока и преобладанием баротропной составляющей циркуляции, так и с более высокой надежностью ADCP-измерений на глубоких горизонтах, где влияние поверхностных помех, волнения и неполного покрытия верхних горизонтов обычно меньше (см. разброс ошибки на рисунке 2.7, в). Сопоставление в точках на различных горизонтах показывает, что для меридиональной компоненты все продукты демонстрируют высокую корреляцию с ADCP, значения K в основном находятся в диапазоне 0,85–0,93. Наиболее высокие значения корреляции характерны для результатов численного расчета модели Мирового океана, где K составляет примерно 0,89–0,93, тогда как для GLORYS12v1 и TOPAZ5 значения чаще лежат в пределах 0,85–0,9.

Среднеквадратичная ошибка (RMSE) для TOPAZ5 и модели относительно невелики и составляют преимущественно 0,06–0,1 м/с, тогда как для GLORYS12v1 они заметно выше и достигают 0,14–0,18 м/с. Значения среднеквадратического отклонения ошибки (СКО/STD) для всех продуктов меняется в пределах от 0,06–0,07 до 0,1 с той лишь разницей, что для TOPAZ5 и расчета модели Мирового океана максимум расположен на нижних горизонтах, а у GLORYS12v1 на верхних. Диапазоны частично перекрываются, что свидетельствует о статистически умеренном, но устойчивом увеличении случайной составляющей ошибки в данных GLORYS12v1. Профили смещения свидетельствуют об устойчивом положительном смещении данных GLORYS12v1 около 0,12–0,16 м/с практически на всех горизонтах. У TOPAZ5 и расчета модели Мирового океана смещения значительно меньше, в основном от минус 0,02 до 0,03 м/с, и в большинстве случаев не выходят за пределы ошибки измерений ADCP в случае данных расчета модели Мирового океана.

Для зональной компоненты (V_x) коэффициент корреляции более значительно меняется с глубиной. В верхнем слое значения K составляют около 0,5–0,7, а ниже 15–20 м возрастают до 0,75–0,92. Наибольшие значения корреляции в нижней части профиля отмечаются по данным GLORYS12v1, где K достигает 0,9–0,92, тогда как у TOPAZ5 и расчета модели Мирового океана на глубинах более 20 м они обычно составляют 0,8–0,87. Значения RMSE для зональной компоненты скорости (V_x) в целом ниже, чем для меридиональной (V_y), что соответствует меньшим амплитудам меридиональной компоненты скорости течений. Для TOPAZ5 и расчета модели Мирового океана RMSE составляет 0,035–0,06 м/с, для GLORYS12v1 — 0,06–0,095 м/с, что указывает на более высокий уровень случайной ошибки в глобальном реанализе. GLORYS12v1 демонстрирует отрицательное смещение по всей толще водного столба, преимущественно от минус 0,04 до минус 0,08 м/с. Данные TOPAZ5 и расчет модели Мирового океана имеют смещение противоположного знака, около 0,01–0,04 м/с. Значения СКО (STD) ошибки для зональной компоненты скорости невелики относительно соответствующих значений для V_y и

находятся в пределах 0,035–0,06 м/с для всех рассматриваемых реанализов. Вертикальная структура ошибки при этом схожа во всех продуктах, а именно максимальные значения наблюдаются на верхних горизонтах и убывают с глубиной.

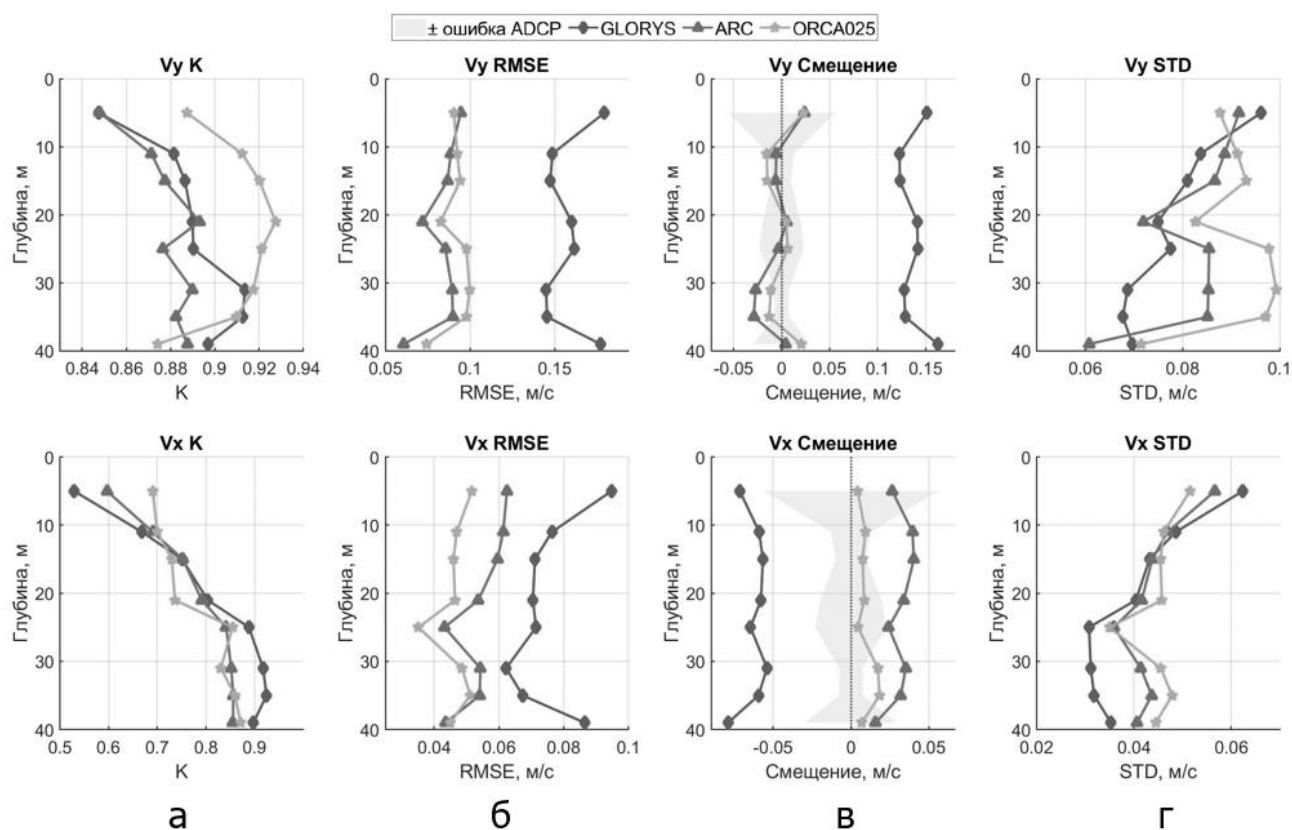


Рисунок 2.7 – Вертикальные профили статистических параметров для меридиональной (V_y) и зональной компоненты (V_x) скорости течений: коэффициент корреляции (K) (а); среднеквадратичная ошибка (RMSE) (б); среднее смещение (в); стандартное отклонение ошибки (STD) (г)

Итоговые осреднённые параметры сопоставления представлены в Таблице 3. Анализ осредненного по глубине модуля скорости течения ($|V|$) с ADCP-измерениями показывает, что все три продукта воспроизводят временную изменчивость течений с высокими значениями корреляции ($K = 0,805–0,82$). При этом характер систематических ошибок существенно различается. GLORYS12v1 демонстрирует наибольшее положительное смещение относительно ADCP (в

среднем 0,133 м/с). Среднее значение модуля скорости по GLORYS составляет 0,401 м/с, тогда как по ADCP 0,268 м/с. Это указывает на заметное завышение скорости течения данным реанализом. Соответственно, среднеквадратическая ошибка GLORYS также максимальна и составляет 0,162 м/с. TOPAZ5 и ORCA025 показывают более близкие к ADCP значения модуля скорости. Для TOPAZ5 смещение составляет 0,03 м/с, для ORCA025 -0,024 м/с. Среднеквадратические ошибки TOPAZ5 и расчета модели Мирового океана близки между собой и почти в два раза ниже, чем у GLORYS 0,085 и 0,087 м/с соответственно.

Таким образом, результаты численного моделирования по характеристикам смещения и корреляции не уступают TOPAZ5 и превосходят глобальный реанализ GLORYS12v1.

Среди общедоступные продуктов, рассматриваемых в настоящем сопоставлении, TOPAZ5 демонстрирует наиболее близкое соответствие данным ADCP в 2023 г., однако доступен лишь с 2021 г., что принципиально ограничивает его применимость для многолетнего анализа. Его предшественник TOPAZ4b обладает более низким пространственным разрешением ($0,25^\circ$) и не охватывает район Берингова пролива, что исключает его из рассмотрения. На этом фоне GLORYS12v1, несмотря на несколько завышенные значения смещения и RMSE, представляет наибольшую ценность для задач настоящей работы. Высокое пространственное разрешение, высокая корреляция с наблюдаемой изменчивостью поля течений и непрерывный набор данных за период 1993–2024 гг. делают его оптимальным инструментом для изучения межгодовой изменчивости в районе Берингова пролива.

Таблица 2.2 – Итоговые параметры сравнения модуля скорости течений

	K	Bias, м/с	RMSE, м/с	$ V $, м/с	$ V $ ADCP, м/с
GLORYS12V1	0,805	0,133	0,162	0,401	0,268
TOPAZ5	0,82	-0,03	0,085	0,239	
ORCA025	0,82	-0,024	0,087	0,244	

2.1.3 Временная изменчивость потока в Беринговом проливе по данным круглогодичных измерений ADCP. Как видно из Рисунков 2.1, 2.5, меридиональная компонента течений в Беринговом проливе в несколько раз выше, чем зональная поэтому анализ в настоящем разделе сосредоточен именно на меридиональной. На представленном рисунке 2.8 отображена временная изменчивость меридиональной компоненты скорости течений в Беринговом проливе, полученная из ежемесячных данных ADCP-измерений на придонном горизонте. Анализ данных за период с 1990 по 2024 год демонстрирует значительную изменчивость скоростей течений, значения которых меняются в диапазоне от минус 0,1 м/с (южное направление) до 0,5 м/с (северное направление). Также был посчитан индекс аномалий скоростей для каждого года (I_a):

$$I_a = \frac{(v_i - \bar{v})}{\sigma_v}, \quad (2.1)$$

где v_i – средняя скорость в i -й год;

$\bar{v}$ – средняя меридиональная скорость для всего периода наблюдений;

σ_v – стандартное отклонение многолетнего ряда среднегодовых скоростей.

Рассчитанный ряд индекса аномалий демонстрирует значительную межгодовую изменчивость скорости течений в Беринговом проливе с наличием локальных максимумов и минимумов. Так, локальные минимумы наблюдаются в 1990 и 2001 годах ($I_a = -1 \dots -2$), тогда как локальные максимумы достигаются в 2014–2015 и 2020 годах ($I_a = 1 \dots 2$). В целом ряд индекса указывает на постепенное повышение среднегодовой скорости течений, что согласуется с предыдущими исследованиями, фиксирующими рост переноса вод через Берингов пролив на север.

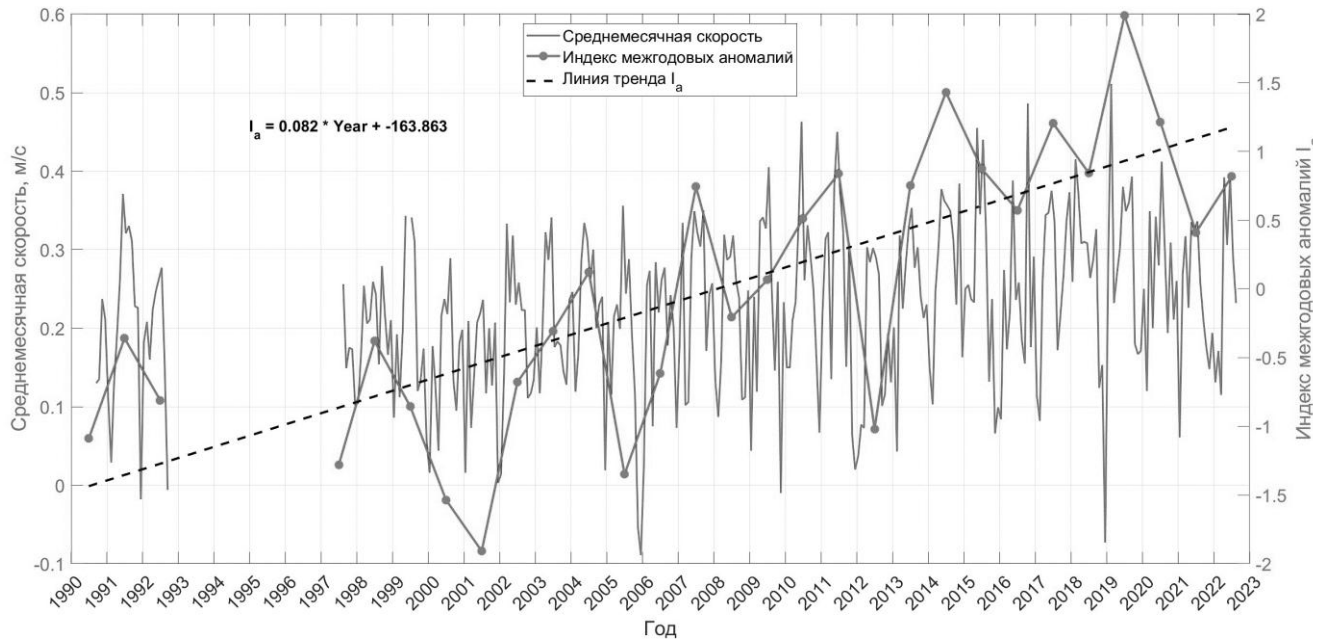


Рисунок 2.8 – Временная изменчивость среднемесячной меридиональной компоненты скорости течений, а также межгодовая изменчивость индекса аномалий скорости течений, осредненная для каждого года

Для данных ADCP, доступных на различных горизонтах, в Беринговом проливе была выполнена предварительная обработка. Для каждого горизонта временные ряды скорости сначала усреднялись на регулярной 3-часовой сетке, после чего сглаживались 7-дневным скользящим средним. Далее значения интерполировались по глубине на равномерную сетку с шагом 1 м. Данные за май-октябрь 2019 г. не использовались из-за аномально низких значений скорости, нехарактерных для данного района. При построении сезонных полей учитывались только те значения, для которых было не менее 8 валидных лет наблюдений и среднее покрытие составляло не менее 1 измерения в сутки.

Наиболее полный массив измерений, охватывающий горизонты от поверхности до дна, доступен за период с 2007 года (Рисунок, 2.9), однако в отдельные годы все так же наблюдаются пробелы в данных, особенно на верхних горизонтах (до 5 м). Несмотря на эти ограничения, полученные результаты четко фиксируют как сезонную, так и межгодовую изменчивость профиля скорости.

Наибольшие колебания скорости (от минус 0,1 до 0,4 м/с) характерны для поверхностного слоя (до 5 м глубины), тогда как в придонных слоях наблюдается более устойчивая стратификация. Проведенный анализ межгодовой изменчивости позволил выявить периодические резкие смены направления течения на южное, наиболее часто происходящие вне летнего периода. Особенно выделяются 2012, 2016 и 2021–2022 годы, когда отмечались наиболее продолжительные ослабления северного потока.

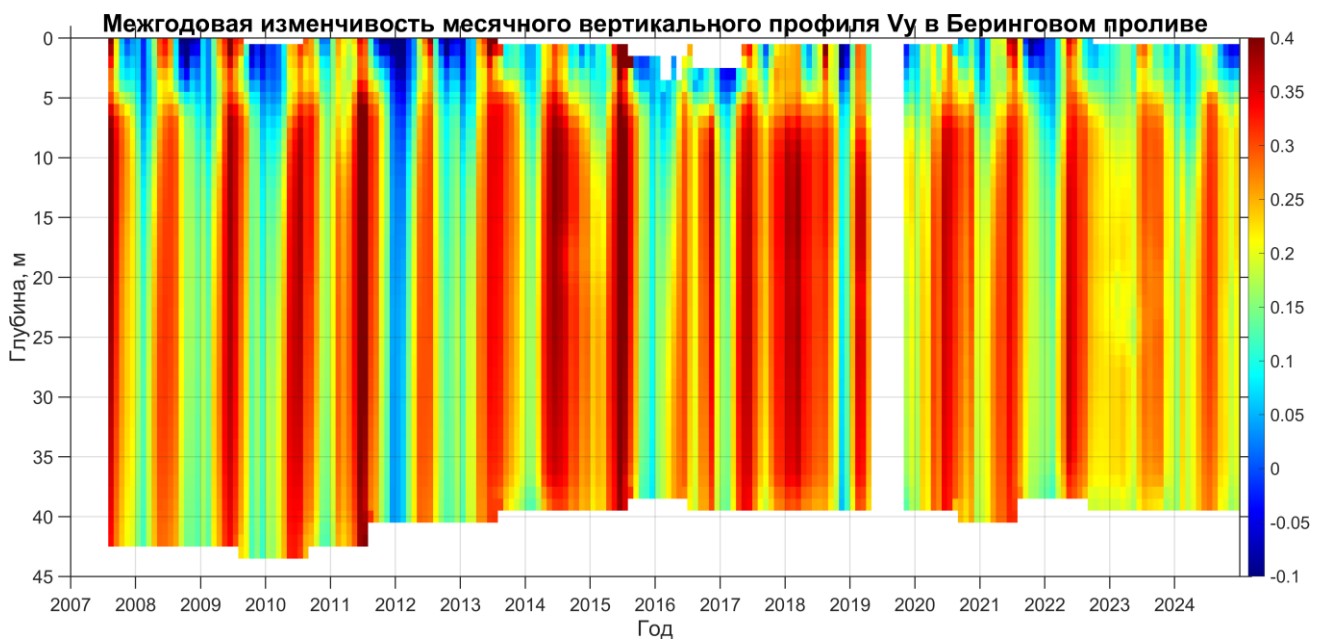


Рисунок 2.9 – Межгодовая изменчивость вертикального профиля меридиональной компоненты скорости течений в Беринговом проливе

Анализ сезонной изменчивости течений в Беринговом проливе выявил выраженный сезонный цикл меридиональной скорости (Рисунок 2.10, а). Наиболее интенсивный северный перенос водных масс наблюдается в летние месяцы, когда средние значения скорости достигают 0,25–0,4 м/с, что существенно (в 2–3 раза) превышает зимние показатели. Весенний период характеризуется постепенным усилением течений: от 0,15–0,26 м/с в марте и до 0,4 м/с к концу мая (Рисунок 2.10, б). Осенняя изменчивость демонстрирует противоположную тенденцию - плавное ослабление потока с 0,3 м/с в сентябре до минимальных годовых значений около

0,1 м/с в ноябре. Такая сезонная изменчивость скорости течений тесно связана с годовым циклом атмосферной циркуляции и ледовыми условиями в регионе.

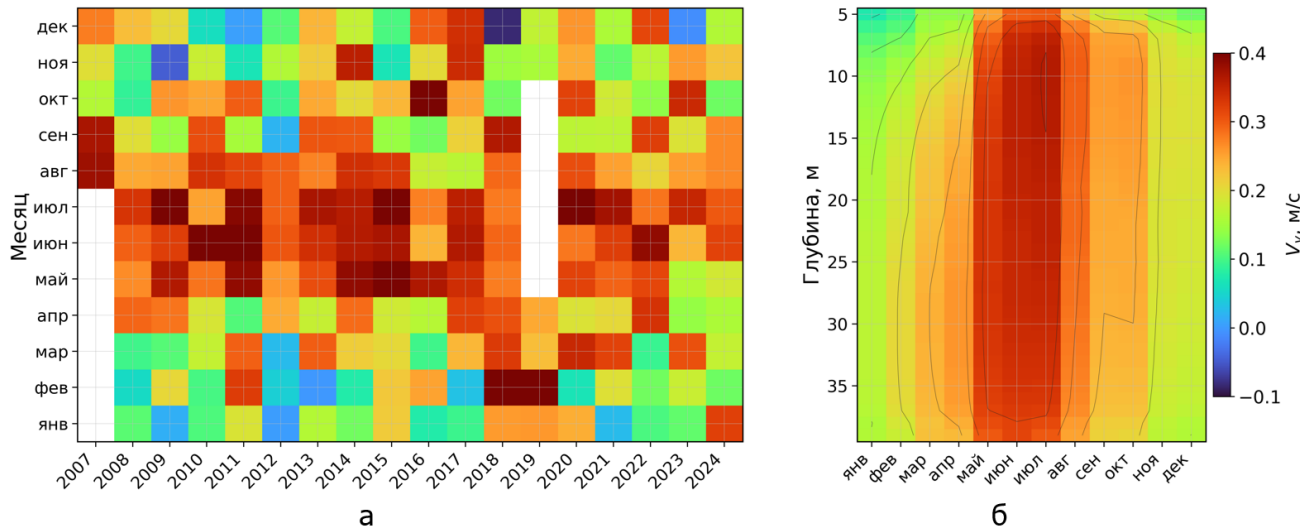


Рисунок 2.10 – Диаграмма средней для каждого года и месяца меридиональной компоненты скорости течений в Беринговом проливе (а); вертикальный профиль сезонной изменчивости течений по данным ADCP (б)

На Рисунке 2.11 показана сезонная изменчивость корреляционной связи между осредненной меридиональной компонентой ветра над проливом и меридиональной составляющей течений в Беринговом проливе. Расчет производился для каждого горизонта с использованием формулы коэффициента корреляции Пирсона:

$$K(z) = \frac{\sum((v_i(z) - \bar{v}(z))(w_i - \bar{w}))}{\sqrt{\sum[(v_i(z) - \bar{v}(z))^2 \sum(w_i - \bar{w})^2]}}, \quad (2.2)$$

где $K(z)$ – коэффициент корреляции на глубине z ;

$v_i(z)$ – значения скорости течения на глубине z в момент времени i ;

w_i – значения скорости ветра в момент времени i ;

$\bar{v}(z)$, $\bar{w}$ – средние значения соответствующих рядов.

Результаты анализа демонстрируют выраженную сезонную зависимость ветрового воздействия. Максимальные значимые значения коэффициента корреляции ($K > 0,7$) характерны для осенне-зимнего периода — ноября, декабря–февраля и марта, — тогда как летом (июль–август) связь ослабевает до $|K| \leq 0,25$. В переходные месяцы (апрель–июнь, октябрь) коэффициенты корреляции занимают промежуточное положение (0,3–0,5) и статистически незначимы.

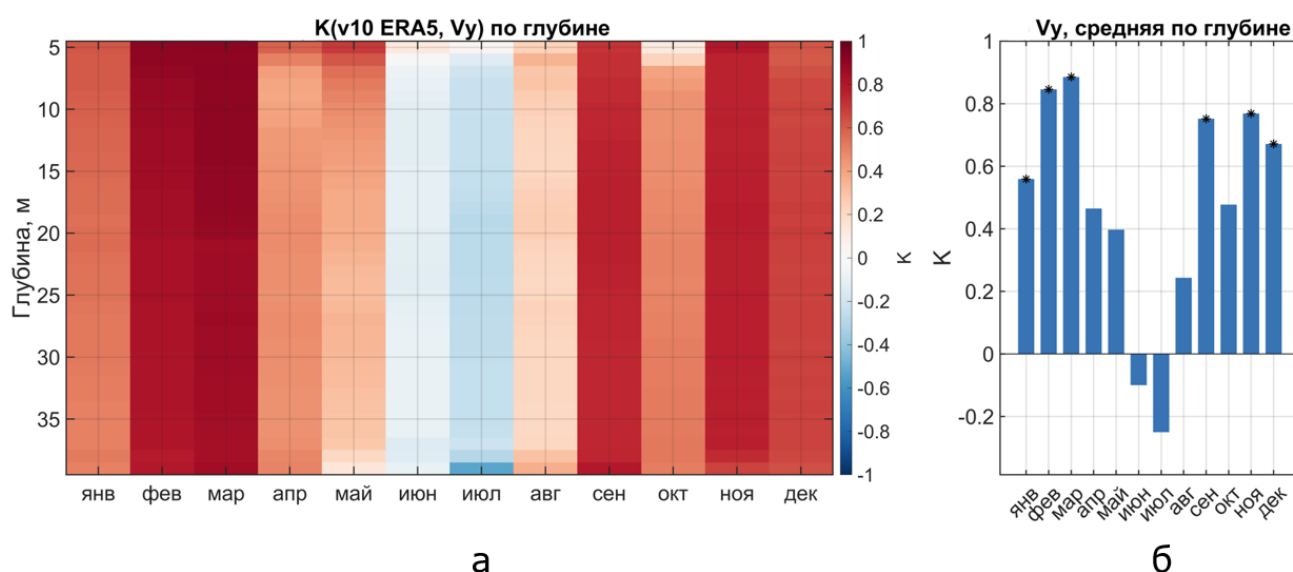


Рисунок 2.11 – Сезонная изменчивость профиля коэффициента корреляции (K) ветра, осредненного в области $66\text{--}72^\circ$ с.ш., $174\text{--}164^\circ$ з.д. над проливом, и меридиональной компоненты скоростей течений в Беринговом проливе в точке А3 (а); то же, что на Рисунке. 2.11, а для осредненного по глубине профиля (б) (Точками обозначены K при p -значении менее 0,05).

Особый интерес представляет механизм ветрового воздействия в условиях различной ледовитости. В период максимального ледового покрытия (декабрь–апрель), когда значения сплочённости превышают 70%, передача импульса ветра к океану осложняется ограниченной подвижностью ледового покрова. Однако именно в это время наблюдаются наиболее интенсивные ветры северных румбов, способствующие вертикальному перемешиванию, что минимизирует влияние

стратификации и градиента давления, находящегося на расстоянии, на динамику течений и усиливает долю непосредственно ветрового управления переносом. При частичном ледовом покрытии (10–70%), характерном для февраля–марта, эффективность передачи импульса возрастает: коэффициент сопротивления на границе воздух–лёд и на границе лёд–вода заметно превышает коэффициент сопротивления на открытой поверхности воздух–вода, что обеспечивает более полную передачу ветрового импульса к водной толще по цепочке атмосфера–лёд–море [Pisareva et al, 2025]. Это, вероятно, и обуславливает максимум корреляции в феврале–марте ($K \geq 0,9$).

2.1.4 Временная изменчивость течений в Беринговом проливе по данным спутниковых альтиметров. Регулярные и всепогодные данные альтиметрии позволяют оценивать циркуляцию Чукотского моря. На Рисунке 2.12 представлена карта распределения средней скорости течений в Чукотском море. Согласно общепринятым данным, направления течений ориентированы преимущественно к северу, при этом в центральной части акватории их скорость возрастает до 0,23 м/с, а вблизи побережья снижается до 0,15 м/с. В северо-восточной части рисунка отчётливо выделяется Аляскинское прибрежное течение, чьё северо-восточное направление подтверждается результатами предыдущих исследований. Средние скорости течения в этом районе меняются в пределах от 0,13 до 0,19 м/с. Кроме того, в районе 68° с.ш. часть геострофического поля течений, характерного для берингоморских вод, направлена на запад, формируя известную западную ветвь. Что касается Восточно-Сибирского течения, его структура на данной карте практически не прослеживается, что связано с его квазипостоянным характером, не выражающимся в среднем поле значений скорости.

Для изучения временной изменчивости потока через Берингов пролив в данной работе была проанализирована меридиональная компонента скорости геострофических течений на основе данных спутниковой альтиметрии. Линия

разреза, вдоль которой производился отбор данных, обозначена фиолетовым цветом на рисунке 2.12. Сезонная изменчивость скорости течений на широтном разрезе представлена на Рисунке 2.13. Следует учитывать, что в зимне-весенний период из-за ледового покрова данные за некоторые месяцы получены преимущественно в аномально тёплые годы. За последние пять лет такие годы наблюдаются всё чаще, что коррелирует с глобальными тенденциями потепления климата. Наибольшие значения меридиональной компоненты скорости зафиксированы в западной части пролива (в пределах $169 - 168,5^\circ$ з.д.), где скорость достигает $0,14-0,24$ м/с. В осенний период, с сентября по ноябрь, меридиональная компонента скорости течений снижается до значений от $0,09$ до $0,11$ м/с. Согласно данным, представленным на рисунке 2.12, наибольший средний поток через Берингов пролив наблюдается с конца весны до конца лета, когда скорость течений достигает максимальных значений — до $0,24$ м/с. Еще один максимум фиксируется в зимний период — с января по февраль — со скоростями до $0,18$ м/с. В отличие от западной части, восточная часть пролива (в пределах $168,5 - 167,53^\circ$ з.д.) характеризуется минимальными скоростями, особенно в осенний сезон, когда они меняются в пределах от $0,04$ до $0,1$ м/с. Полученные результаты качественно хорошо согласуются с данными, полученными в предыдущих исследованиях на основе круглогодичных измерений с использованием ADCP [Woodgate et al., 2015, 2018], где также наблюдалось заметное усиление северного потока берингоморских вод в тёплый летний период и его ослабление осенью, а также анализом, выполненным в рамках настоящей работы в подпункте 2.1.1.

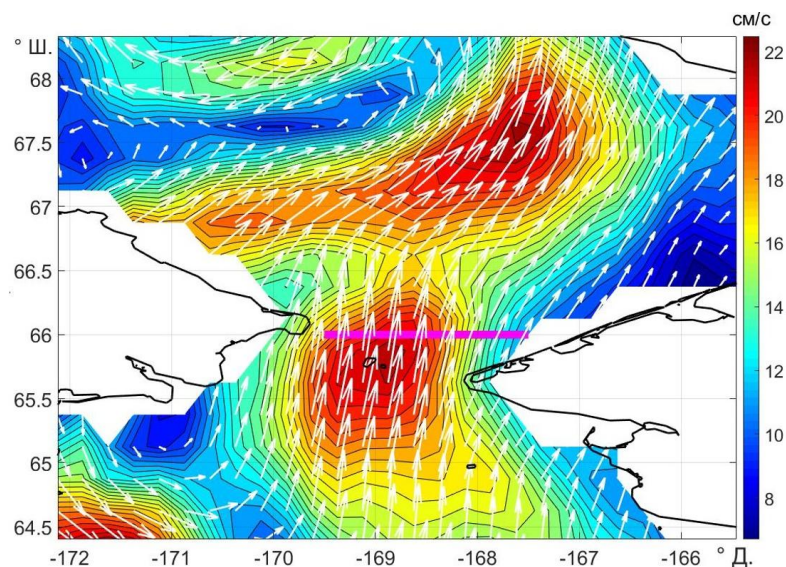


Рисунок 2.12 – Среднее за период с 1993 по 2024 поле течений вблизи Берингова Пролива (Фиолетовая линия обозначает разрез для исследования течений через Берингов пролив)

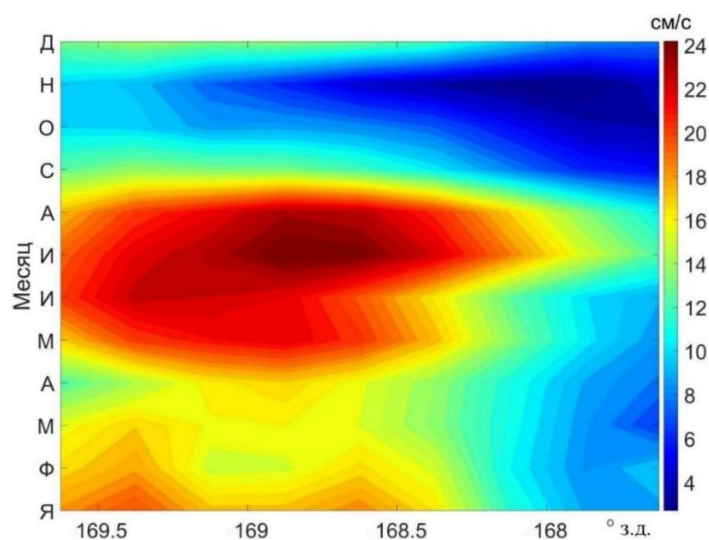


Рисунок 2.13 – Изменчивость меридиональной компоненты скорости течений по месяцам на разрезе вдоль 66° с.ш.

Анализ альтиметрических данных также представлен на Рисунке 2.14, а, где показана несглаженная временная изменчивость средней по разрезу меридиональной компоненты скорости. Отрицательные значения на графике

соответствуют течениям, направленным на юг. Отчётливо прослеживается значительная изменчивость средней скорости в проливе. Значения меняются в широком диапазоне — от $-0,05$ до свыше $0,27$ м/с. Даже при рассмотрении всего периода наблюдений сохраняется выраженный сезонный ход: максимальные значения скорости фиксируются летом (до $0,5$ м/с), после чего наблюдается снижение интенсивности потока. Осенью преобладают южные направления течений, скорость которых может достигать минус $0,1$ м/с.

На Рисунке 2.14, б представлены средние значения изменчивости меридиональной компоненты скорости для каждого месяца и года. Данные на этой диаграмме также подтверждают наличие значительной межгодовой и сезонной изменчивости. Максимальные значения скорости традиционно приходятся на летний период — с июня по август, когда они меняются в пределах $0,14$ – $0,3$ м/с. Следует отметить, что в отдельные годы в разные декады фиксируются аномально высокие значения скорости (превышающие $0,3$ м/с). Такие случаи наблюдаются, например, в июне 1997 и 2015 годов, а также в сентябре 1995 и 2007 годов. Тем не менее, наибольшая частота появления пиковых значений приходится на июль и август, что подтверждает сезонную изменчивость течений в проливе.

Как было указано ранее, в осенний период наблюдается минимум скорости течений. Особенно примечательно, что в октябре–ноябре в отдельные аномальные годы (2001, 2002, 2003, 2009 и 2012, 2016) среднемесечное направление течений в Беринговом проливе может изменяться с северного (положительные значения меридиональной компоненты) на южное. Для оценки межгодовой изменчивости меридиональной компоненты скорости было рассчитано скользящее среднее с окном в один год, применённое к значениям, усреднённым по пространству вдоль разреза в Беринговом проливе. Результаты представлены на Рисунке 2.15 сплошной линией. Значение штрихованной линии будет рассмотрено далее. Согласно полученным данным, сглаженные значения меридиональной компоненты скорости меняются от $0,096$ до $0,164$ м/с. Наибольшие значения зафиксированы в 2004, 2007, а также в 2014–2015 годах.

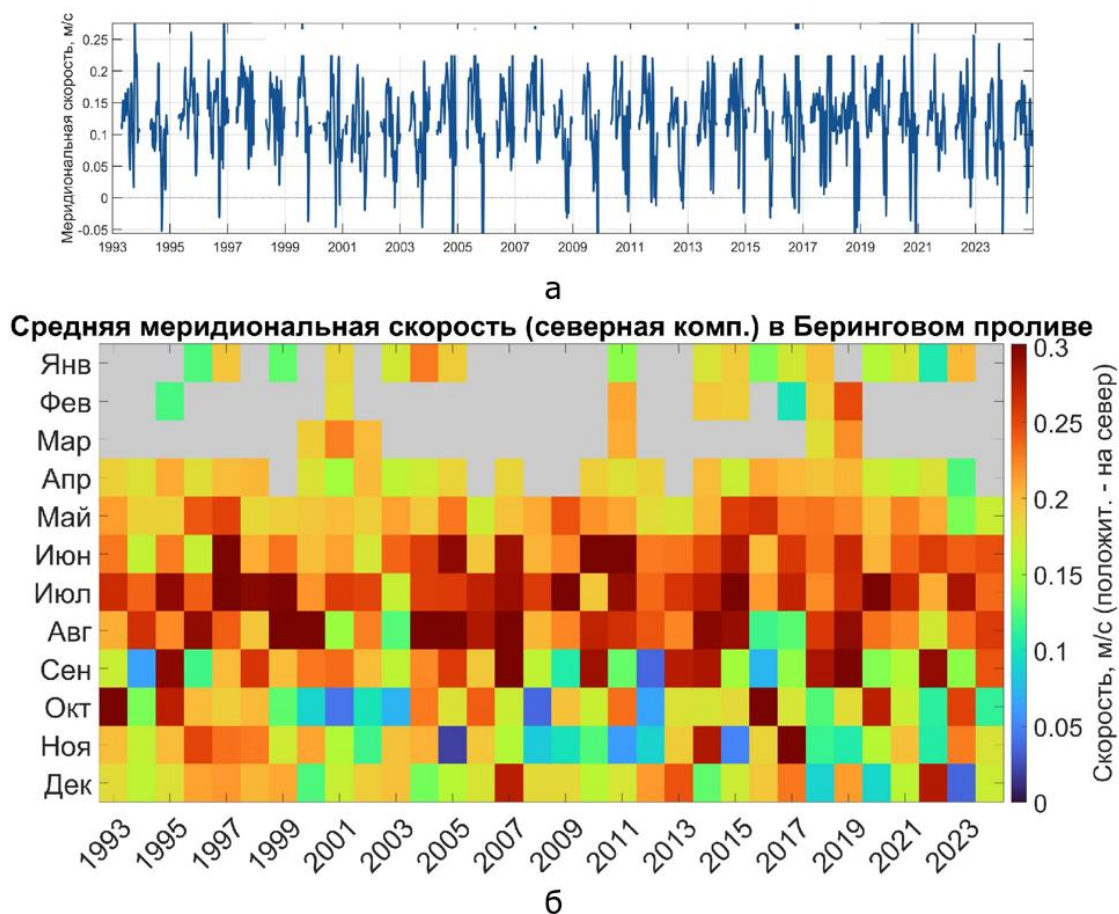


Рисунок 2.14 – Временная изменчивость средней меридиональной компоненты скорости течений по разрезу на 66° с.ш. (положительные значения обозначают северное направление течений) в Беринговом проливе, сглаженная 7-дневным скользящим средним (а); диаграмма изменчивости меридиональной компоненты скорости течений, осреднённой для каждого месяца и года (серый цвет – отсутствие данных) (б)

Также стоит отметить высокие скорости, характерные для большей части 1990-х годов, за исключением 1994 года. Однако наиболее заметной особенностью выявленной изменчивости являются периоды существенного ослабления среднегодового потока через пролив. Такие минимумы наблюдаются, в частности, в 2001, 2002 и 2012 годах, когда значения скорости снижались до 0,096 м/с. Ещё

один заметный минимум приходится на 2008–2010 годы, в течение которых скорость падала до примерно 0,12 м/с.

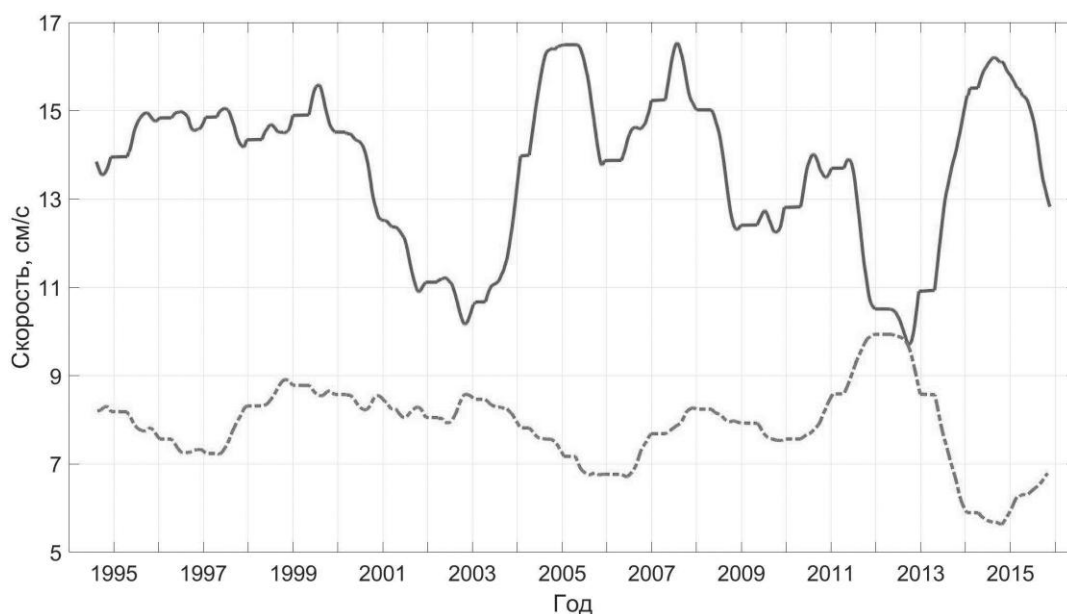


Рисунок 2.15 – Временная изменчивость меридиональной компоненты скорости течений в Беринговом проливе (сплошная линия) и зональной компоненты скорости течения на разрезе по $170,52^\circ$ з.д. с $66^\circ 35'$ до $67^\circ 37'$ с.ш. (штрихованная линия), сглаженные 1-летним скользящим средним

2.2 Изменчивость поля скорости, температуры Чукотского моря и их взаимосвязь с течением через Берингов пролив в безледный период

В целях выявления возможных причин наблюдаемых минимумов меридиональной компоненты, обнаруженных по данным спутниковой альтиметрии, был проведён анализ среднемесячных карт геострофических течений для всей акватории Чукотского моря. В результате данного анализа удалось выделить ряд особенностей в структуре поля течений.

На рисунке 2.16 представлены сравнительные карты течений за июль и октябрь 1999 и 2002 годов. 1999 год характеризовался максимальными значениями

потока через Берингов пролив, в то время как 2002 год, напротив, отмечен минимальными значениями скорости.

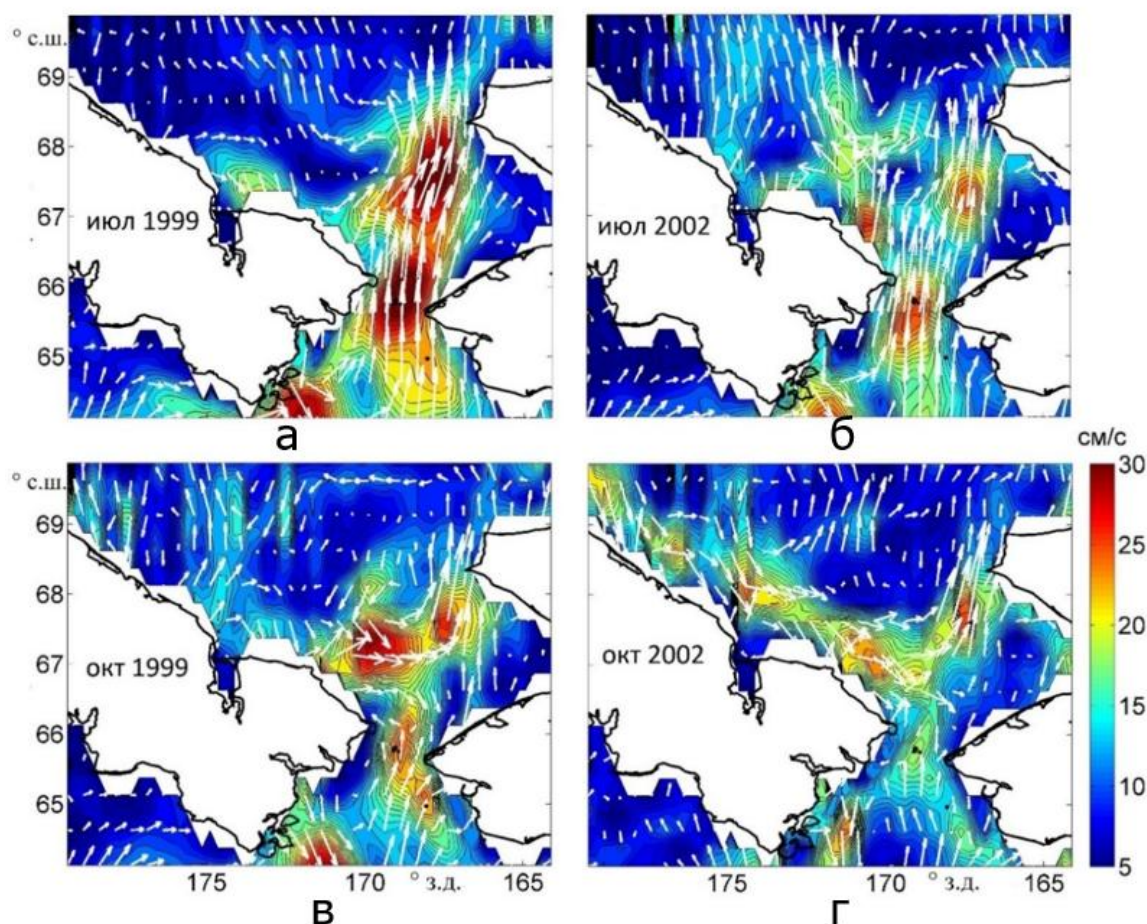


Рисунок 2.16 – Поля скоростей геострофических течений, осредненных за июль (а, б) и октябрь (в, г) 1999 г. (а, в) и 2002 г. (б, г)

Особенно примечательно, что в июле 1999 года высокие значения скорости течений наблюдались по всей ширине пролива. Средние значения достигали не менее 0,29 м/с, что свидетельствует о сильном устойчивом течении в направлении Арктики в указанный период.

Относительно высокие скорости течения северного направления в июле 1999 года наблюдались не только в пределах самого Берингова пролива, но и севернее, в интервале широт от 65° до 69° с.ш. Напротив, в июле 2002 года скорости течений в проливе были заметно ниже и составляли около 0,22 м/с, что указывает на

ослабление переноса вод в Чукотском море. В октябре 1999 года, в проливе сохранялись течения со скоростями до 0,21 м/с, хотя область интенсивных течений существенно сужалась в соответствии с его сезонной изменчивостью. В этот период в поле течений наблюдается выраженный круговорот. Он расположен к северу от западной части пролива. Круговорот продолжается параллельно проливу вдоль 67° с.ш. Далее он наблюдается севернее. В конце он замыкается в районе западной части пролива. В самом проливе отрицательные значения меридиональной компоненты скорости при этом не наблюдаются. Среднемесячное поле геострофических течений за октябрь 2002 года демонстрирует значительные отличия от ситуации в 1999 году. Особенно выделяется повышение скорости течений вдоль северо-западного берега Чукотского моря — от района поступления тихоокеанских вод. До Колюченской губы и далее до пролива Лонга. По направлению и положению это течение определяется как Восточно-Сибирское течение (ВСТ). Скорости в этом вдольбереговом течении принимают значения 0,25–0,3 м/с. Анализ спутниковых альтиметрических данных позволяет определить, что ВСТ достигает Берингова пролива и отчётливо прослеживается в его западной части. Таким образом, в отдельные годы наблюдается значительное усиление ВСТ. В результате в западной части пролива формируется южное течение, что приводит к сокращению ширины области положительных меридиональных скоростей течений. Это, в свою очередь является косвенным признаком снижения переноса через пролив на межгодовых масштабах (см. рисунок 2.8).

Из более ранних работ [Weingartner, 1999; Woodgate et al., 2015; Woodgate, 2018] известно, что одной из характерных особенностей ВСТ является его высокая изменчивость, включая возможность изменения направления движения в зависимости от атмосферных и гидрологических условий. Как следует из исследований, ВСТ часто остаётся незамеченным при наблюдениях из-за его смешивания с преобладающими тихоокеанскими водами, однако в некоторых

случаях оно формирует чётко выраженную самостоятельную структуру и проникает в Берингов пролив

Таким образом, данные, представленные на Рисунке 2.16, демонстрируют, что спутниковая альтиметрия позволяет не только выявить изменчивость ВСТ, но и оценить продолжительность его существования и амплитуду скорости.

В дополнение к альтиметрическим данным, свидетельства двунаправленной структуры водных масс в Беринговом проливе периодически обнаруживаются на среднемесячных картах поверхностной температуры, полученных прибором MODIS. Как видно на Рисунке 2.17, в западной части Чукотского моря нередко фиксируются холодные арктические воды. Температура здесь в среднем на 5–9 °С ниже, чем в более тёплой восточной области. Осенью 2012 года, например, поверхностная температура в западной части пролива составляла около 0–1 °С, тогда как в восточной части достигала 6–7 °С. Такие температурные различия подтверждают присутствие арктических водных масс в западной части пролива. Эти воды, как правило, проникают в пролив в осенний период — с сентября по ноябрь, однако в аномальные годы (например, в августе 2001 года) отмечаются и летом.

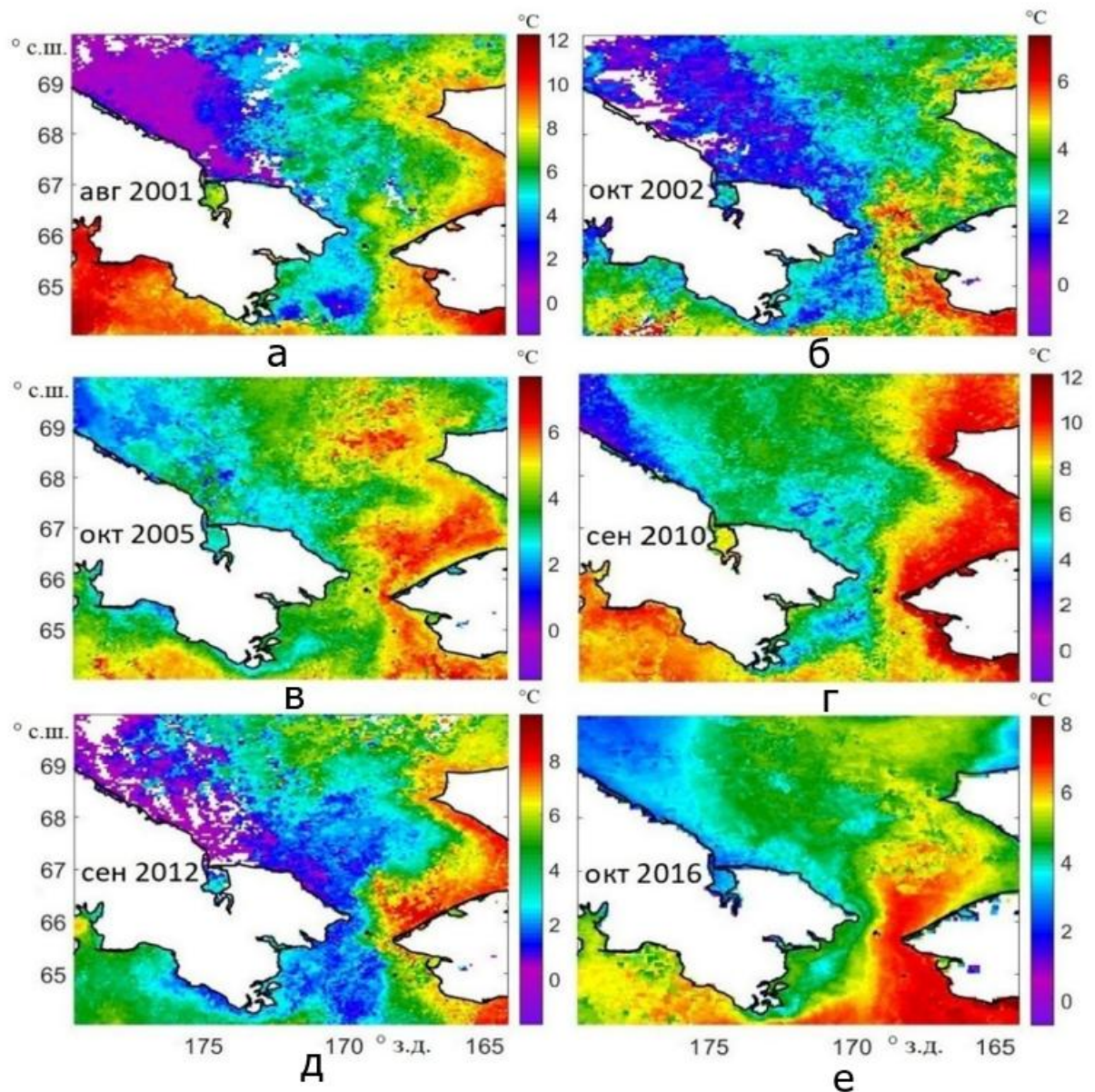


Рисунок 2.17 – Среднемесячные карты температуры, демонстрирующие проникновение холодных вод арктического происхождения в восточную часть Берингова пролива

Проведённый анализ полей температуры поверхности моря и геострофических течений указывает на наличие устойчивой связи между величиной меридиональной компоненты скорости течений через Берингов пролив и интенсивностью ВСТ. Дополнительное подтверждение данной взаимосвязи представлено на Рисунке 2.18, где изображена карта коэффициентов корреляции

между усреднённой меридиональной компонентой скорости в Беринговом проливе и зональной (восточной) компонентой скорости течений в акватории Чукотского моря.

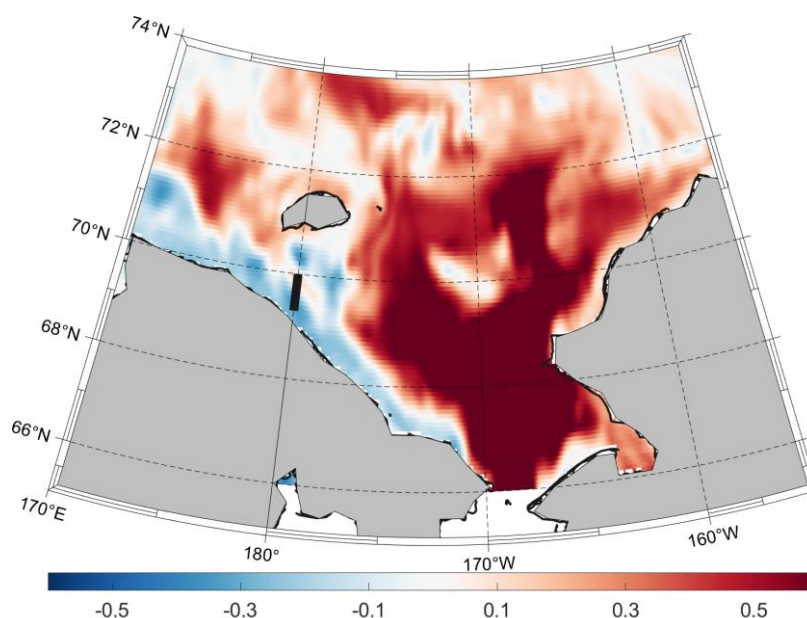


Рисунок 2.18 – Карта коэффициента корреляции средней по долготе меридиональной скорости течения в Беринговом проливе с зональной компонентой течений в акватории Чукотского моря (Черной линией нанесен разрез для исследования зональной скорости Восточно-Сибирского течения по данным реанализа)

Для устранения высокочастотных колебаний временные ряды скоростей были сглажены с использованием однолетнего скользящего среднего. В результате анализа выявлены зоны с повышенными значениями отрицательной корреляции, достигающими по модулю 0,7, преимущественно в прибрежной части Сибирского сектора Чукотского моря. Это свидетельствует о выраженном влиянии ВСТ на межгодовую изменчивость меридиональной компоненты скорости течений в Беринговом проливе.

На Рисунке 2.18 черной линией показан разрез, вдоль которого проведено усреднение зональной компоненты скорости с целью оценки межгодовой изменчивости ВСТ.

Временная изменчивость скорости ВСТ, полученная по зональному разрезу и сглаженная однолетним скользящим средним, представлена на Рисунке 2.15 (штрихованная линия). Анализ графика позволяет выделить периоды, в течение которых наблюдается обратная зависимость между интенсивностью ВСТ и меридиональной компонентой течений в Беринговом проливе. Так, увеличение скорости ВСТ в прибрежной зоне Чукотского моря в 2001–2002 и 2012 годах сопровождалось заметным снижением меридиональной компоненты скорости в проливе. В противоположность этому, ослабление течения в периоды 1997, 2006 и 2014 годов, напротив, совпадало с увеличением меридиональной компоненты в Беринговом проливе.

Кроме анализа временной изменчивости на среднемесячных и годовых масштабах, был проведен анализ новейших данных спутника SWOT с более высоким временным и пространственным разрешением. Результаты показывают, что связь между ослаблением ВСТ и усилением потока в Беринговом проливе наблюдается на масштабах менее месяца. На Рисунке 2.19, а можно наблюдать поле скорости течений в Чукотском море, где обозначены области для осреднения скорости течений. На рисунке 2.19, б демонстрируется связь между ВСТ и меридиональной компонентой скорости в Беринговом проливе. В данном случае в период с августа по ноябрь 2023 значения коэффициента обратной корреляции, осредненные во временных окнах 10 дней, составили – 0,68.

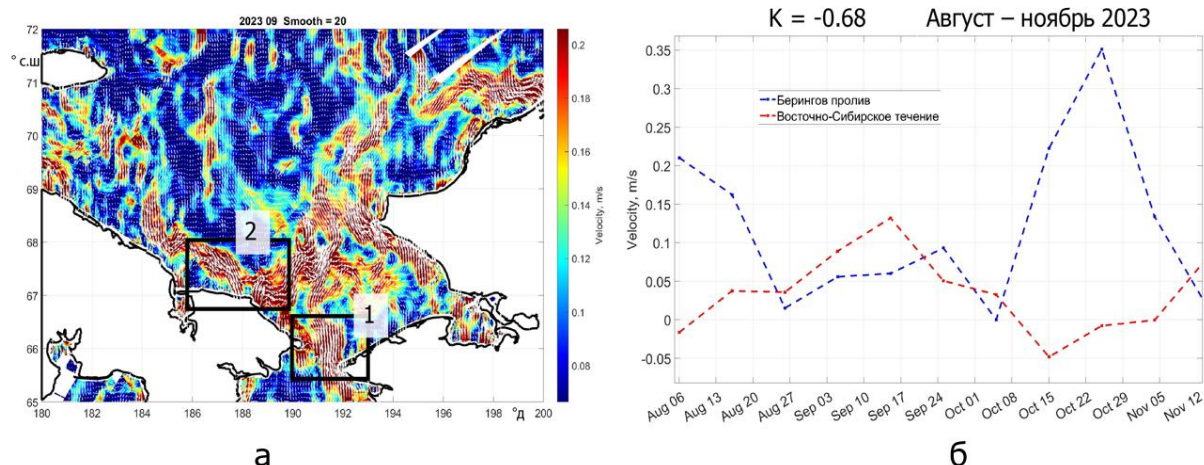


Рисунок 2.19 – Поле скорости течений, осредненное для сентября 2023.

Прямоугольниками выделены области осреднения (а); Изменчивость зональной компоненты скорости Восточно-Сибирского течения (область 2) и меридиональной компоненты течений в Беринговом проливе (область 1), осредненные каждые 10 дней (б)

На основе данных реанализа GLORYS12v1 также можно четко отследить изменчивость ВСТ. Результаты ранних исследований показывают, что усиление данного течения происходит в безледный период, определяемый для Чукотского моря как промежуток с июня по октябрь.

Согласно Рисунку 2.20 в 2012 году средний модуль ВСТ у побережья Чукотки достигает 0,2–0,3 м/с. ВСТ так же наблюдается в виде заметного снижения меридиональной компоненты течений к востоку и югу от острова Врангеля с величинами до 0,15 м/с. Скорости в восточной части Берингова пролива направлены на север и достигают значений выше 0,4 м/с, однако в его западной части наблюдается значительное ослабление течения и изменение направления на юг. В 2015 году по всей ширине Берингова пролива были заметны высокие значения меридиональной компоненты скорости. Явно выраженного ВСТ не наблюдалось. Течения у острова Врангеля незначительны (значения модуля менее 0,05 м/с). Различия в периодах интенсификации ВСТ наиболее заметны на картах аномалий скорости на глубине 13,5 м в западной части Чукотского моря,

представленные на Рисунке 2.21. Аномалии скорости за конкретный месяц рассчитываются как векторная разность между среднемесячным вектором скорости и вектором скорости, осреднённым за весь рассматриваемый период. Основной особенностью является наличие выраженных аномалий скорости течения у западного берега акватории в 2002, 2012 и 2016 гг. (Рисунок 2.21, г–д).

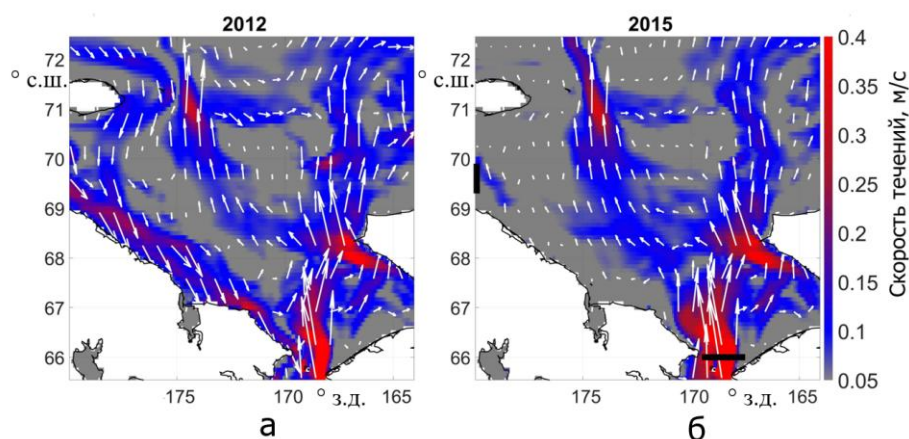


Рисунок 2.20 – Карты скоростей течений на глубине 0,5 м, усреднённые за период с июля по октябрь для 2012 г. (а) и 2015 г. (б) (Чёрные линии обозначают разрезы, используемые для оценки изменчивости течений в Беринговом проливе и ВСТ)

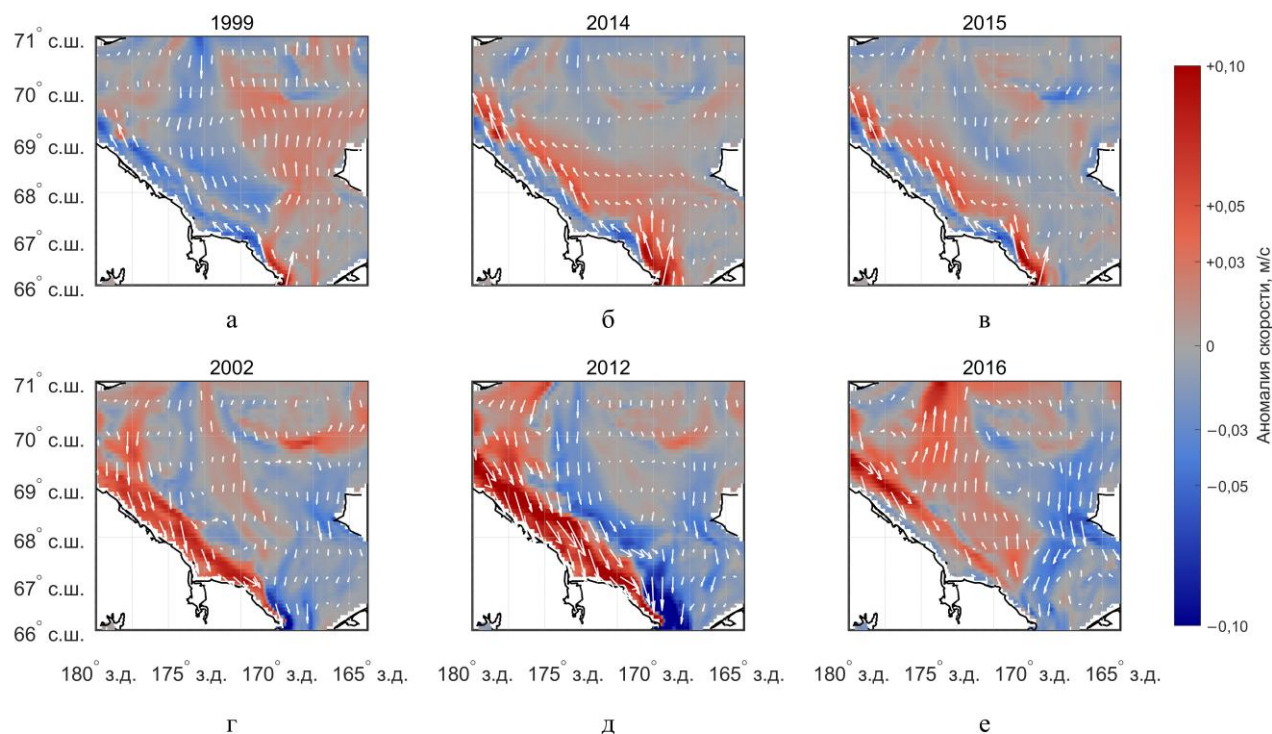


Рисунок 2.21 – Аномалии скорости течений на глубине 13,5 м, усредненные за период с июля по октябрь для годов с максимальными значениями меридиональной компоненты течений в Беринговом проливе: 1999 (а), 2014 (б), 2015 (в) и минимальным: 2002 (г), 2012 (д), 2016 (е)

Значения аномалий скорости течений достигают 0,1 м/с и существенно отличаются по местоположению. Например, в 2012 году ширина области с аномалиями выше 0,1 м/с была вдвое больше, чем в другие годы. Противоположное поле аномалий наблюдалось в 1999, 2014–2015 годах, как показано на Рисунке 2.21, а–в. В эти периоды аномалии скорости, направленные на северо-запад, наблюдались в прибрежной зоне Чукотского полуострова, что указывает на ослабление ВСТ. При этом аномалии в Беринговом проливе направлены на север, что косвенно свидетельствует об усилении переноса через Берингов пролив на север.

Анализ профилей средних за июль–октябрь скоростей на разрезе показывает (Рисунок 2.22), что характерные особенности циркуляции прослеживаются по всей глубине. В среднем за все годы зональные скорости течения составляют около 0,04

м/с, что близко к оценкам [Pavlov et al., 1996]. Вместе с этим в 2016 и 2012 гг. средние за безледный период величины возрастают до 0,12 – 0,14 м/с и до 0,07 м/с в 2002 г. Ослабление ВСТ фиксируется до значений минус 0,05 м/с (западное направление) в 1999, 2014, 2015 гг.

Рисунок 2.23 демонстрирует сезонную изменчивость аномалий скорости течений в Беринговом проливе и ВСТ в 2015 и 2016 годах, когда наблюдались противоположные типы циркуляции. Основные различия между разрезами заметны в основном в период отсутствия льда. В июле–августе 2015 года в Беринговом проливе наблюдались высокие значения меридиональной компоненты аномалий скорости (Рисунок 2.23, а), значения которых достигали 0,2 м/с. В сентябре и ноябре фиксируется снижение меридиональной компоненты скорости. В это время вдоль разреза ВСТ (Рисунок 2.23, б) с середины июня до конца августа проявлялись отрицательные зональные компоненты аномалии скорости со значениями выше 0,07 м/с. Это сочетание аномалий течений в Беринговом проливе и ВСТ указывает на проникновение тихоокеанских вод в северо-западную часть Чукотского моря. Позже, в ноябре 2015 года (рисунок 2.23, б), знак меридиональной составляющей аномалий ВСТ изменился, и на всём разрезе фиксировались значения от 0,1 до 0,8 м/с. Это совпало с отрицательными аномалиями меридиональной компоненты скорости в Беринговом проливе, что подчёркивает взаимосвязь между ВСТ и течениями в проливе.

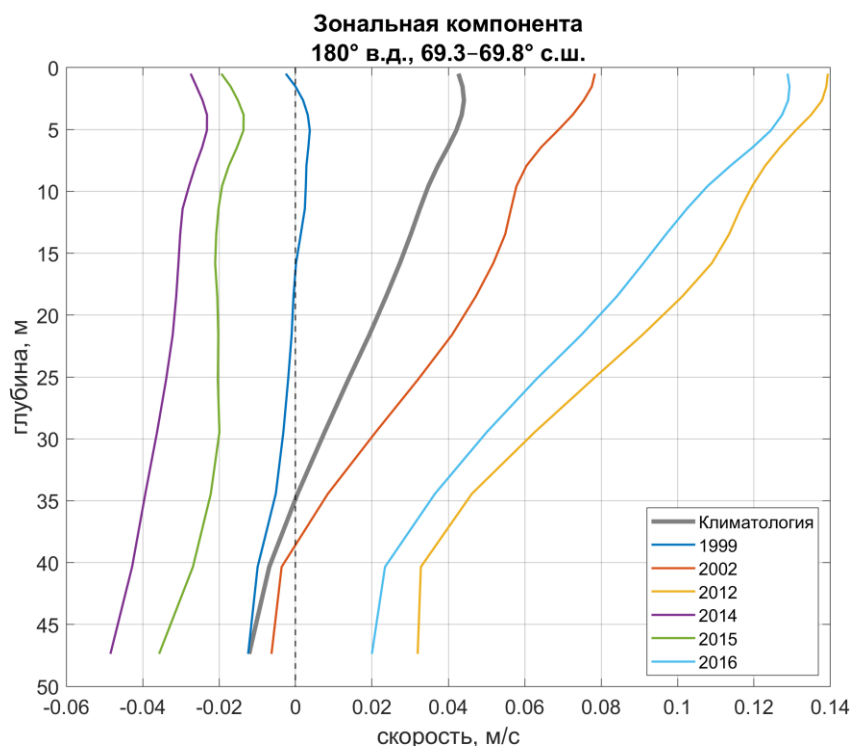


Рисунок 2.22 – Осредненные на разрезе профили зональной компоненты скорости ВСТ с максимальными скоростями ВСТ (2002, 2012, 2016) и минимальными (1999, 2014, 2015) в июле–октябре

Главная особенность течений в Беринговом проливе в 2016 году (Рисунок 2.23, в) заключается в наличии отрицательных меридиональных компонент аномалий, которые сохранялись с июня по сентябрь и превышали значения минус 0,2 м/с. В то же время на Рисунке 2.23, г видно, что на большинстве участков разреза ВСТ значения аномалии больше нуля и находились в диапазоне от 0,05 до 0,1 м/с, что говорит об усилении восточного переноса. Сравнение Рисунков 2.23, в и 2.23, г подтверждает наличие взаимосвязи: при увеличении положительных аномалий ВСТ происходит понижение меридиональной компоненты аномалий в Беринговом проливе. Примечательным было изменение знака меридиональной составляющей аномалий в октябре, связанное с резким изменением направления и силы ветра. В августе–сентябре преобладали северные ветра с модулем не более 3 м/с южнее 72° с.ш., тогда как в октябре наблюдался юго-восточный ветер со

скоростью свыше 6 м/с (не показано). Отметим, что как в 2016, так и в 2015 году в течение большей части безлёдного периода сохранялась согласованность знаков аномалий в обоих разрезах.

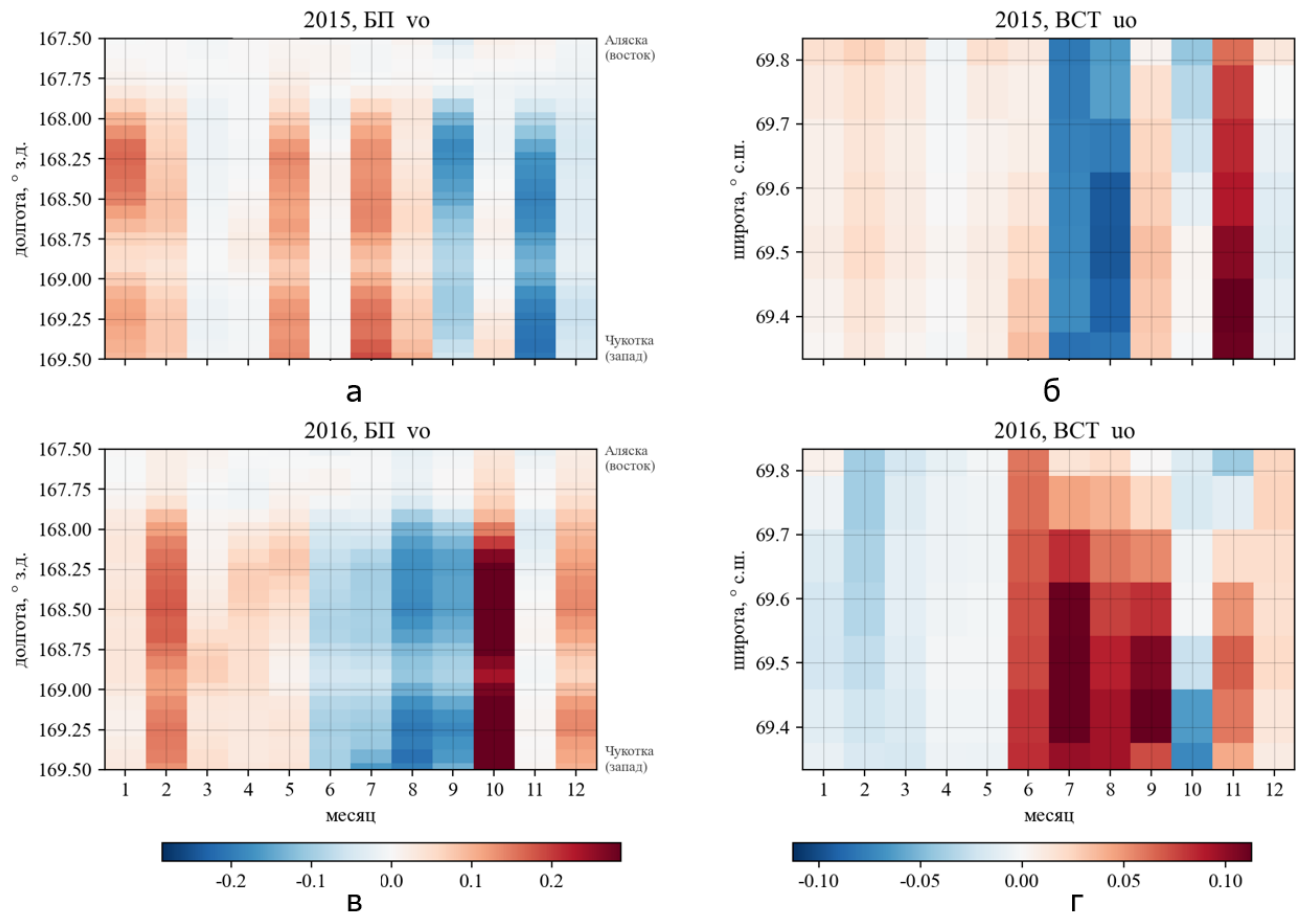


Рисунок 2.23 – Изменчивость аномалий скорости течений, осредненная по глубине для каждого месяца: меридиональная составляющая вдоль разреза по 66° с.ш. в БП (а, в) (положительные значения соответствуют северному направлению) и зональная составляющая вдоль разреза по 180° з.д. (б, г) (положительные значения соответствуют восточному направлению) в 2015 (а, б) и 2016 (в, г) гг.

Перенос воды (F) и соли (F_s) рассчитывается по следующим формулам:

$$F = V s, \quad (2.3)$$

$$F_s = \rho S_w F, \quad (2.4)$$

где F и F_s выражены в Св ($10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) и кг/с соответственно;

V – средняя скорость течения в сечении (м/с);

s – площадь поперечного сечения (м^2);

S_w – средняя соленость в сечении;

ρ – плотность морской воды.

Плотность морской воды рассчитывалась с использованием уравнения состояния TEOS-10. Перед осреднением на горизонтах производилась интерполяция данных реанализа на равномерный по глубине ряд с шагом 1 м.

Рисунок 2.24, а демонстрирует оценки межгодовой изменчивости меридионального переноса в Беринговом проливе и зонального переноса ВСТ. Средние значения переноса составили 1,18 Св в Беринговом проливе и 0,04 Св для ВСТ. Перенос ВСТ редко превышал 0,1 Св (10 лет из 32, максимум 0,23 Св, Рисунок 2.24, а). Эти результаты согласуются с предыдущими исследованиями, в которых сообщалось о значениях переноса от 0,1 Св [Kinney et al., 2022] до 0,3 Св [Weingartner et al., 1999]. Максимальные значения зонального переноса ВСТ наблюдались в 1994, 2002–2003, 2005, 2008, 2012, 2016 и 2018 гг. Среди них особенно выделяются 1994, 2012 и 2016 гг., когда восточный перенос достигал 0,14–0,2 Св. В такие годы фиксировалось ослабление переноса в Беринговом проливе. Например, в 1994 г. перенос ВСТ увеличился на 0,12 Св относительно среднего, тогда как перенос в проливе уменьшился на 0,28 Св. В 2012 г. перенос ВСТ увеличился на 0,2 Св, а в проливе уменьшился на 0,42 Св. Минимальные

значения зонального переноса наблюдались в 1995–1996, 1998–1999, 2011 и 2013–2015 гг., когда направление переноса менялось на западное со значениями до $-0,12$ Св. В эти же годы северный перенос в Беринговом проливе возрастал до $1,38$ – $1,42$ Св, что на $0,2$ – $0,25$ Св выше среднего. Эти результаты показывают, что изменения переноса в обоих разрезах имеют сопоставимые величины аномалий переноса (средние значение за год минус среднее за весь период). Таким образом, при увеличении (уменьшении) переноса ВСТ наблюдается сопоставимое по порядку уменьшение (увеличение) северного переноса в Беринговом проливе. Коэффициент корреляции (K) между рядами изменчивости переноса составляет $-0,71$ (Рисунок 2.24, б).

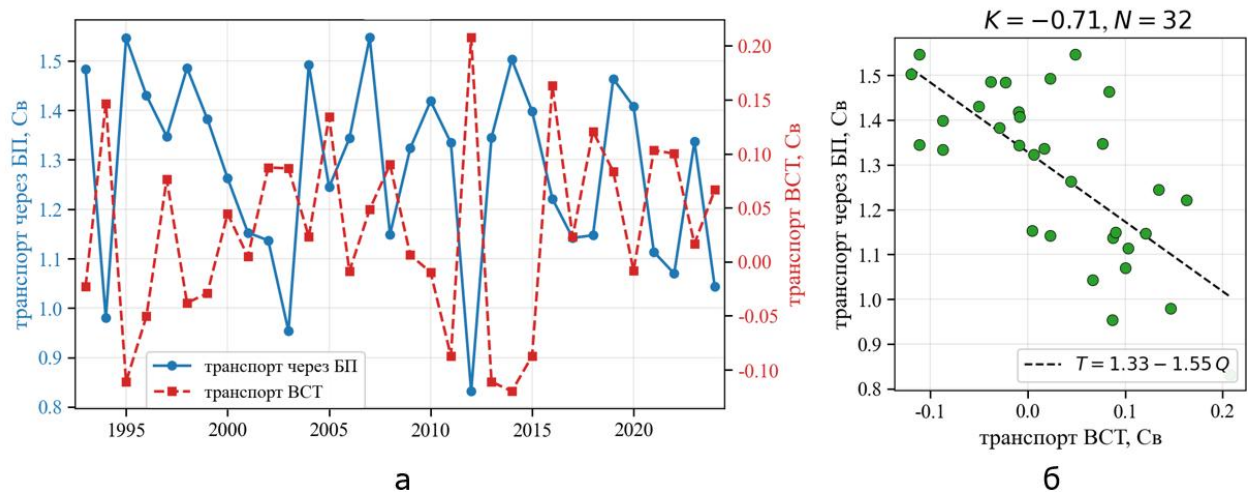


Рисунок 2.24 – Межгодовая изменчивость переноса через Берингов пролив (БП) по разрезу вдоль 66° с.ш. и ВСТ, усреднённая за период с июля по октябрь, по разрезу вдоль 180° з.д. (а); Диаграмма рассеяния, показывающая взаимосвязь между переносом в Беринговом проливе (разрез вдоль 66° с.ш.) и ВСТ (разрез вдоль 180° з.д.) (б)

Наконец, используя данные круглогодичных заякоренных измерителей течений в Беринговом проливе и данные реанализа GLORYS12v1, рассчитан профиль коэффициента корреляции межгодовой изменчивости меридиональной компоненты течений и зональной компоненты ВСТ, осредненный в июле–октябре.

Результаты на рисунке 2.25 показывают, что в летний период на глубине более 10 м изменчивость ВСТ оказывает существенное влияние на изменчивость течений в Беринговом Проливе ($K = \text{минус } 0,7$).

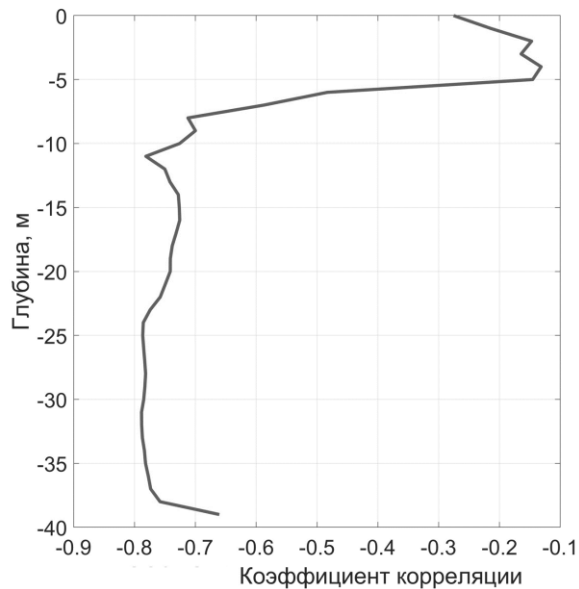


Рисунок 2.25 – Профиль коэффициента корреляции межгодовой изменчивости меридиональной компоненты течений в Беринговом проливе и зональной компоненты ВСТ, осредненный в июле–октябре

2.3 Влияние Восточно-Сибирского течения на распространение тихоокеанских вод в Чукотском море

В данном подразделе выполняется оценка распространения вод, поступающих через Берингов пролив, а также влияния на этот процесс Восточно-Сибирского течения.

На рис. 2.26 показана максимальная глубина берингоморских летних вод (БЛВ) в Чукотском море за июль–октябрь по данным реанализа GLORYS12v1. По этим картам выделяются западный и восточный типы распространения БЛВ. Западный тип — 1997 и 2015 гг. (Рисунок 2.26, а, б), восточный — 2012 и 2016 гг. (Рисунок 2.26, в, г).

В 1997 и 2015 гг. БЛВ заполняли пролив Лонга, окружали о. Врангеля и прослеживались западнее от 180° до 168° в.д., в восточную часть Восточно-Сибирского моря. На северо-западном шельфе Чукотского моря их максимальная глубина была около 30 м и местами достигала 40 м. Во всех четырёх годах поле доходит до 72° с.ш.

При восточном типе БЛВ смещены к востоку. В 2012 г. их распространение ограничено примерно 177° в.д., в 2016 г. — примерно 174° в.д. В проливе Лонга БЛВ также наблюдаются, максимальная глубина около 30 м. У западного побережья Чукотского полуострова они занимают меньшую площадь, чем в 1997 и 2015 гг. В центральной части моря, около 68° с.ш. и 170° з.д., БЛВ есть при обоих типах, и максимальная глубина в этой области составляет 45–55 м.

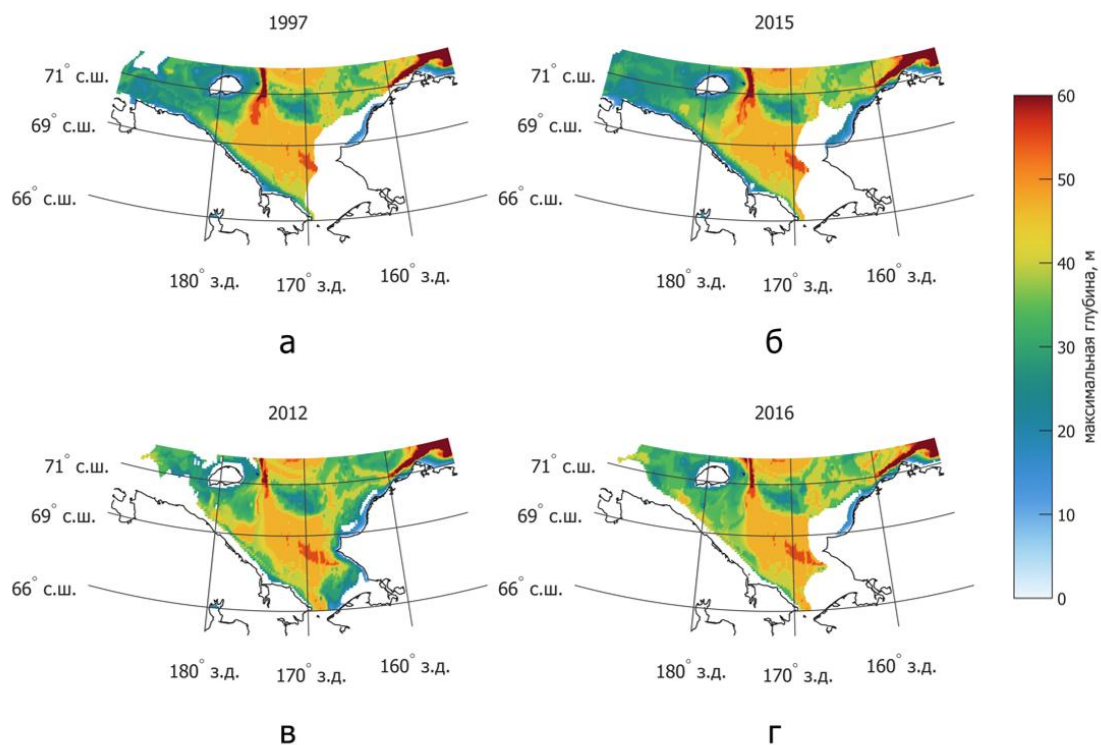


Рисунок 2.26 –Распределение максимальных глубин берингоморских летних вод (БЛВ), осредненных за июль–октябрь западный (а, б) и восточные (в, г) типы

Хотя АПВ обычно локализуются восточнее БЛВ и редко встречаются на западе шельфа, их распространение также сильно изменчиво. В 1997 и 2015 гг. (Рисунок 2.27, а, б) БЛВ присутствовали по всему шельфу до $72,5^{\circ}$ с.ш., достигая глубин более 50 м в центральной части моря. Однако по судовым данным БЛВ редко встречаются в каньоне Геральд и проливе Лонга. Отмечено их присутствие в виде линз длиной около 10 км на глубинах 20–30 м. Детальный анализ таких структур затруднён при использовании данных реанализа, однако наблюдаемые в настоящей работе крупномасштабные закономерности соответствуют результатам натурных измерений (см. Рисунок 8 в [Pisareva et al., 2015a]).

Еще большая разница между ареалами распространения наблюдается на картах АПВ (Рисунок 2.27). В 1997, 2015 гг. распространение АПВ фиксируется практически по всей акватории до $72,5^{\circ}$ с.ш. Причем в 2011 г они не доходят на поверхности до 180° з.д. Отметим довольно большие глубины залегания АПВ в центральной части моря (до 60 м) и значительное сокращение площади вод с глубиной залегания АПВ около 40 м в 2016 и 2012 гг. В то же время граница их распространения на запад в 2016 г проходит по 175° з.д. Похожая ситуация происходит в 2012 г., однако в этот год наблюдается еще большее оттеснение АПВ на восток до 173° з.д. и существенное уменьшение распространения на север до $71,5^{\circ}$ с.ш.

Следует отметить, что объёмное содержание тихоокеанских вод зависит от переноса воды в месяцы, предшествующие свободному от льда периоду. Кроме того, гидрологические характеристики могут сглаживаться при усреднении по месяцам, что потенциально приводит к «исчезновению» БЛВ в восточной части Чукотского моря. Также в этих районах вода может уже быть перемешана. На идентификацию водных масс влияют и климатические тенденции, а также неучтённые типы вод, такие как остаточная зимняя вода (ОЗВ) и новая зимняя вода

(НВЗМ). Однако в свободный от льда период эти воды не являются доминирующими и чаще всего наблюдаются в глубоководной части моря. Таким образом, особенности распределения АПВ и БЛВ позволяют выделить тот или иной тип в большинстве лет.

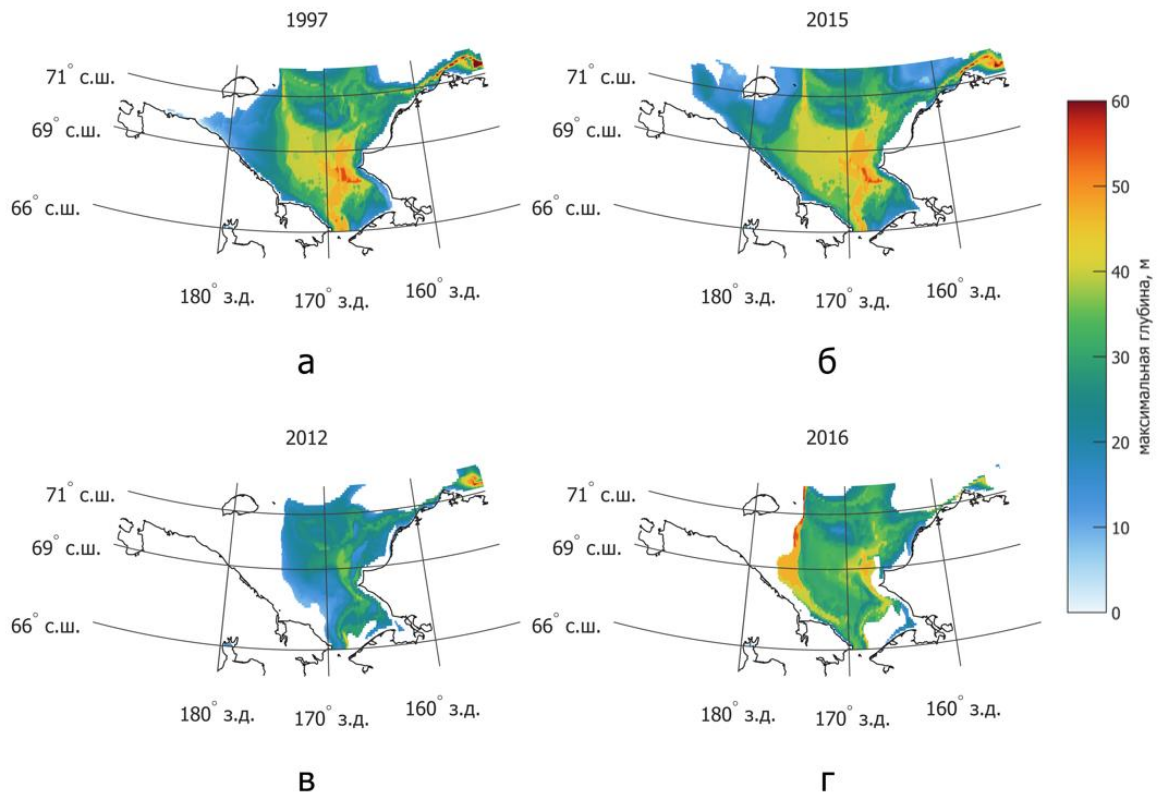


Рисунок 2.27 – Распределение максимальных глубин аляскинской прибрежной воды (АПВ), осредненных за июль–октябрь западный (а, б) и восточные типы (в, г)

Стоит отметить, что предложенная типизация имеет аналоги в литературе. В работе [Кулаков, 1993], посвящённой моделированию циркуляции Чукотского моря на основе четырёх барических ситуаций восточного района Арктики, выделены режимы, близкие к описанным выше: западный тип распределения БЛВ и солёности соответствует тихоокеанскому транзитному (антициклоническому) типу, при котором тихоокеанские воды транзитом распространяются на северо-запад вдоль побережья и достигают пролива Лонга, тогда как восточный тип

соответствует циклоническому режиму с перераспределением водных масс в центральную часть моря. Принципиальное отличие предложенного подхода состоит в том, что переключение между типами связывается не только с локальным атмосферным форсингом над Чукотским морем, но и с внешним шельфовым воздействием со стороны Восточно-Сибирского моря. Именно изменчивость шельфовой циркуляции Восточно-Сибирского моря определяет, какой из типов реализуется в конкретный период, обуславливая западное или восточное направление распространения берингоморских вод через Чукотский шельф.

2.4 Влияние Восточно-Сибирского течения на изменчивость солёности Чукотского моря

Поскольку воды, переносимые течением, подвержены влиянию речного стока, важной задачей является оценка переноса соли, а также влияние этого течения на среднюю солёность Чукотского моря. Для этого необходимо определить особенности ее пространственно-временной изменчивости.

Данные SMAP, предоставляющие информацию о поверхностной солёности, в зимний период оказываются недоступными для большей части акватории из-за значительного ледового покрова. В связи с этим в данном исследовании анализировалась изменчивость солёности в безлёдный период — с июля по октябрь для Чукотского моря и с августа по октябрь для Морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Рисунок 2.28, а демонстрирует среднее поле поверхностной солёности по спутниковым данным SMAP. Чётко прослеживаются области повышенной солёности (до 32–33 ПЕС) в южной части шельфа Чукотского моря, находящиеся под влиянием солёных тихоокеанских вод. По мере увеличения широты значения солёности снижаются вследствие смешения тихоокеанских и арктических вод. В восточной части Чукотского моря — от Берингова пролива до побережья Аляски — наблюдаются зоны пониженной солёности (~30–31 ПЕС), что связано

преимущественно с распространением Аляскинского прибрежного течения из Берингова моря. Наиболее значительное снижение солёности (менее 24 ПЕС) зафиксировано в северных районах и обусловлено процессами таяния льдов. Карта стандартного отклонения солёности Чукотского моря (Рисунок 2.28, б) показывает, что наиболее существенные вариации солёности (превышающие 5 ПЕС) наблюдаются к северу от 73° с.ш. При этом значительная изменчивость в распределении поверхностной солёности отмечается также в западной части моря — вблизи побережья Чукотского полуострова, где значения стандартного отклонения сопоставимы по величине.

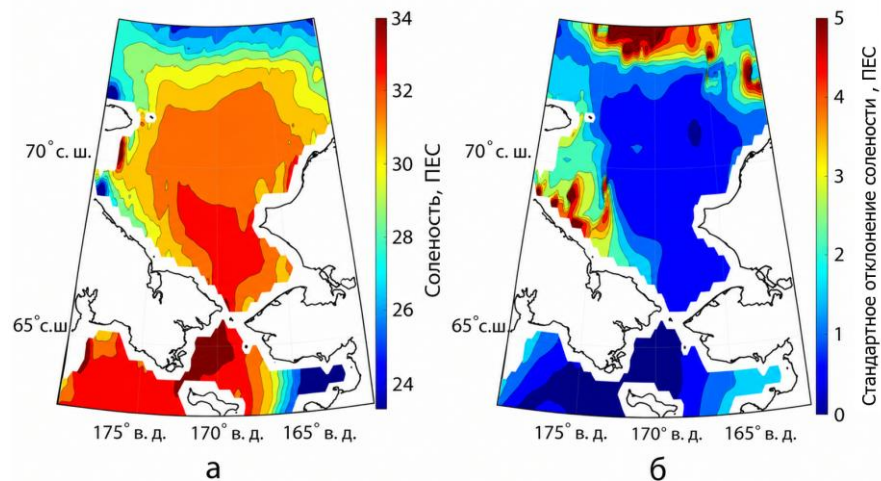


Рисунок 2.28 – Средняя поверхностная солёность (а); стандартное отклонение поверхностной солёности (б) за период с июля по октябрь 2015–2020 по данным спутника SMAP

На рисунке 2.29 отмечается значительная межгодовая изменчивость распределения поверхностной солёности в Чукотском море. Как и с распределением водных масс предлагается выделять два типа распределения повышенных значений поверхностной солёности: западный и восточный. В 2015 и 2020 годах отмечалась вытянутая область с солёностью 32–33 ПЕС, простирающаяся от западной части Берингова пролива до 70° с.ш. к югу от острова Врангеля, что соответствует западному типу. В период восточного типа (2016–2018 гг.) область повышенной солёности смещалась к востоку, тогда как районы с

пониженной соленостью (до 29–30 ПЕС) располагались в прибрежной части Чукотского полуострова.

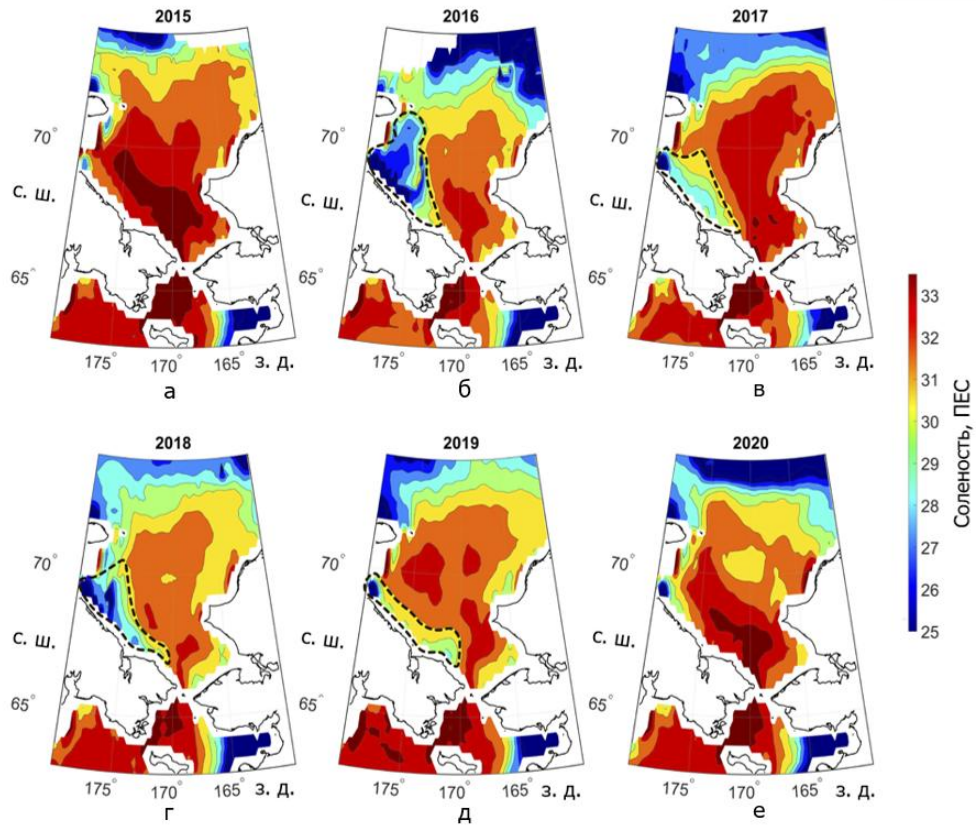


Рисунок 2.29 – Карты поверхностной солености осредненные за август–ноябрь 2015–2020 по данным SMAP (черными линиями обозначены области пониженной солености)

Различия между полями солености более четко видны на Рисунке 2.30, где представлены карты аномалий средней солености для каждого года относительно среднего поля за весь период наблюдений. Наиболее выраженной особенностью являются повышенные значения аномалий в 2015 году (Рисунок 2.30, а). В центральной части они редко превышают 1 ПЕС, тогда как в западных и северных районах моря достигают 2–3 ПЕС. В 2016 году (Рисунок 2.30, б) распределение аномалий стало противоположным: северная часть моря и прибрежные воды Чукотского полуострова оказались с отрицательными аномалиями (более 3 ПЕС). Выраженные отрицательные аномалии в западной части моря прослеживались

также в 2017 (Рисунок 2.30, в) и 2018 годах (Рисунок 2.30, г), хотя и не были столь обширными, как в 2016 году.

Как видно на Рисунке 2.30, д в 2019 году наблюдались как положительные, так и отрицательные аномалии. Максимумы отрицательных аномалий располагались в районе $170\text{--}173^\circ$ з.д. (к юго-востоку от области повышенных аномалий вдоль побережья на $174\text{--}179^\circ$ з.д.). Это позволяет сделать вывод, что в 2019 году проявились черты обоих типов – восточного с областями пониженной солености к западу от Берингова пролива и западного с повышенными аномалиями солености к югу от острова Врангеля. В 2020 году были зафиксированы положительные аномалии солености (1,5–2,7 ПЕС), наблюдавшиеся на расстоянии около 100 км от западного побережья Чукотки, с постепенным уменьшением значений в северо-восточном направлении (Рисунок 2.30, е).

Данные SMAP содержат достаточно точную информацию о солёности, но их недостатком является ограниченный по времени ряд. Реанализ GLORYS12v1 доступный с 1993 г. дополняет настоящее исследование. Согласно спутниковым данным и данным реанализа GLORYS12v1, были зафиксированы два различных типа распределения солёности. Западный тип наблюдался, например, в 2011, 2014 и 2015 годах (Рисунок 2.31, г–е), когда воды с солёностью выше 31 ПЕС занимали территорию от Берингова пролива до примерно 72° с.ш. по всей акватории Чукотского моря. Области с пониженной солёностью отмечались только в заливе Коцебу и на более высоких широтах, где усиливается влияние таяния льда. Примеры восточного типа отмечены в 2002, 2012 и 2016 годах (Рисунок 2.31, а–в). В этом случае солёные воды смещаются к востоку, а максимальная солёность не превышает 31 ПЕС. В промежутке между меридианом 180° з.д. и положением изохалины 31 ПЕС наблюдается слой опресненных вод (от 18 до 30 ПЕС) протяжённостью более 190 км.

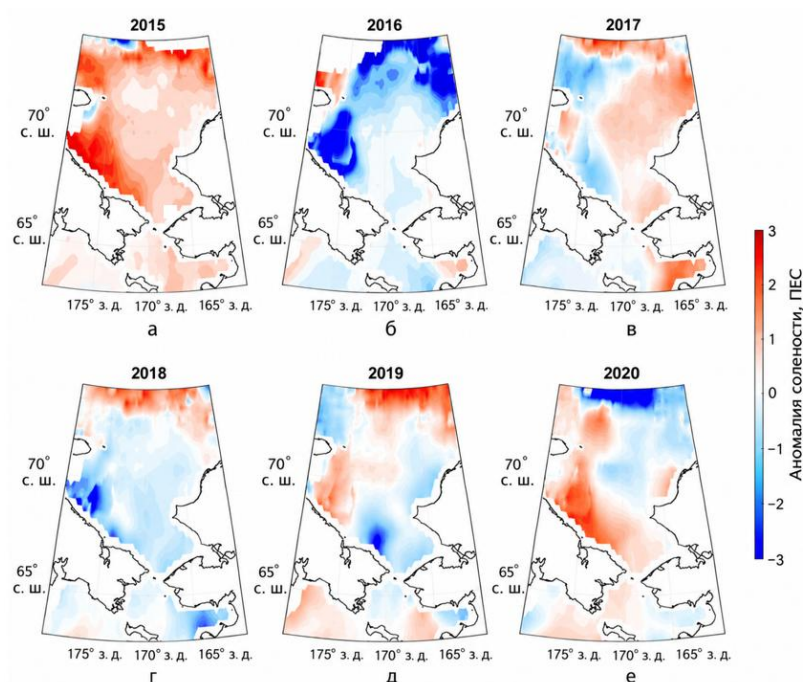


Рисунок 2.30 – Карты аномалий солёности, усреднённые за период с июля по октябрь 2015–2020 гг. на основе данных SMAP

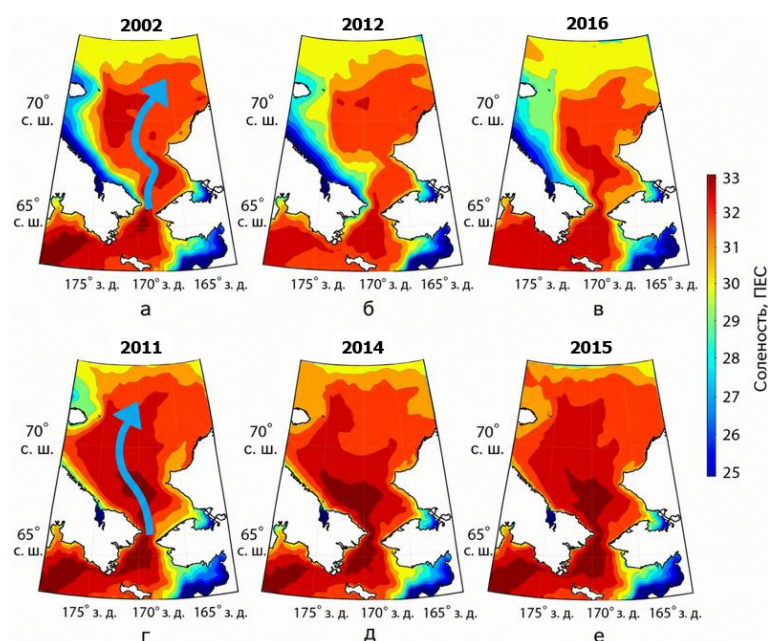


Рисунок 2.31 – Карты солёности на глубине 0,5 м, усреднённые за период с июля по октябрь, для западного типа (а-в); для восточного типа (г-е), по данным реанализа GLORYS12v1 (стрелками показано движение вод тихоокеанского происхождения с высокой солёностью)

На Рисунке 2.32 представлена межгодовая изменчивость средней солёности Чукотского моря. Вариации средней солёности в целом согласуются между различными типами данных. В 2017 и 2018 годах разница между данными SMAP и GLORYS12v1 не превышала 0,1 ПЕС. Схожая межгодовая изменчивость солёности прослеживается на всём доступном временном интервале с 2015 по 2019 год. Например, в 2015 году для всех типов данных наблюдалось повышение солёности, тогда как в 2016 году её значения снизились. Следует отметить, что данные реанализа представлены на глубине 0,5 м, тогда как SMAP предоставляет информацию о солёности на поверхности моря. Как видно, описанные выше особенности напрямую влияют на общую солёность моря. Во время западного типа в 2011 и 2015 годах максимум средней солёности фиксировался как на глубине 0,5 м, так и в усреднённой по глубине изменчивости. В 2002, 2012 и 2016 годах наблюдалось снижение примерно на $\sim 1,5$ ПЕС на глубине 0,5 м и на $\sim 0,5$ ПЕС в усреднённых по глубине значениях. График межгодовой изменчивости переноса солёности в Беринговом проливе и ВСТ (меридиональных и зональный разрезы) представлен на Рисунке 2.33. Отмечаются периоды усиления ВСТ, когда перенос солёности возрастал от 3 до $8,3 \times 10^3$ кг/с, одновременно с уменьшением переноса через Берингов пролив до 17×10^3 кг/с. Таким образом, оба фактора взаимосвязаны и приводят к согласованным изменениям солёности вод Чукотского моря. Восточно-Сибирское течение (ВСТ) переносит арктические пресные воды с запада на восток, что приводит к снижению солёности в западной части моря. Одновременно наблюдается уменьшение поступления солёных тихоокеанских вод в южную часть Чукотского моря.

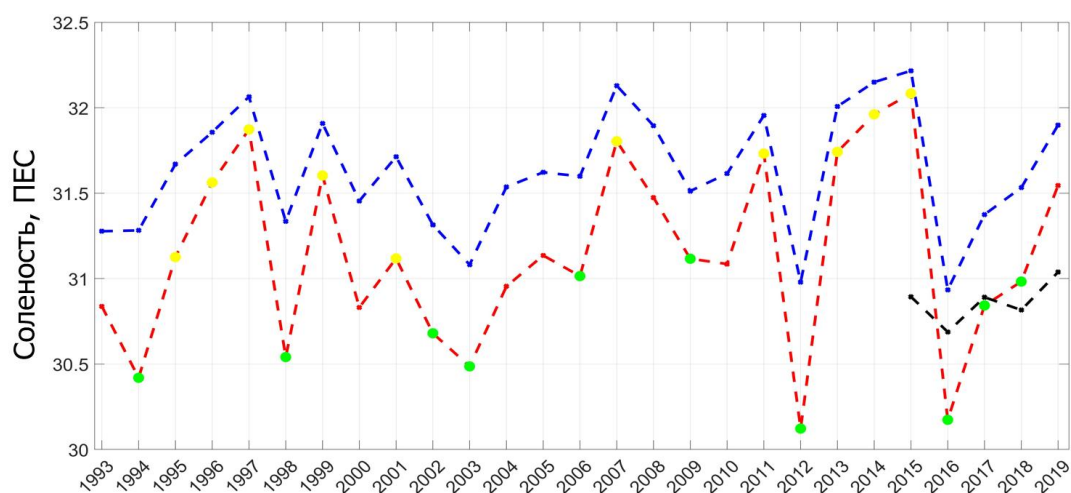


Рисунок 2.32 – Межгодовая изменчивость солёности на глубине 0,5 м (красная кривая), осредненная по глубине солёность (синяя кривая) и поверхностная солёность по данным SMAP (чёрная кривая), усреднённые за период с июля по октябрь в районе 163–179° з.д. и 67–72° с.ш. (точки указывают на западный тип (жёлтые) и восточный тип (зелёные) согласно данным о солёности из реанализа GLORYS12v1)

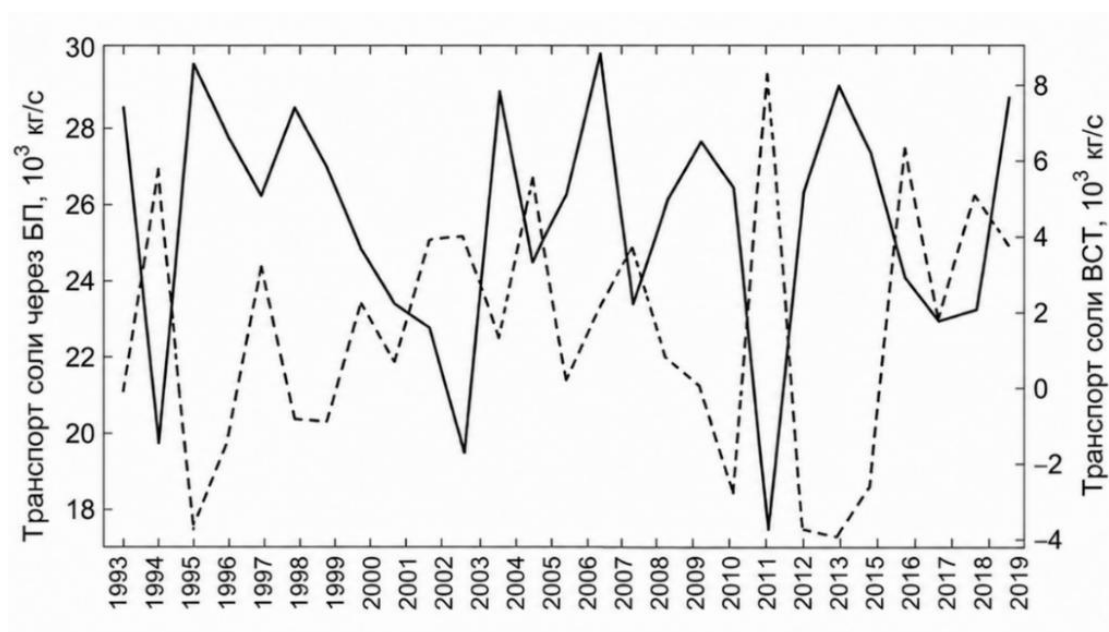


Рисунок 2.33 – Межгодовая изменчивость переноса соли через Берингов пролив (штрихованной) и ВСТ в меридиональном разрезе по 180° з.д. (сплошной), усреднённая за период с июля по октябрь

2.5 Связь изменчивости ветрового режима с течением в Беринговом проливе

Анализ влияния ветрового режима на водообмен в Беринговом проливе включал расчет коэффициентов корреляции между рядами северных течений в проливе и компонентами скорости ветра с использованием однолетнего сглаживающего фильтра (Рисунок 2.34). Наибольшие значения корреляции наблюдаются не в районе самого пролива, а севернее Новосибирских островов, что согласуется с выводами исследований, обнаруживших в этом регионе сильную взаимосвязь между уровнем моря и интенсивностью потока через Берингов пролив по данным гравиметрии [Peralta-Ferriz, Woodgate, 2017] и модельным расчетам [Nguyen A. T et al., 2020]. Результаты корреляционного анализа свидетельствуют, что усиление северо-западных ветров приводит к увеличению воднообмена через пролив.

Восточно-Сибирское течение, формирующееся в прибрежной зоне, возникает в результате взаимодействия плотностных течений, обусловленных речным стоком в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, и ветрового воздействия [Weingartner et al., 1999]. Северо-западные ветры вызывают экмановский перенос с отклонением относительно ветра на 60° вправо, что способствует западному переносу опресненных речных вод [Zatsepin et al., 2015; Kubryakov et al., 2016]. Это приводит к ослаблению поступления пресных вод в направлении пролива, уменьшению градиентов солености и отклонению Восточно-Сибирского течения от береговой линии. В результате течение не достигает пролива, что усиливает поступление тихоокеанских вод в северном направлении. В противоположной ситуации при юго-восточных ветрах усиливается восточный перенос опресненных вод, интенсифицируется Восточно-Сибирское течение, которое проникает в пролив.

Как видно на рисунке 2.34, корреляционная связь между потоком тихоокеанских вод и локальной скоростью ветра непосредственно над проливом на межгодовых масштабах выражена значительно слабее (коэффициенты корреляции 0,2–0,3). Это указывает на существенно меньшее влияние локальных ветров на скорость геострофических течений в проливе по сравнению с ветром над Восточно-Сибирским морем. При этом локальные ветры могут формировать интенсивные баротропные дрейфовые течения, которые не фиксируются альтиметрическими измерениями.

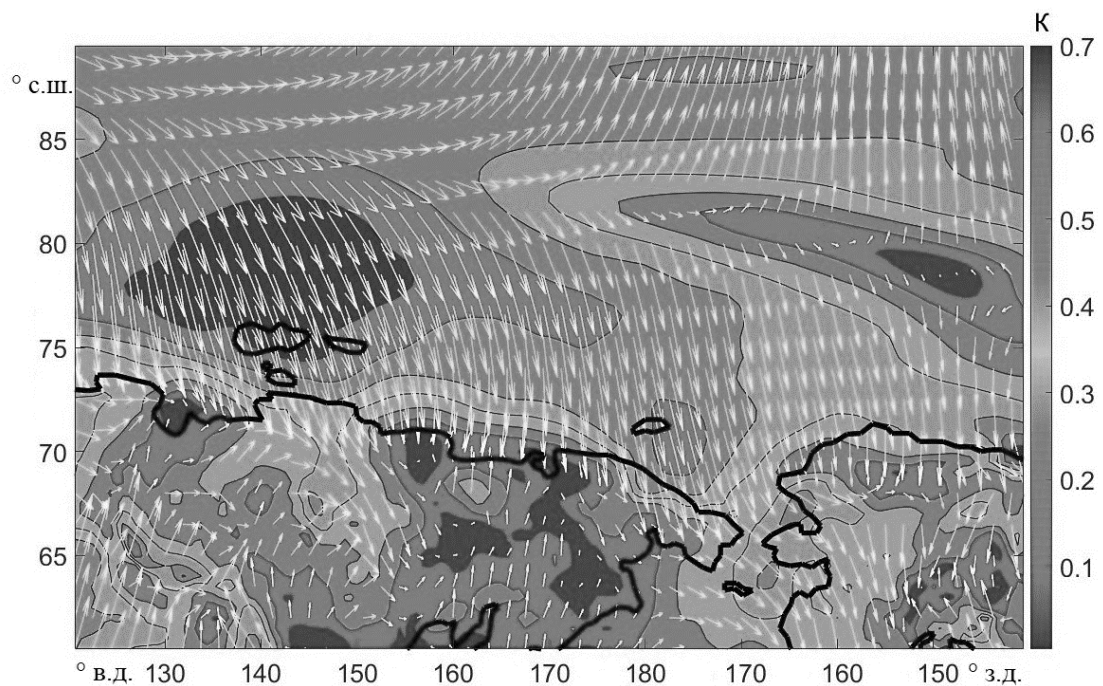


Рисунок 2.34 – Карта коэффициента корреляции средней по долготе меридиональной скорости течения в Беринговом проливе с ветром

Анализ ветрового режима над Беринговым проливом по данным реанализа ERA5 за 1993–2024 гг. (Рисунок 2.35, а) показывает преобладание умеренных ветров со средней скоростью около 7,4 м/с, преимущественно северного и северо-западного направлений, противоположных основному (северному) переносу тихоокеанских вод. Характерной особенностью является высокая кратковременная изменчивость ветровых условий, способная вызывать быстрые колебания скорости

течений в проливе, что согласуется с результатами [Woodgate et al., 2015; Woodgate, 2018]. На межгодовых временных масштабах меридиональная составляющая скорости ветра, сглаженная низкочастотным фильтром, остаётся отрицательной и меняется примерно от $-1,5$ до $-4,9$ м/с (Рисунок 2.35, б), что указывает на устойчивое преобладание северного ветра в крупномасштабной ветровой циркуляции над проливом.

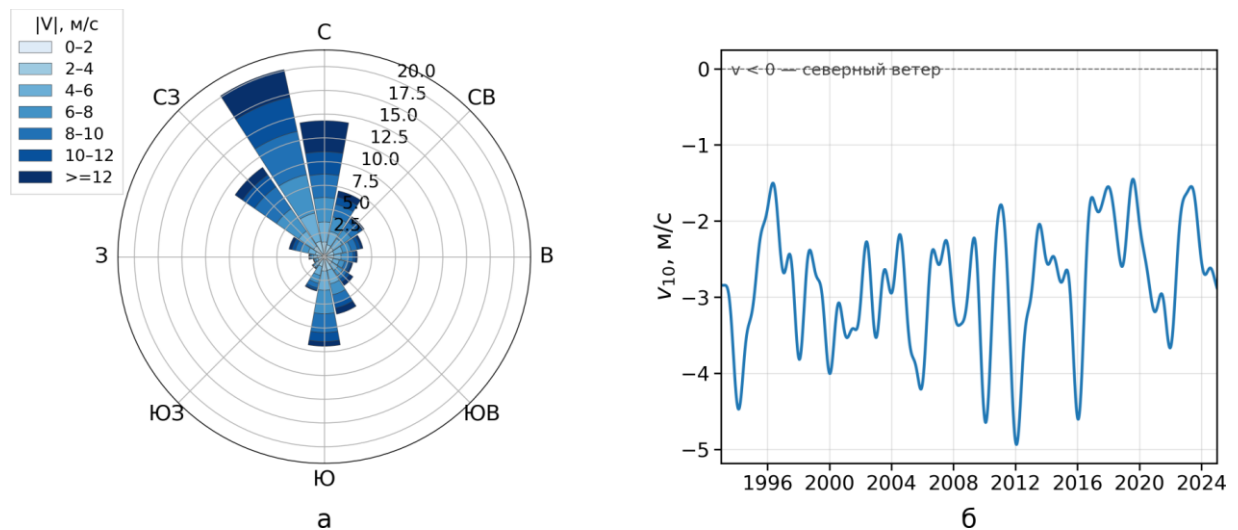


Рисунок 2.35 – Роза ветров над Беринговым проливом за период с 1992 по 2016 (а); межгодовая изменчивость меридиональной компоненты скорости ветра (отрицательные значения указывают на северный ветер) над проливом, сглаженная 1-летним скользящим средним (б)

Выводы к главе 2

Поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив играет ключевую роль в формировании гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Анализ данных ADCP-измерителей и спутниковой альтиметрии за 30-летний период выявил четкую сезонную изменчивость водообмена с летним максимумом и осенним минимумом интенсивности течений. При этом в отдельные месяцы

осенние периоды отмечаются высокие отрицательные значения меридиональной составляющей скорости течения со скоростями до 0,34 м/с.

Установлена обратная зависимость между переносом Восточно-Сибирского течения и переносом поступающих в Чукотское море тихоокеанских вод. Усиление юго-восточных ветров в районе Новосибирских островов вызывает усиление прибрежного течения, что приводит к проникновению арктических вод в западную часть пролива и частичному ослаблению северного потока. Эти процессы подтверждаются комплексом данных: спутниковыми измерениями поверхностной температуры, реанализом GLORYS12v1 и наблюдениями спутника SMAP.

Результаты исследований подчеркивают определяющую роль арктической циркуляции в регулировании водообмена в Беринговом проливе. Изменения ветрового режима, вызывающие усиление восточного переноса вод из моря Лаптевых и Восточно-Сибирского, приводят к существенной межгодовой изменчивости поступления тихоокеанских вод. Особенно выраженное снижение скорости течений (более чем в 1,5 раза) наблюдалось в 2001–2002 и 2012 годах.

Результаты исследований, представленные в главе 2 опубликованы в работах [Жук, Кубряков, 2021] и [Zhuk, Kubryakov, 2023].

ГЛАВА 3. КОНФИГУРАЦИИ ОПРЕСНЕННОГО СЛОЯ В МОРЯХ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ

3.1 Возможность использования спутниковых данных о солености для определения конфигурации опреснённого слоя в море Лаптевых и Восточно- Сибирском

ВСТ формируется в основном за счет стока речных вод. Большой источник пресных вод как раз находится вблизи выявленной в предыдущей главе области с высокими значениями корреляции ветра и течений в Беринговом проливе. Таким образом, исследование конфигурации опреснённого слоя важно не только для понимания циркуляции морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, но и для интерпретации изменчивости течений Чукотского моря.

Спутниковые измерения солёности в Северном Ледовитом океане менее точны из-за влияния морского льда и низкой температуры, которые снижают чувствительность микроволновых пассивных датчиков к изменениям солёности [Fournier et al., 2019]. Несмотря на эти ограничения, в ряде работ [Zatsepin et al., 2015; Kubryakov et al., 2016; Tarasenko et al., 2021] показана возможность эффективного применения спутниковых данных о солености для изучения конфигурации речных плюмов, поскольку в Арктике речные воды могут существенно отличаться по солёности от окружающих морских вод (на 5–10 ПЕС). Для оценки применимости данных SMAP к задаче картирования опреснённого слоя в арктических морях были проведены сопоставления с натурными измерениями поверхностной солёности, выполненными в ходе экспедиций Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2018 и 2019 гг. Всего было проанализировано более 15 тыс. измерений.

Спутниковые данные были интерполированы на координаты и время контактных измерений, что позволило оценить пространственное распределение абсолютной погрешности (Рисунок 3.1, а). В большинстве случаев ошибка составляла менее 1–2 ПЕС, тогда как на отдельных участках, особенно у побережья вблизи устья Лены и в проливе Лаптевых, достигала 4–5 ПЕС. Повышенные ошибки могут быть обусловлены несколькими факторами: во-первых, мелководность и близость берега увеличивают вероятность искажения сигнала из-за отражений; во-вторых, вертикальные градиенты солёности между 1 см (глубина спутникового зондирования) и 2–3 м (глубина натурных измерений) могут быть значительными в зоне интенсивного речного стока; в-третьих, различие в пространственно-временном разрешении двух типов данных особенно заметно в устьевых зонах с высокой изменчивостью солёности, связанной с ветровыми воздействиями и бароклинной циркуляцией [Guay et al., 2001; Golubeva et al., 2015, 2017]. Для учета различий в разрешении натурные измерения были усреднены по ячейкам $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, соответствующих сетке SMAP. Количество точек на ячейку меняется от 3 до 40. Анализ разности между наборами данными на Рисунке 3.1, а продемонстрировал их хорошее соответствие: коэффициент корреляции составил выше 0,9, среднеквадратичное отклонение – около 1 ПЕС. Среднее систематическое смещение составило $-0,734$ ПЕС, что, вероятно, связано с различием глубин зондирования, поскольку в поверхностном миллиметровом слое вода может быть менее солёной из-за пресноводного стока. Диаграмма на Рисунке 3.1, б показывает, что спутниковые данные достаточно уверенно позволяют отделять речные воды ($S < 28$ ПЕС) от морских ($S > 30$ ПЕС) с точностью в пределах 1 ПЕС. При этом значения солёности ниже 20 ПЕС в натурных измерениях почти не представлены, что ограничивает возможности количественной валидации спутниковых данных в этом диапазоне. Тем не менее, принимая 28 ПЕС в качестве верхней границы для речных вод, можно достаточно уверенно выделять зону речного влияния по данным SMAP, как это подтверждается и в других работах, например, в [Osadchiev et al., 2020], где использовалась граница 30 ПЕС.

Следует отметить, что приведённые выше оценки получены для стандартного алгоритма восстановления солёности SMAP. Недавние исследования показали возможность существенного повышения точности спутниковых оценок в Арктике за счёт применения методов машинного обучения. Так, для более обширного арктического региона среднеквадратическая ошибка определения солёности была снижена с 3,15 до 2,15 ПЕС, а коэффициент корреляции с натурными данными увеличился с 0,82 до 0,9 [Savin et al., 2024]. При этом наибольшее улучшение было достигнуто именно в области низкой солёности, характерной для зон речного стока.

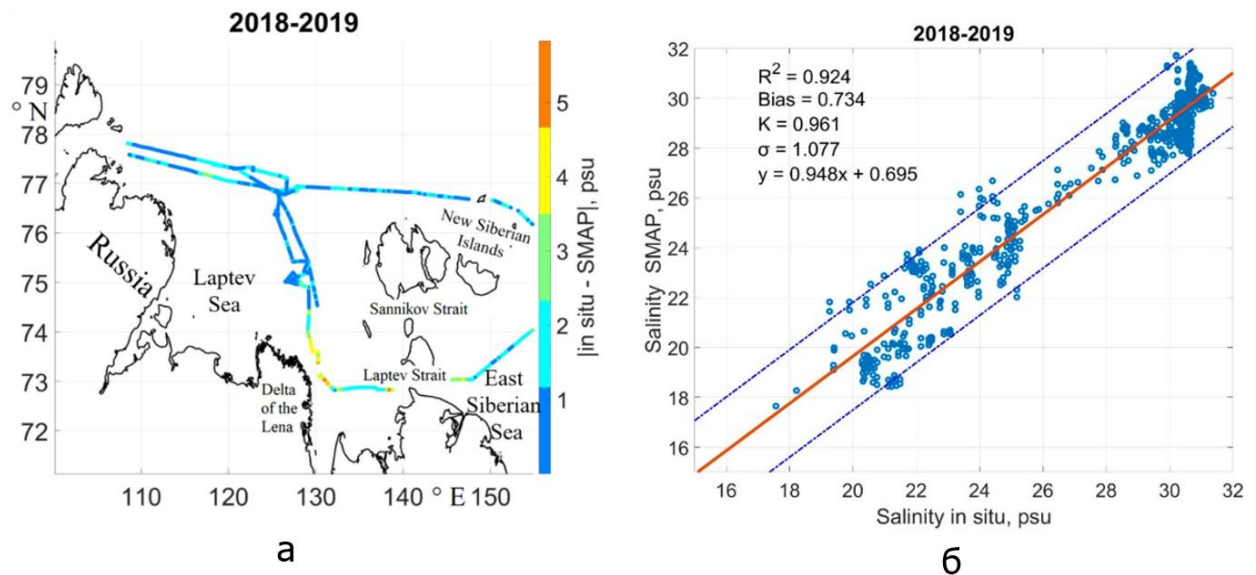


Рисунок 3.1 – Пространственное распределение абсолютной разницы между поверхностной солёности и контактными измерениями солёности (а); Диаграмма рассеяния спутниковых и натурных значений солёности за тот же период (б) (σ — стандартное отклонение; Штрихованной линией выделена область $\pm 2\sigma$; R^2 — коэффициент детерминации)

Несмотря на то, что в настоящей работе использовался стандартный продукт SMAP, выполненное прямое сопоставление со спутниковыми и натурными измерениями в районе моря Лаптевых продемонстрировало среднеквадратическое

отклонение около 1 ПЕС и высокую корреляцию (более 0,9), что подтверждает достаточную точность стандартного алгоритма для идентификации областей распространения речных вод и анализа пространственной изменчивости речных плюмов. Стоит учитывать, что описанные выше ограничения и источники погрешностей также могут оказывать влияние на интерпретацию пространственно-временной изменчивости распространения опреснённого слоя на основе спутниковых данных о поверхностной солёности. Наиболее существенным фактором является невозможность получения качественных данных пассивных микроволновых измерений вблизи побережья и в зонах, покрытых морским льдом [Meissner et al., 2019, 2019a], что ограничивает возможности исследования, а также может приводить к неполной картине распространения речных вод в периферийных районах. Кроме того, относительно невысокое пространственное и временное разрешение спутниковых продуктов приводит к сглаживанию резких градиентов солёности, в результате чего может происходить некоторая переоценка площади опреснённого слоя, особенно в переходных зонах. Тем не менее, поскольку в данной работе анализируется крупномасштабная изменчивость опреснённого слоя на временном интервале около месяца, указанные ограничения не оказывают существенного влияния на общие выводы о характере и направлении распространения речных вод в восточной части СЛО.

3.2 Межгодовая изменчивость опреснённого слоя по спутниковым измерениям солёности в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском

Наибольший сток арктических рек России происходит в июне–июле [Pavlov et al., 1996]. Однако спутниковые данные солёности в основном доступны только с августа по октябрь, поскольку ранее основная часть акватории остаётся покрытой льдом, что затрудняет микроволновые измерения. На рисунке 3.2 показаны среднемесячные карты поверхностной солёности за август в разные годы в период с 2015 по 2020 гг. Области с пониженной солёностью отражают расположение

опреснённого слоя, для которого характерна значительная межгодовая изменчивость.

Стоит учитывать, что таяние морского льда также может влиять на распределение солёности в тёплое время года. Тем не менее, поскольку лёд покрывает всю исследуемую акваторию, его влияние должно быть относительно пространственно однородным. В то же время данные спутника SMAP фиксируют постепенное повышение солёности по мере удаления от устья реки, что свидетельствует о наличии воздействия речного стока в данной области.

На основании анализа поверхностной солёности на рисунке 3.2 можно выделить три характерные конфигурации распространения речных вод в прибрежной зоне: с доминирующим северным направлением (2015 и 2020 гг.), с преимущественно восточным направлением (2016 и 2017 гг.) и промежуточная, смешанная конфигурация (2018 и 2019 гг.).

Конфигурация с преобладанием северного распространения характеризуется тем, что опреснённые массы движутся от устья Лены к северу. В этих условиях в районе севернее Новосибирских островов, выше 76° с.ш., наблюдается выраженное снижение солёности. В то же время южные районы Восточно-Сибирского моря и акватории юго-восточнее демонстрируют значительно более высокие значения солёности. В 2015 году была зафиксирована чётко выраженная северная конфигурация. Опреснённый слой, обладающий солёностью в диапазоне 13–17 ПЕС, простирался от устья Лены на север до района с координатами 132° в.д. и 77° с.ш. Далее наблюдается его отклонение к востоку — в сектор севернее Новосибирских островов, где в результате смешения с окружающими морскими водами солёность постепенно увеличивалась до ~20 ПЕС. В южной части Восточно-Сибирского моря при этом сохранялись высокие значения солёности — около 31 ПЕС. Из-за отсутствия спутниковых наблюдений вблизи берега точное отслеживание переноса опреснённого слоя вдоль островов и в непосредственной близости к берегу затруднено. Однако зафиксированное снижение солёности в районе $144,6\text{--}150^{\circ}$ в.д. и $74,38^{\circ}$ с.ш. позволяет предположить дальнейшее

распространение опресненной линзы на юго-восток вплоть до 153° в.д. В 2020 году также наблюдалась северная конфигурация, однако продвижение опреснённого слоя на север было менее выраженным. Области с пониженной солёностью (<20 ПЕС) достигли широты 77° с.ш. и долготы 124° в.д., после чего сместились на восток. В отличие от 2015 года, к северу от Новосибирских островов опреснённые воды практически не фиксировались.

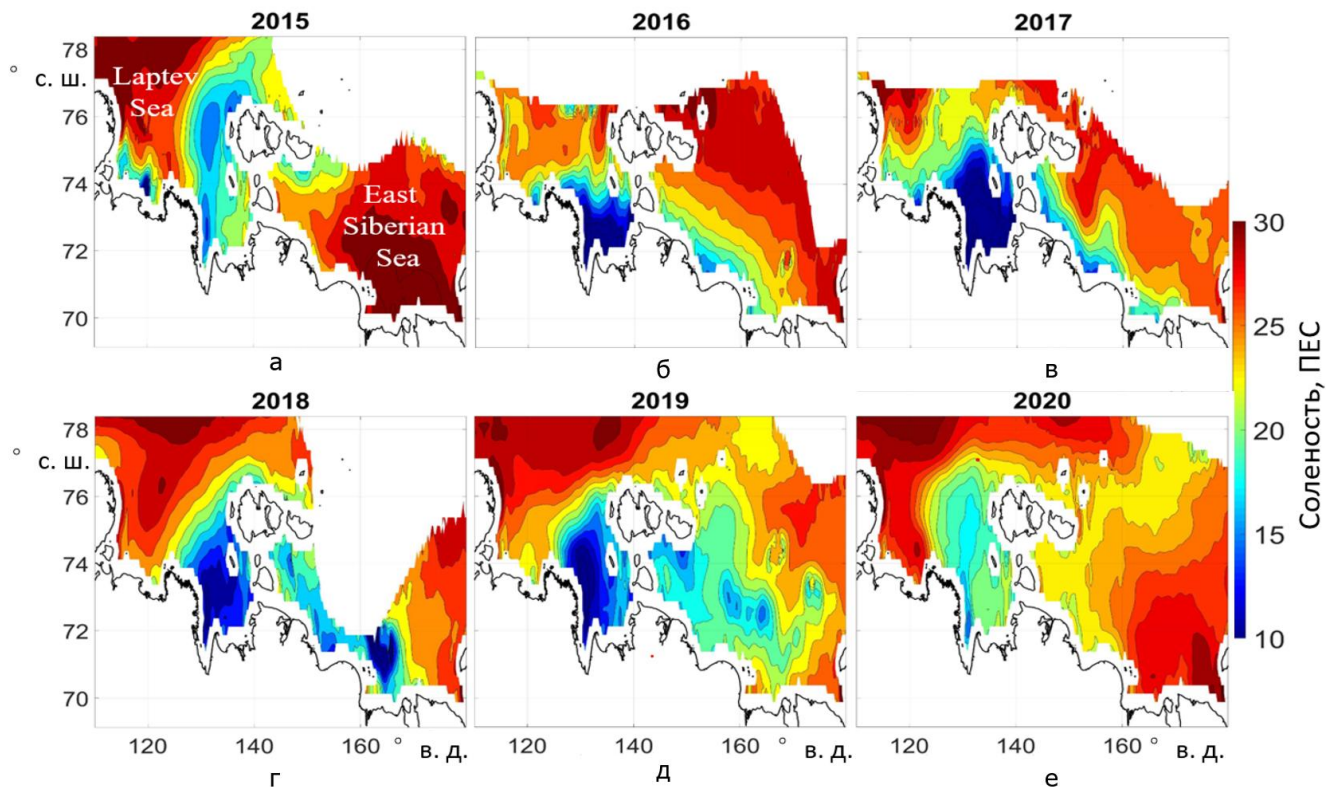


Рисунок 3.2 – Усредненные за безледный период (с августа по октябрь) карты поверхностной солёности с 2015 по 2020 гг. (а–е)

Восточная конфигурация означает распространение опреснённого слоя вдоль побережья моря Лаптевых в восточном направлении. В этом случае солёность вод к западу от архипелага превышает значения, наблюдаемые в южной части Восточно-Сибирского моря. Подобная конфигурация проявлялась в 2016 и 2017 годах, когда опреснённый слой вытягивался вдоль побережья. В 2016 году линза опреснённого слоя протянулась от 130° до 165° в.д. — более чем на 1400 км — с

увеличением солёности от ~10 ПЕС в море Лаптевых до 17–20 ПЕС в восточной части Восточно-Сибирского моря в пределах 160–170° в.д. В этом же году опреснённый слой находился в прижатом к матерiku положении, а его ширина в перпендикулярном к берегу направлении не превышала 190 км. В 2017 году линза опреснённого слоя продвинулась ещё дальше на восток — приблизительно до 171° в.д. В прибрежной зоне Восточно-Сибирского моря в этот период средние значения солёности составляли менее 13 ПЕС, тогда как в центральных областях моря они превышали 24 ПЕС. Помимо выраженного восточного направления распространения, в 2017 году также наблюдалось интенсивное распространение опреснённого слоя в северном направлении — до 75° с.ш. моря Лаптевых, включая западные районы Новосибирских островов. Конфигурация направления распространения речных вод в 2018 и 2019 годах характеризуется как смешанная. В этих случаях фиксируется одновременное распространение опреснённого слоя как в сторону северных широт (до 76° с.ш.), так и в восточном направлении вдоль побережья. В 2018 году линза опреснённого слоя достигла района Новосибирских островов (140° в.д., 77° с.ш.) на севере, а в восточном направлении наблюдалась вдоль побережья до 169° в.д. В 2019 году опреснённые воды с солёностью около 10 ПЕС продвигались на север от устья Лены до области с координатами 133° в.д. и 75,5° с.ш., где, предположительно в результате взаимодействия с более солёными водами открытого моря, значения поверхностной солёности увеличивались до 13–16 ПЕС. Опреснённый слой также распространялся на восток, проходя через всю акваторию Восточно-Сибирского моря. Минимальные значения солёности фиксировались на удалении 100–200 км от береговой линии в северной части этого моря. Конфигурация вод, наблюдавшаяся в 2019 году, существенно отличалась от восточного переноса, зафиксированного в 2016–2017 годах. В частности, в 2019 году опреснённый слой не оставался прижатым к шельфовой зоне, а занимал обширное пространство, удалённые от береговой линии. В районе между 145° и 175° в.д. отмечены отдельные зоны с пониженной солёностью, формирующие изолированные линзы. Ранее подобные структуры в этих широтах не

регистрировались, вероятно, из-за крайне ограниченного количества натурных измерений. Возникновение таких удалённых от берега и основной линзы опреснённых участков может быть связано с быстрым переносом вод, что обусловлено ветровым перемешиванием, изменчивостью течений или действием мезомасштабных вихревых образований.

На Рисунке 3.3 представлены среднемесячные поля спутниковой солёности за безлёдный сезон 2015–2016 годов. В августе 2015 года (Рисунок 3.3, а) были зафиксированы минимальные значения солёности, достигающие ~5–10 ПЕС. Эти величины оказались ниже характерных значений для опреснённого слоя, известных по натурным данным, что, вероятно, связано с малым количеством натурных измерений. Труднодоступность района наблюдений для судов, следующих из крупных портов, обусловленная сложной ледовой обстановкой, делает спутниковые измерения солёности единственным надёжным источником данных о распределении пресноводных масс в августе.

В сентябре и октябре (Рисунок 3.3, в, г) происходило активное перераспределение и смешение опреснённых вод с более солёной морской водой. Солёность опреснённого слоя возрастала, приближаясь к ~16 ПЕС, что согласуется с известными данными *in situ*. Это изменение, вероятно, связано со снижением речного стока и увеличением турбулентного перемешивания в безлёдных условиях. В период с августа по сентябрь 2015 года опреснённые воды ($S < 21$ ПЕС), наблюдаемые к северу от Новосибирских островов, сместились на восток с 149° в.д. до $156\text{--}157^\circ$ в.д. В октябре (Рисунок 3.3, д) солёность продолжила расти, при этом относительно однородная по горизонтали структура опреснённого слоя разрушалась, оставляя лишь отдельные фрагменты с пониженными значениями поверхностной солёности, локализованные в районе архипелага. В акватории Восточно-Сибирского моря в этот период не наблюдалось значительных понижений поверхностной солёности, характерных для опреснённого слоя, образованного реками Колыма и Индигирка. Поскольку данные SMAP в прибрежной зоне отсутствуют, можно лишь предполагать, что интенсивное

перемешивание опресненного слоя в 2015 г. не позволило зафиксировать наличие опреснённого слоя от этих рек.

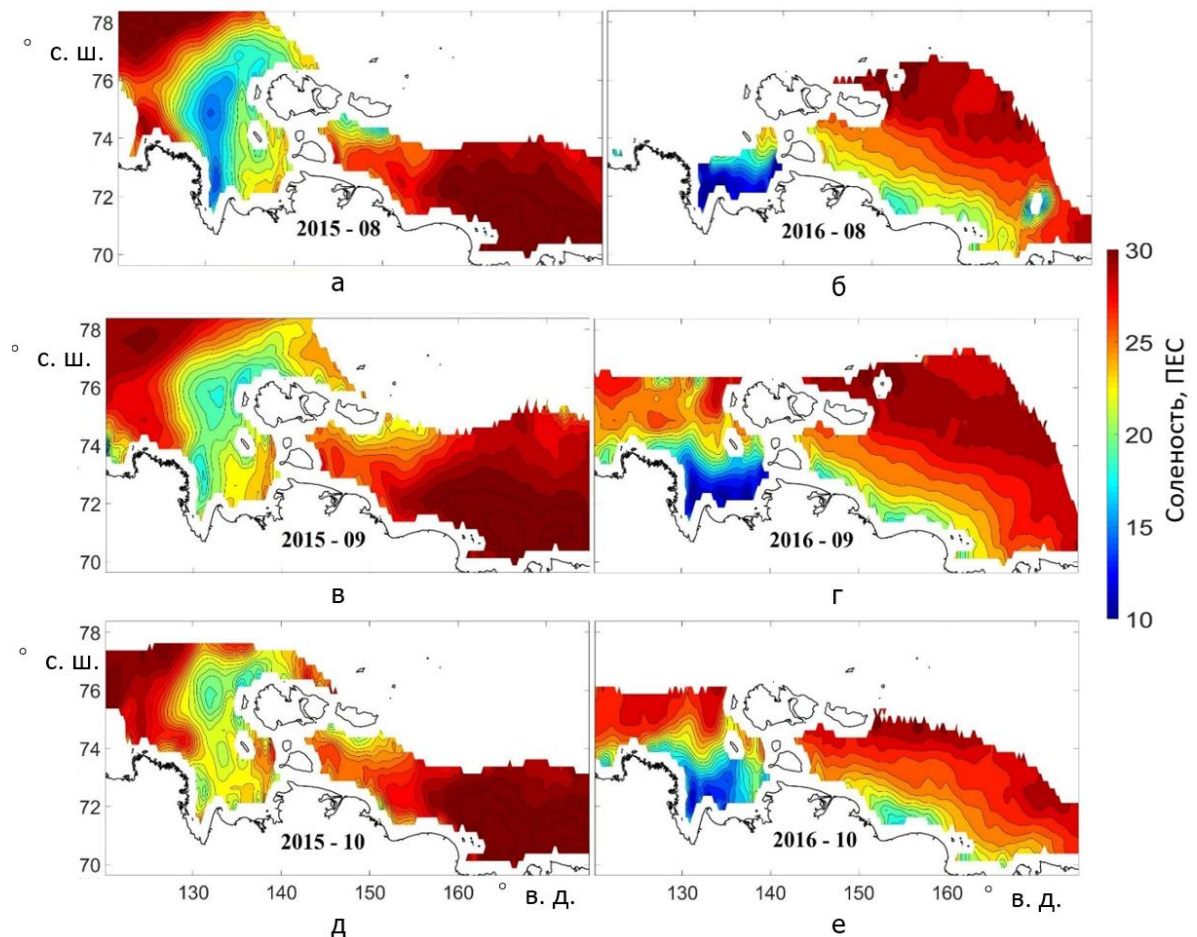


Рисунок 3.3 – Осредненные для каждого месяца безледного периода карты поверхностной солёности для 2015 (а, в, д) и 2016 (б, г, е)

В 2016 году опреснённый слой распространялся преимущественно вдоль побережья России в восточном направлении. Как видно на Рисунке 3.3, б уже в августе граница опреснённого слоя достигала 166° в.д., а к октябрю (Рисунок 3.3, е) она продвинулась до $175,5^{\circ}$ в.д., при этом слой оказался вытянут вдоль береговой линии. Ширина зоны пониженной солёности в Восточно-Сибирском море составляла около 90 км. В октябре продолжалось увеличение солёности опреснённого слоя, что свидетельствует о его перемешивании с окружающими

морскими водами. Следует подчеркнуть, что перемещение опреснённого слоя в период с августа по октябрь, согласно данным на Рисунке 3.3, было относительно незначительным. Это свидетельствует о том, что основное распространение речных вод произошло ещё до августа — в период, когда акватория оставалась подо льдом и была недоступна для спутниковых измерений. Такой вывод согласуется с результатами изотопного анализа кислорода, проведённого на основе контактных измерений в 2018 году [Tarasenko et al., 2021], который показал, что поступление речных вод на север в море Лаптевых началось за несколько месяцев до августа, несмотря на наличие ледового покрова.

Локальные атмосферные синоптические процессы являются одним из ключевых факторов, определяющих направление переноса опреснённого слоя [Guay et al., 2001; Fofonova et al., 2015; Golubeva et al., 2015, 2017]. На рисунке 3.4 представлены среднемесячные поля ветра для периода с июля по сентябрь для двух разных конфигураций опреснённых вод: северной (2015 г.) и восточной (2016 г.). Анализ демонстрирует выраженные различия в зональной составляющей поля ветра над эстуарием Лены в летние месяцы соответствующих лет.

В июле 2015 года преобладал северо-восточный ветер (Рисунок 3.4, а). Согласно теории Экмана, поверхностный слой смещается вправо от направления ветра; при северо-восточном ветре экмановский перенос препятствует восточному переносу опреснённого слоя, и устьевая область становится зоной накопления пресных вод. Градиенты солёности на границе опреснённого слоя способствуют формированию антициклонической циркуляции, которая в районе дельты Лены выражается в виде течений, направленных на север. В августе (Рисунок 3.4, в) ветер изменился на юго-восточный, что дополнительно способствовало продвижению опреснённого слоя на север и северо-восток. В сентябре 2015 года (Рисунок 3.4, д) преобладал западный ветер, и восточная граница опреснённых вод, располагавшаяся севернее Новосибирских островов, сдвинулась восточнее — до $\sim 159^\circ$ в.д.

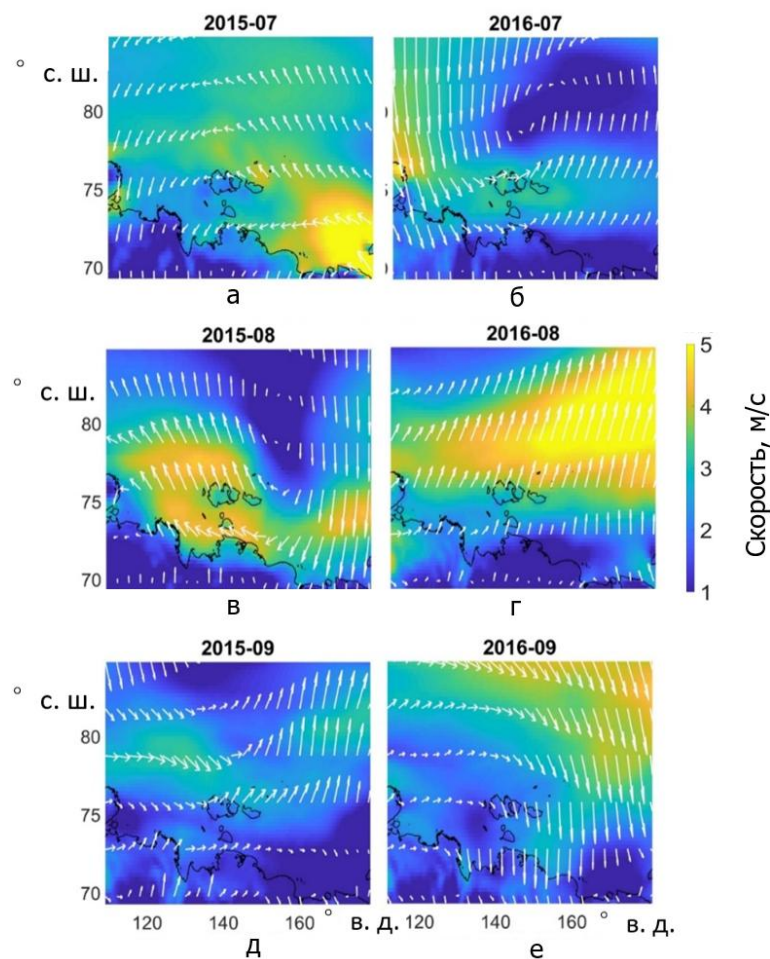


Рисунок 3.4 – Среднемесячные карты поля ветра для июля-сентября
в 2015 (а, в, д) и 2016 (б, г, е)

В отличие вышеописанного, в 2016 году над устьем Лены преобладал северо-западный ветер (Рисунок 3.4, б, г, е), который способствовал смещению опреснённого слоя на юг и его прижатию к берегу, что вызвало локальное повышение уровня моря (см. Рисунок 3.5, б) и способствовало формированию вдольберегового течения, направленного на восток. Юго-западный и западный ветер, доминировавший в августе и сентябре 2016 года, усиливал восточный перенос опреснённого слоя. Подобное влияние ветра на распространение опреснённых вод было ранее описано для Обь-Енисейского опреснённого слоя в Карском море работ [Zatsepin et al., 2015; Kubryakov et al., 2016].

3.3 Возможность использования спутниковых данных об уровне моря и температуре для определения конфигурации опреснённого слоя в безледный период

Речные воды, поступающие в СЛО в летний период, характеризуются существенно более высокой температурой, достигающей 15 °C [Lammers et al., 2007]. Снижение солёности и одновременное повышение температуры в опреснённом слое приводят к увеличению объема воды за счёт стерического расширения. Существенный вклад в повышение уровня моря также вносит сам объём речного стока. Эти факторы позволяют использовать пространственное распределение температуры поверхности моря и всепогодные альтиметрические измерения уровня моря для изучения особенностей распространения опреснённого слоя в морях восточной Арктики.

На Рисунке 3.5 представлены усреднённые поля температуры и уровня моря за безледный сезон (август–октябрь) 2015 и 2016 годов, отражающие конфигурации опреснённого слоя, выделенные по данным SMAP как северная (2015 г.) и восточная (2016 г.). В 2015 году область поверхностной температуры выше 3 °C простирается от устья реки на север более чем на 350 км, достигая 77° с.ш., и по географическому расположению совпадает с зоной пониженной солёности, что указывает на тепловое влияние опреснённого слоя в данной области (Рисунок 3.5, в). В 2016 году при восточной конфигурации повышение температуры севернее устья Лены не фиксируются (Рисунок 3.5, г). Вместо этого тёплые воды с поверхностной температурой более 3 °C распространяются на восток и занимают значительную часть прибрежной зоны Восточно-Сибирского моря. На температурные аномалии в пределах опреснённого слоя влияет совокупность факторов. Во-первых, речной сток поступает в море уже прогретым по сравнению с окружающей морской водой [Lammers et al., 2007; Kraineva et al., 2014, 2015; Magritsky et al., 2018]. Во-вторых, халинная стратификация способствует устойчивости водной толщи, усиливая летний прогрев верхнего слоя

[Osadchiev et al., 2021]. Кроме того, высокое содержание взвешенных частиц в речных водах увеличивает поглощение солнечной радиации [Bauch et al., 2013]. В совокупности эти механизмы позволяют выявлять следы опреснённого слоя на картах поверхностной температуры даже на значительном удалении от устья.

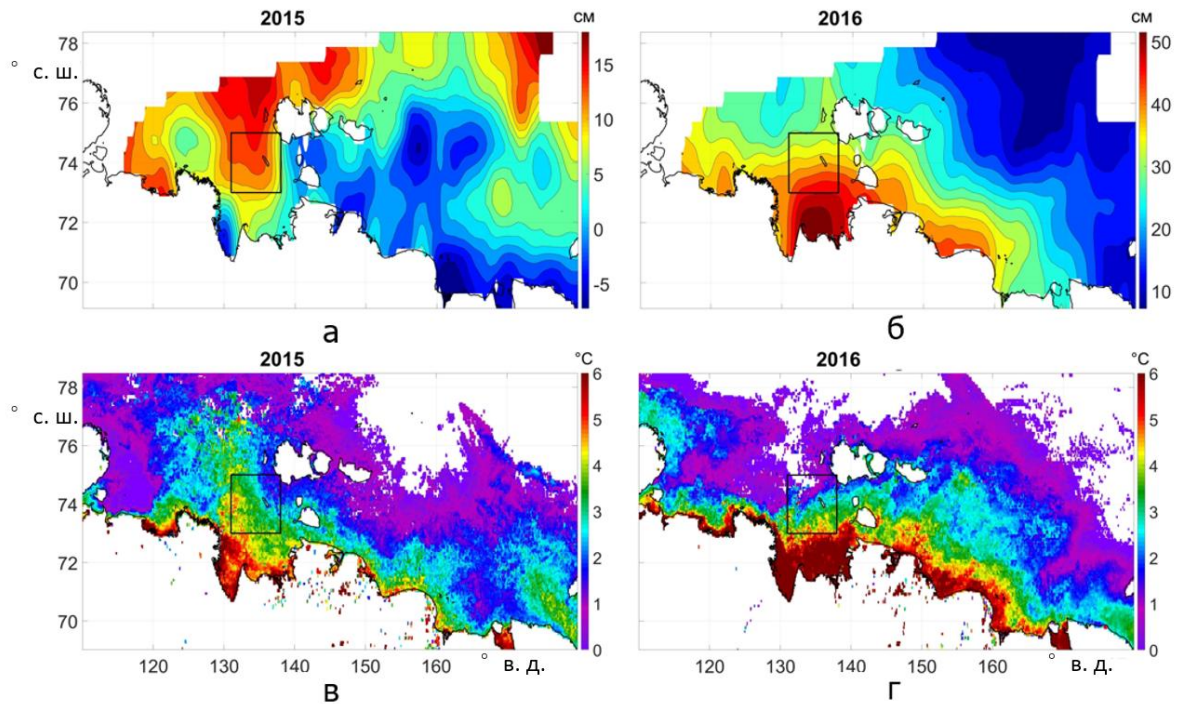


Рисунок 3.5 – Средние карты уровня моря для августа-октября: 2015 (а); 2016 (б). Средние карты поверхностной температуры для августа-октября: 2015 (в); 2016 (г) (Черный прямоугольник обозначает область, которая используется для сравнения поверхностной солёности, температуры и уровня моря в Рисунке 3.7 и таблице 3.1)

Изменения уровня моря коррелируют с наблюдаемыми аномалиями температуры и солёности. В 2015 году при северной конфигурации опресненного слоя максимальные значения уровня моря регистрируются севернее устья Лены, в западной части акватории (Рисунок 3.5, а). В то же время вдоль побережья (140–180° в.д.) фиксируется пониженный уровень моря. Такая структура может быть обусловлена не только отсутствием опреснённых речных вод вблизи берега, но и

воздействием других динамических процессов. В частности, сильные юго-восточные ветры, характерные для летнего периода 2015 года, способствовали формированию прибрежного апвеллинга у российского побережья [Osadchiev et al., 2020б]. Апвеллинг способствует выносу холодных глубинных вод, сопровождающемуся локальным понижением уровнем моря.

В отличие от вышеприведенных особенностей, в 2016 году при восточной конфигурации наблюдается повышенный уровень моря вдоль побережья Восточно-Сибирского и Лаптевых морей (Рисунок 3.5, б). Значения уровня моря остаются относительно высокими вплоть до 171° в.д. Водные массы, характеризующиеся повышенным уровнем и температурой, расположены у берега и совпадают с зонами пониженной поверхностной соленостью.

Вклад температуры и солёности в стерическую компоненту уровня, обозначаемый как $h_{\text{ст}}$, можно оценить по формуле:

$$h_{\text{ст}} = \int_0^H \frac{(\rho_{\text{пос}} - \rho_{\text{моря}})}{\rho_{\text{моря}}} dz, \quad (3.1)$$

где H — толщина опреснённого слоя;

$\rho_{\text{пос}}$ и $\rho_{\text{моря}}$ — плотности опреснённого слоя и прилегающих морских вод соответственно.

Характерные параметры можно задать следующим образом: толщина слоя $H = 5$ м, солёность $S = 15$ ПЕС, температура $T = 6^\circ\text{C}$; для открытого моря: $S = 30$ ПЕС, $T = 2^\circ\text{C}$. В этом случае расчётная величина $h_{\text{ст}}$ составляет около 12 см.

Более подробный пример влияния ветровой циркуляции на повышение уровня вблизи побережья представлен на Рисунке 3.6. В 2023 г наблюдались локальные синоптические циклоны, с преобладающими ветрами западных румбов над шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (Рисунок 3.6, а), что

способствовало экмановскому переносу на восток (Рисунок 3.6, б). Интегральный перенос определяется выражением:

$$M_E = \frac{\tau}{f \rho_{\text{моря}}}, \quad (3.2)$$

$$\tau = \rho_{\text{воз}} D v^2, \quad (3.3)$$

где f – параметр кориолиса;

τ – тангенциальное напряжение трения ветра;

$\rho_{\text{воз}}$ – плотность приземного воздуха;

D – глубина экмановского слоя;

v – скорость ветра.

Для шельфовой части моря Лаптевых $D = 20\text{--}50$ м. В условиях тонкого стратифицированного плюма ($D > H$) пикноклин подавляет развитие полной экмановской спирали, блокируя компенсационный перенос в придонном слое.

Отсутствие обратного течения в нижнем слое приводит к тому, что наблюдаемая скорость плюма может в 3–4 раза (k) превышать классический перенос (M_E) [Savin, Osadchiev, 2025]. Тогда интегральный эффективный перенос (M_{eff}):

$$M_{\text{eff}} = M_E k \quad (3.4)$$

Интегральный эффективный перенос к берегу формирует подъем уровня ($\Delta\eta$) и барический градиент ($\Delta\eta/L$) вдоль шельфа, протяженностью L . В установившемся режиме этот градиент уравнивается силой Кориолиса, а накопленный объем компенсируется вдольбереговым геострофическим оттоком. Из баланса интегральных переносов $M_{\text{eff}} \sim gH\Delta\eta$ следует оценка

$$\Delta\eta = fL \frac{M_{eff}}{gH} \sim 20 \text{ см}, \quad (3.5)$$

при параметрах $f = 1,4 \times 10^{-4}$, $k = 3$, $L = 600$ км. В итоге уровень абсолютной топографии (Рисунок 3.6, в) повышается на значения свыше 0,2–0,3 м в области 125–160 °з.д., что приводит к формированию прибрежного потока (Рисунок 3.6, г), направленного на восток, описываемого в геострофических соотношениями:

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y}, \quad (3.6)$$

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (3.7)$$

где u_g, v_g – компоненты геострофических скоростей;

h – уровень моря;

x, y – горизонтальная и меридиональная координаты;

g – ускорение свободного падения.

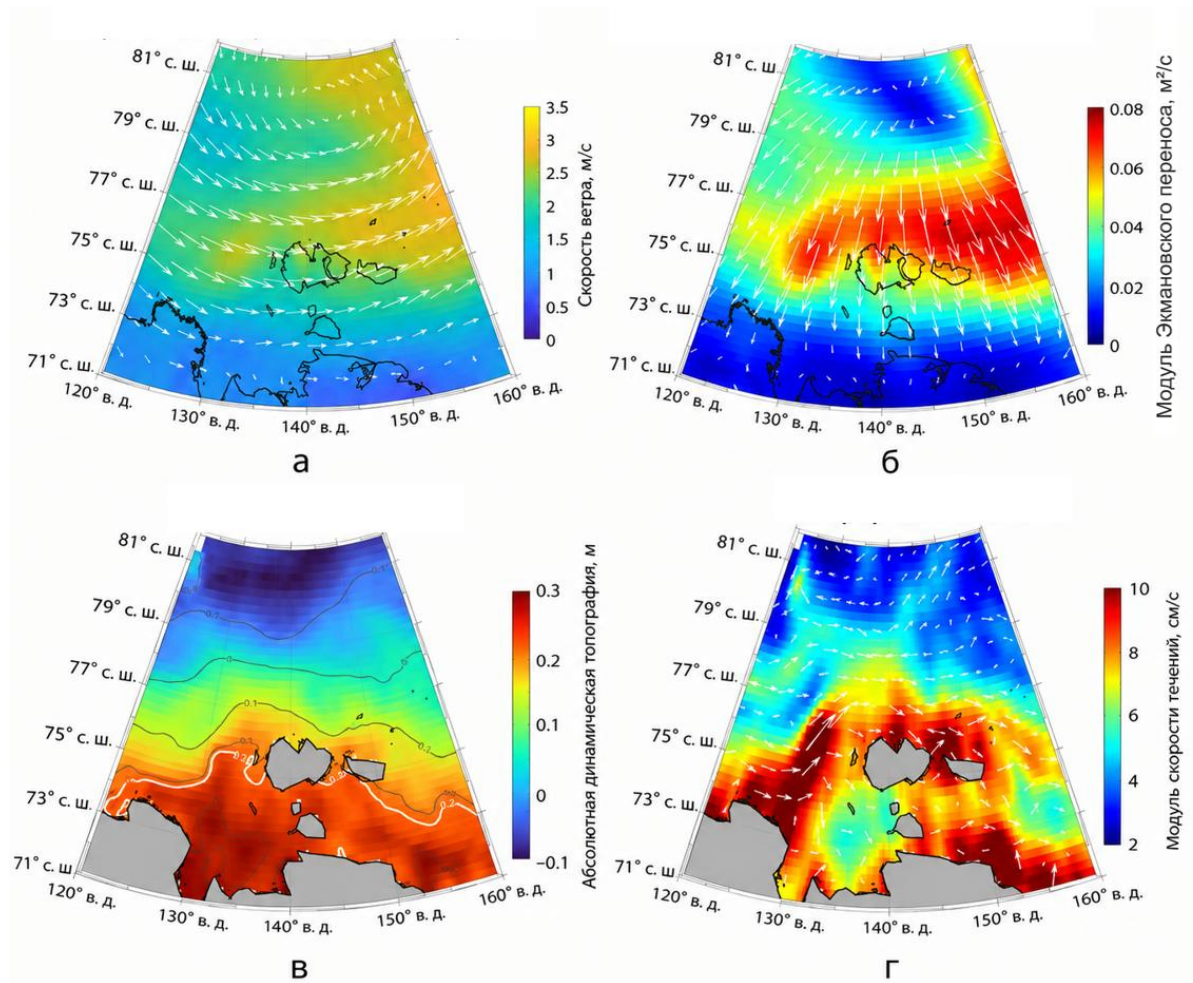


Рисунок 3.6 – Поля ветра (а), экмановского переноса (б), абсолютной динамической топографии (в) и геострофических течений (г) в морях Лаптевых и в западной части Восточно-Сибирского, осредненные за июль–сентябрь 2023

Для выявления связи между спутниковыми данными о солёности, температуре и уровне морской поверхности, были построены диаграммы рассеяния между соответствующими величинами (Рисунок 3.7). Для этого месячные карты поверхностной температуры с пространственным разрешением 4 км были усреднены в ячейках сетки $0,25^\circ$, соответствующей разрешению спутниковых данных SMAP. Ежемесячные карты альтиметрии об уровне моря также имеют разрешение $0,25^\circ$ и были согласованы с сеткой SMAP. Сравнение проводилось по каждому узлу в пределах исследуемого региона близи устья (координаты $131\text{--}138^\circ$ в.д., $73\text{--}75^\circ$ с.ш.), который выделен прямоугольной рамкой на Рисунке 3.5.

Обобщённые результаты анализа за 2015–2020 гг. представлены в таблице 3.1, а характерные примеры диаграмм рассеяния для 2015–2018 годов — на Рисунке 3.7.

Таблица 3.1 – Корреляция между поверхностной солёностью SMAP, уровнем моря по данным альтиметрии и поверхностной температуры MODIS в разные годы

Данные/год	Корреляция с уровнем моря	Корреляция с температурой
2015	–0.66	–0.54
2016	–0.88	–0.82
2017	–0.73	–0.62
2018	–0.85	–0.7
2019	–0.54	–0.69
2020	-	–0.56
Средняя	–0.74	–0.66

В районах, характеризующихся значительным опреснением, наблюдается заметное увеличение уровня моря. Между солёностью и значениями уровня моря прослеживается связь, подтверждаемая высоким уровнем корреляции, сохраняющимся в течение всего рассматриваемого периода. Среднее значение коэффициента корреляции составляет минус 0,74, при этом в отдельные годы оно достигает минус 0,88. Несмотря на понижение корреляции в отдельные сезоны, она остаётся статистически значимой. Так, в 2019 году коэффициент корреляции составил около 0,54. Ослабление связи может быть обусловлено частой сменой доминирующих ветровых режимов: переходом от юго-восточных ветров в июле к северным в августе–сентябре, что обуславливает реализацию смешанной конфигурации распространения опреснённого слоя.

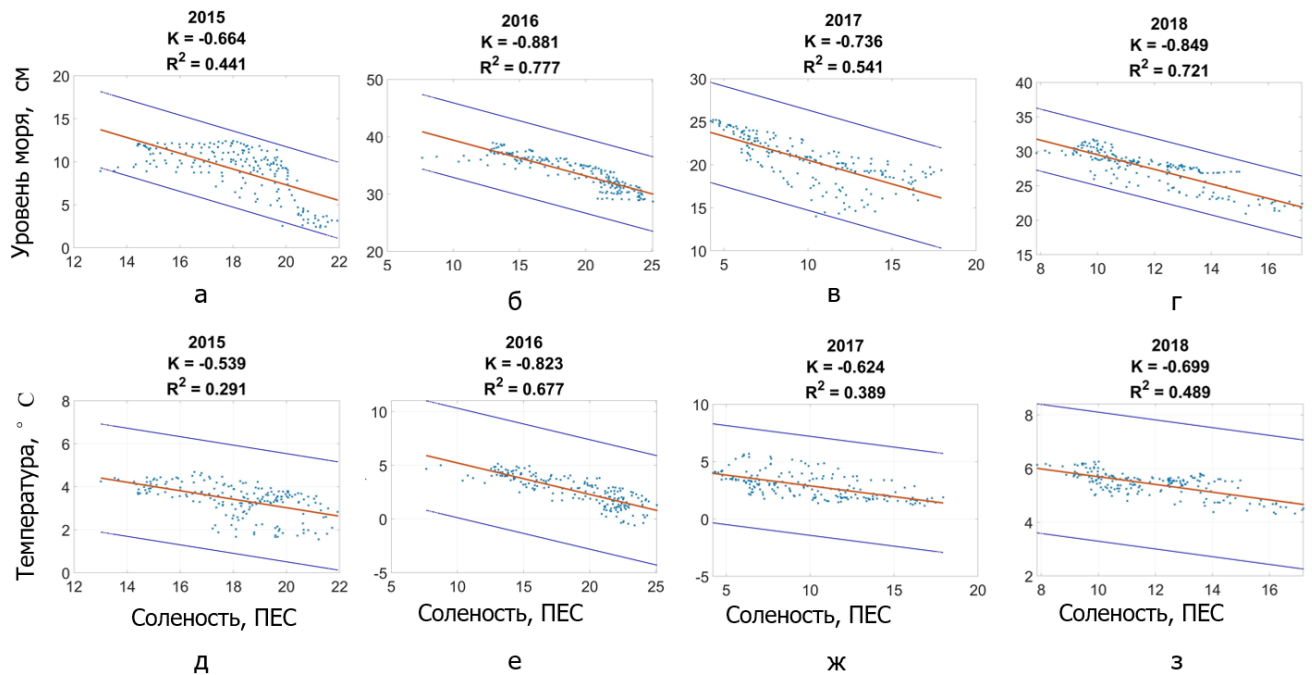


Рисунок 3.7 – Сравнение спутниковых данных о солёности с поверхностной температурой (а–г), и уровнем моря (д–з) в августе–сентябре в районе 131–138° в.д. 73–75° с.ш. за 2015 (а, д), 2016 (б, е), 2017 (в, ж), 2018 (г, з) (Штриховая линия обозначает σ . K – коэффициент корреляции. R^2 – коэффициент детерминации)

Нагретые речные воды характеризуются повышенной температурой, однако связь поверхностной температуры с солёностью выражена слабее, чем с уровнем моря. Среднее значение корреляции между поверхностной температурой и солёностью составляет около минус 0,66, колеблясь от минус 0,54 в 2015 году до минус 0,82 в 2016. Более низкий уровень корреляции объясняется воздействием дополнительных факторов — прежде всего, потоком тепла на поверхность в летний период и ветровым перемешиванием, зависящими от текущих метеоусловий. На значения коэффициента корреляции между характеристиками вод также может влиять межгодовая изменчивость условий прогрева, в частности, вызванная колебаниями ледовой обстановки. Следует учитывать, что процессы летнего прогрева усиливаются в наиболее мелководных участках южной части акватории, что дополнительно увеличивает разницу температур. Этот эффект способствует усиленному прогреву прибрежных районов, включая годы с северной

конфигурацией распространения опреснённого слоя (см. рисунок 3.5). Таким образом, характерным индикатором северной конфигурации распространения опреснённого слоя служит выраженное повышение поверхностной температуры к северо-западу от Новосибирских островов при одновременно пониженных её значениях к востоку от них, в северной части Восточно-Сибирского моря.

3.3 Межгодовая и сезонная изменчивость конфигурации распространения опреснённого слоя по спутниковым данным температуры и уровня моря

Высокоточные альтиметрические спутниковые данные, систематически доступные с 1993 года, предоставляют возможность ретроспективного анализа межгодовой изменчивости конфигурации распространения опреснённого слоя в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском на протяжении более двух с половиной десятилетий. На Рисунке 3.8 представлены репрезентативные пространственные распределения уровня моря за август отдельных лет, в совокупности с розами ветров, усреднёнными за период июнь–октябрь соответствующих годов.

На Рисунке 3.8, б, е, й отчётливо проявляется доминирующее повышение уровня моря в зоне Сибирского побережья в 1994, 2001 и 2012 годах, что позволяет определить соответствующую конфигурацию переноса опреснённого слоя как восточную. В эти годы преобладали северо-западные ветры, способствовавшие удержанию и накоплению опреснённых вод вдоль континентального шельфа (Рисунок 3.8, а, д, и). В частности, в 1994 и 2001 годах местоположение опреснённого слоя достигало 173° в.д., ограничиваясь с севера Новосибирскими островами.

Альтиметрические данные 2012 года фиксируют особенно выраженное зональное (восточное) распространение опреснённого слоя, при котором экстремальные значения уровня моря локализуются в южной прибрежной полосе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Повышенные значения уровня моря прослеживаются до 176° в.д., при этом севернее $75,5^\circ$ с.ш. наблюдается снижение

уровня моря. В 2012 году отличается от 1994 и 2001 гг. В этот год повышенные значения уровня наблюдались в большей области, что вероятно, обусловлено вкладом восточного ветра (см. розу ветров на Рисунке 3.8, и). Такой ветер мог вызвать экмановский перенос на север.

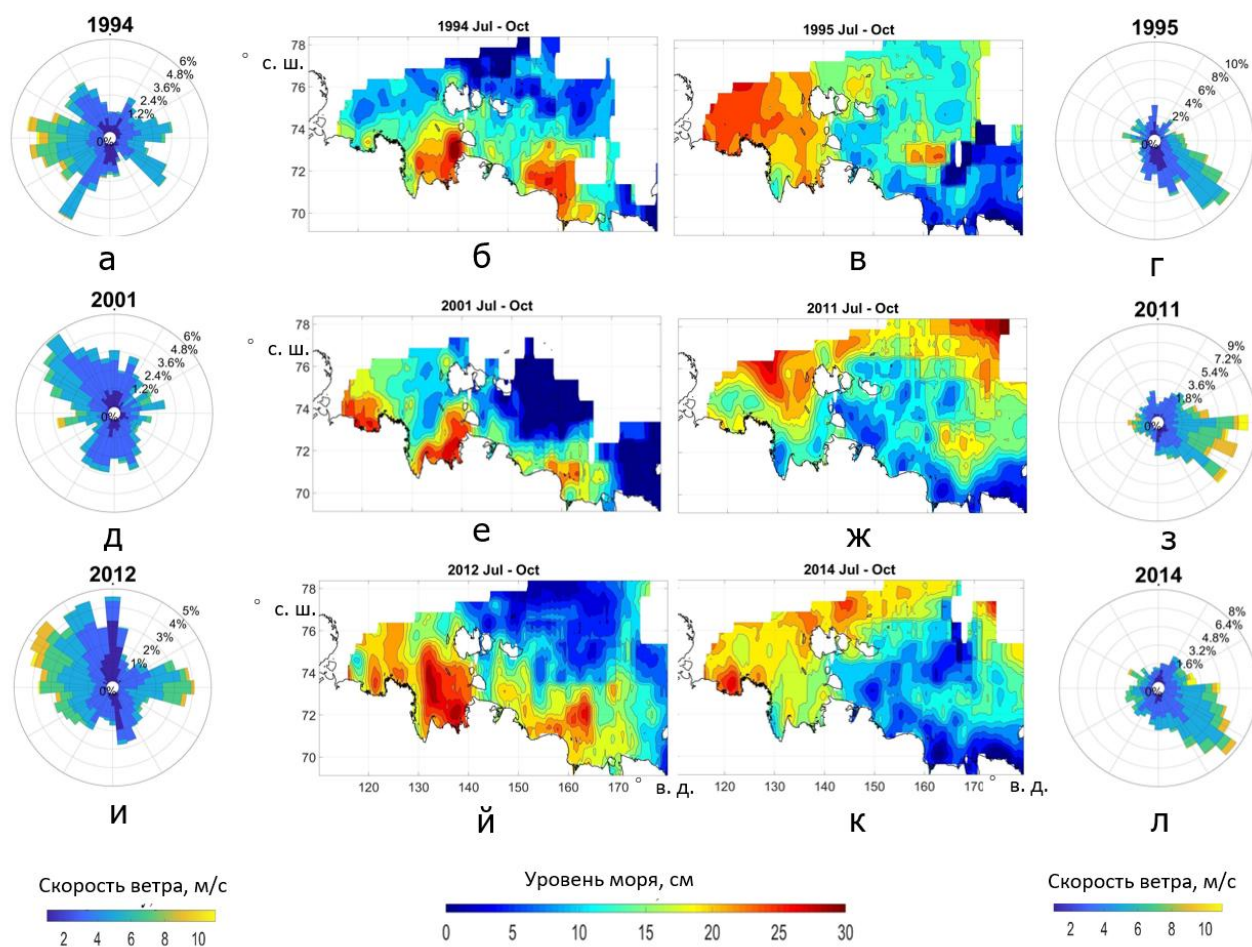


Рисунок 3.8 – Карты осредненного уровня моря при восточных 1994 (б), 2001 (е), 2012 (й) и северных 1995 (в), 2011 (ж), 2014 (к) конфигурациях опресненного слоя, а также розы ветров для июня–октября по данным атмосферного реанализа ERA5 для этих же годов (а, д, и, г, з, л)

В противоположность вышеописанным конфигурациям, на Рисунке 3.8, в, ж, к наблюдаются иные пространственные характеристики уровня моря. Здесь

область повышенных значений локализуется в северной части моря Лаптевых, в то время как вдоль побережья Восточно-Сибирского моря и южной части моря Лаптевых уровень моря заметно снижен до около нулевых значений. Такая структура уровня моря коррелирует с северной конфигурацией распространения опреснённого слоя. Так, в 1995 и 2014 (Рисунок 3.8, в, ж) годах повышенные значения уровня моря наблюдались в секторе $110\text{--}140^\circ$ в.д. и простирались к северу вплоть до 76° с.ш., указывая на значительный северный перенос опреснённых вод. Восточнее 140° в.д. уровень моря, напротив, уменьшался, что свидетельствует об отсутствии следов опреснённого слоя в этой зоне.

Наиболее выраженное смещение опреснённого слоя в акваторию северной части моря Лаптевых было зафиксировано в 2011 году (Рисунок 3.8, к), когда минимальные значения уровня моря, ниже $-0,2$ м, занимали протяжённые области восточнее 130° в.д. и распространялись на расстояние до 230 км от побережья. Как видно на розах ветра на Рисунке 3.8, г, з, л во всех представленных случаях, ассоциированных с северной конфигурацией распространения, ключевую роль играет преобладание юго-восточных ветров, способствующих отрыву опреснённого слоя от побережья и его переносу в северные сектора Арктического бассейна.

Аналогичным образом, на Рисунке 3.9 продемонстрирована возможность определения конфигурации распространения опреснённого слоя на основании пространственного распределения поверхностной температуры. В годы, характеризующиеся восточной конфигурацией (Рисунок 3.9, а, б) тёплые опреснённые воды с повышенной поверхностной температурой находятся у берега. Максимальные значения температуры, превышающие 3°C , локализуются в прибрежной зоне южнее Новосибирских островов, что свидетельствует о доминировании вдольберегового переноса и накопления речных вод в приповерхностном слое в условиях западного ветра.

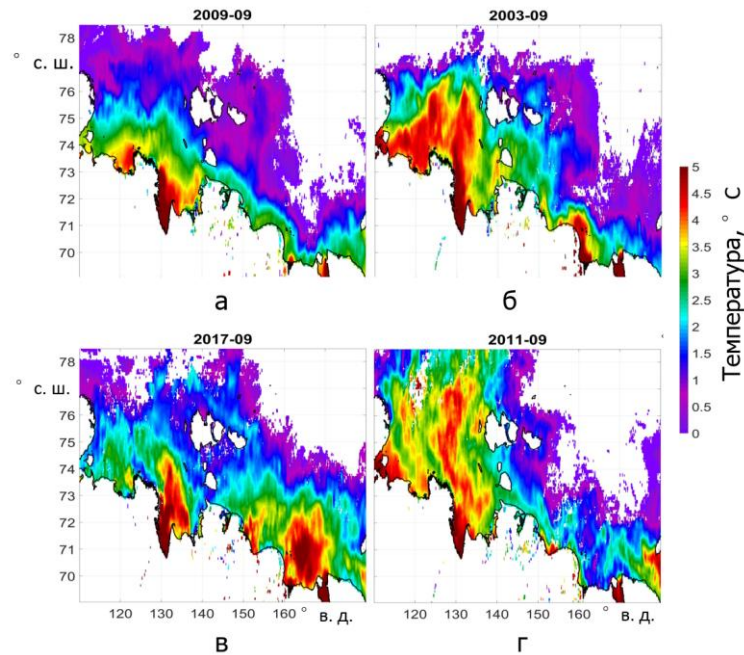


Рисунок 3.9 – Карты поверхностной температуры, усреднённые в сентябре при восточных в 2009 (а), 2017 (б) гг. и северных в 2003 (в), 2011 (г) гг. конфигурациях

В годы с северной конфигурацией распространения опресненного слоя (2003 и 2011 гг.) теплые воды активно распространяются к северу от источника опреснённого слоя устья реки Лены. Водные массы с поверхностной температурой выше $3,5^{\circ}\text{C}$ доходят до Новосибирских островов и даже более высоких широт — до $76\text{--}77,5^{\circ}$ с.ш. Эти данные свидетельствуют о том, что при северной конфигурации опреснённый слой способен воздействовать на тепловой режим центральной части Арктического бассейна и, в частности, может ускорять таяние льдов в полярных регионах [Gentemann, Minnett, 2008].

Анализ спутниковых данных позволил выявить годы со смешанной конфигурацией распространения опреснённого слоя (1993, 2004, 2007, 2018, 2019). Особый интерес представляет 2018 год, когда интенсивный дрейф льда в северо-восточном направлении ограничил возможности измерений на значительной части акватории. Работа пассивных микроволновых радиометров в таких условиях осложняется влиянием плавучего льда, что исключает возможность достоверного

определения солёности. В качестве дополнительного метода исследования использовались альтиметрические измерения (Рисунок 3.10), обладающие рядом преимуществ: более высоким пространственным разрешением (7 км против 40 км у пассивных систем) и меньшей чувствительностью к ледовому покрову. Это обеспечило непрерывный мониторинг динамики опреснённого слоя по уровню моря с июля по октябрь.

В 2018 году наблюдалась сложная внутригодовая изменчивость опреснённого слоя. Июль характеризовался преобладанием юго-западных ветров, формирующих восточную конфигурацию с высоким значением уровня моря у российского побережья (Рисунок 3.10, а, б). Смена ветрового режима на юго-восточный в августе (Рисунок 3.10, г) вызвала апвеллинг и перераспределение водных масс – зона повышенного уровня сместилась к северу от дельты Лены (Рисунок 3.10, в). Осенний период (Рисунок 3.10, е, з) вновь отметился юго-западными ветрами, что привело к адвективному переносу опреснённого слоя на восток с последовательным смещением его границы от 162° в.д. (сентябрь) до 172° в.д. (октябрь). Область повышенного уровня достигла координат $77,5^{\circ}$ с.ш., 172° в.д., что согласуется с независимыми измерениями солёности [Tarasenko et al., 2021]. Данные альтиметрии продемонстрировали высокую чувствительность к кратковременным изменениям местоположения опреснённого слоя при смешанной конфигурации, обусловленной сезонной изменчивостью ветра.

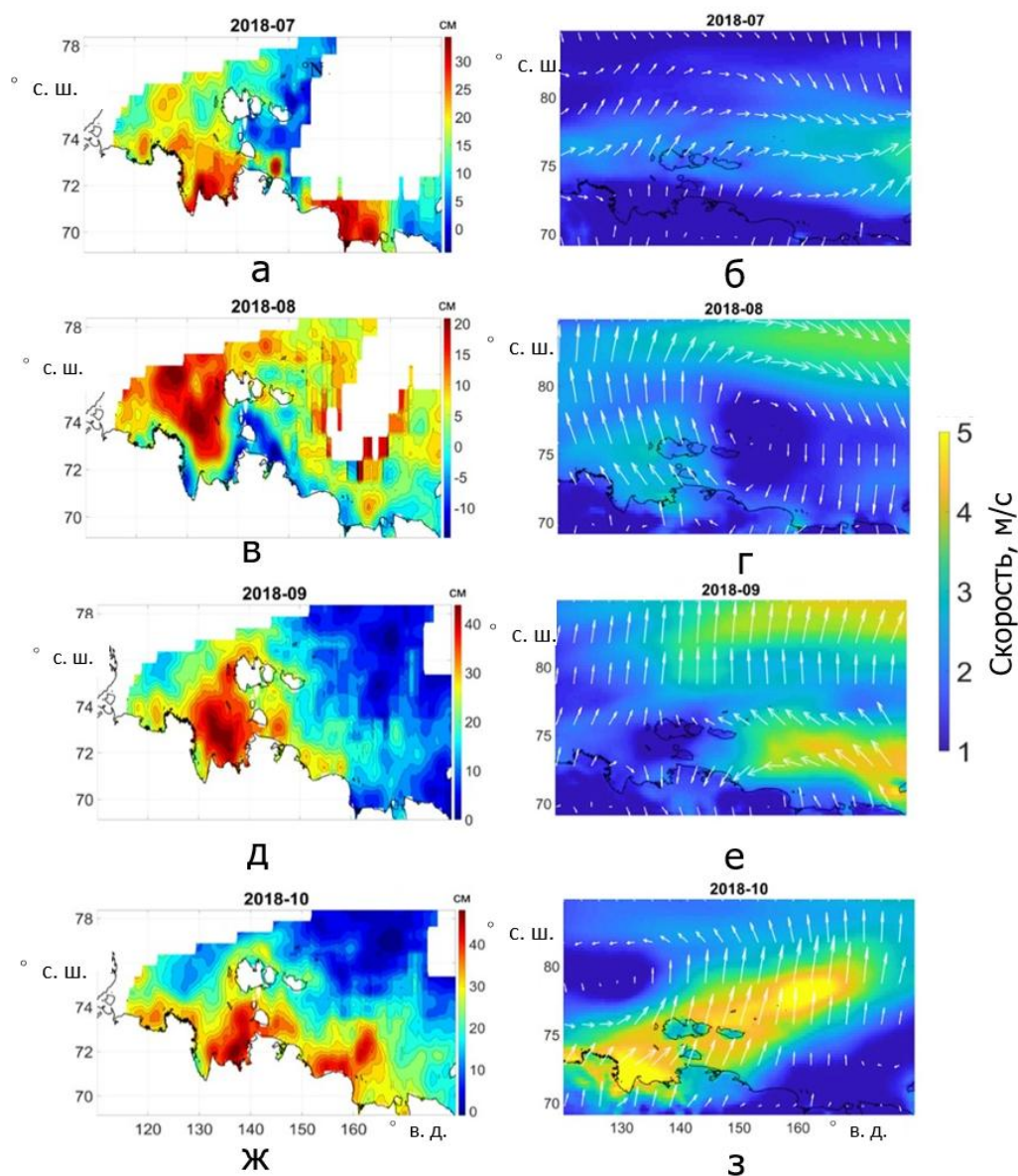


Рисунок 3.10 – Карты уровня моря (а, в, д, ж) и поля скорости ветра (б, г, е, з), осредненные для каждого месяца с июля по октябрь 2018

Статистический анализ многолетнего ряда данных (Таблица 3.2) показывает преобладание северной конфигурации (14 случаев) над восточной (6 случаев). Однако в последнюю декаду наблюдается тенденция к усилению восточного переноса: после 2012 года восточная граница опресненного слоя регулярно достигала 170° в.д. (2012, 2016–2017), а в 2019 году наблюдалась и на 180° в.д. Для сравнения, в период до 2010 года максимальная граница ограничивалась 168° в.д., причем наибольшие значения были зарегистрированы в 2001–2002 годах.

Таблица 3.2 – Межгодовая изменчивость конфигураций опресненного слоя и максимальная расчетная долгота опресненного слоя для восточных и смешанных конфигураций во время безледового периода

Конфигурация	N	Годы (максимум, °в.д.)
северная	14	1995, 1996, 1997, 1999, 2000, 2008, 2003, 2005, 2006, 2011, 2013, 2014, 2015, 2020
восточная	6	1994 (168), 2001 (169), 2002, (169), 2009 (167), 2016 (173), 2017 (170)
смешанная	8	1993, 1998, 2004 (164), 2007 (158), 2010 (166), 2012 (175), 2018 (170), 2019 (180)

Анализ локальных синоптических атмосферных процессов в области осреднения над морем Лаптевых ($125\text{--}150^\circ$ в.д., $68\text{--}80^\circ$ с.ш.) в летне-осенний период показал устойчивую взаимосвязь между направлением ветров и особенностями переноса водных масс. Преобладание западного и юго-западного ветра, визуализированных красными столбцами на рисунке 3.11, надежно свидетельствует о формировании восточной конфигурации распространения опреснённого слоя. Особенно ярко этот процесс проявлялся в 2001, 2012 и 2016–2017 годах, когда наблюдался наиболее интенсивный восточный перенос речных вод.

При установлении восточной конфигурации возникающие градиенты солёности и плотности в прибрежной зоне Восточно-Сибирского моря способствуют усилению геострофических течений восточного направления, что приводит к интенсификации Восточно-Сибирского течения. Данные таблицы 3.3 указывают на тенденцию увеличения максимальной восточной долготы распространения опреснённого слоя в последние годы, что может существенно влиять на термохалинные процессы вдоль арктического побережья.

Смена ветрового режима на восточный и юго-восточный, отображенная синими столбцами на рисунке 3.11, вызывает переход к северной конфигурации опреснённого слоя. В такие периоды спутниковые наблюдения поверхностной солености по данным SMAP фиксируют значительное увеличение солености в Восточно-Сибирском море, как показано на рисунке 3.4. Это явление объясняется усиленным проникновением тихоокеанских вод в Арктику с последующим западным переносом.

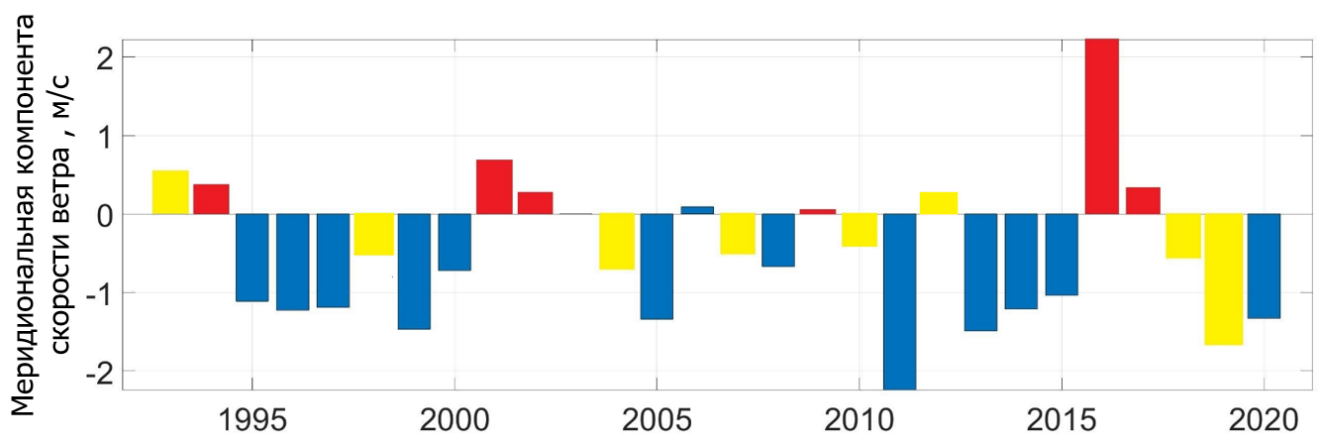


Рисунок 3.11 – Межгодовая изменчивость зональной компоненты скорости ветра в районе $125\text{--}140^\circ$ в.д. $72\text{--}77^\circ$ с.ш., осредненная за период с июня по октябрь (цвет указывает на выделенную конфигурацию опреснённого слоя: красным — восточная; синим — северная; желтым — смешанная)

3.4 Связь распространения опреснённого слоя и динамики ВСТ.

Численный эксперимент за 2023 г.

Режим ветра над акваторией морей Лаптевых и Восточно-Сибирского играет ключевую роль в определении пространственного распространения опресненных вод, что в свою очередь влияет на термохалинные характеристики водных масс, особенности распределения уровня моря и циркуляцию. Отдельные работы показывают, что в распространении опресненного слоя важен режим ветра не

только над морем Лаптевых, но и над Восточно-Сибирским морем, где перенос речного плюма также во многом определяется ветровым воздействием [Savin, Osadchiev, 2025]. Тем не менее основное направление распространения опреснённого слоя задаётся в море Лаптевых. Как видно на примере 2016 и 2015 гг. (Рисунок 3.12), при восточном типе распространения опреснённого слоя ВСТ проникает в Чукотское море, а аномалии скорости вдоль берега Чукотки превышают 0,1 м/с. Эти процессы влияют на водообмен через Берингов пролив и на объём тихоокеанских вод, поступающих в Арктический бассейн.

Как было продемонстрировано на Рисунке 3.6, в 2023 году наблюдался выраженный восточный тип распространения опреснённого слоя. Для оценки влияния речного стока на усиление ВСТ выполнен численный эксперимент на чувствительность с использованием глобальной модели Мирового океана МГИ РАН на базе NEMO 3.6 (см. п. 1.2.6; [Korotaev, Mizyuk, 2025]).

Выполнены два расчёта за 2023 г. при одинаковых начальных условиях, атмосферном форсинге GFS и параметризациях турбулентного обмена, отличающихся только пресноводным источником: (1) с климатическим речным стоком; (2) без стока ($R = 0$) в секторе $100\text{--}180^\circ$ в.д., охватывающем сток сибирских рек в Северный Ледовитый океан. Различия полей солёности и скорости рассматриваются как отклик на наличие или отсутствие пресноводного стока сибирских рек. Анализировались модельные поля за 2023 г. Основное внимание уделено сентябрю, когда опреснённый слой и ВСТ на шельфе выражены наиболее отчётливо.

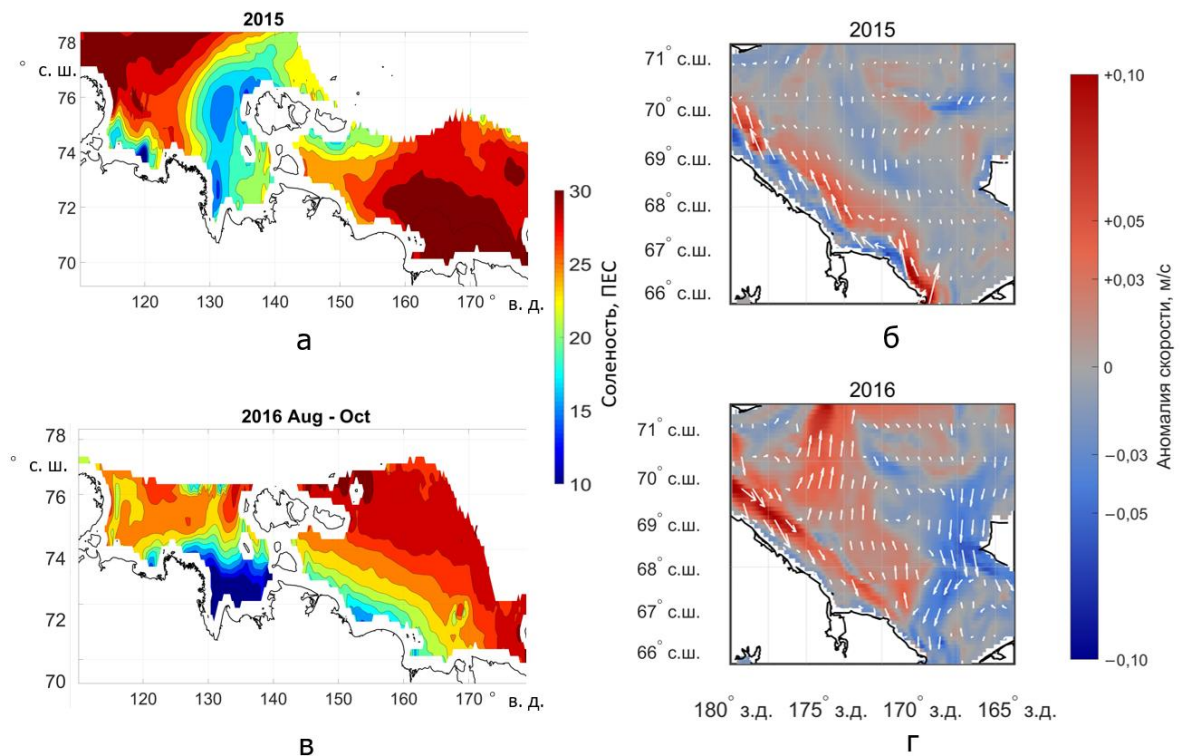


Рисунок 3.12 – Поверхностная солёность моря (а, в) и аномалии скорости течений на глубине 13,5 м (б, г), усредненные за период с июля по октябрь для 2015 (а, б) и 2016 (в, г)

Сравнивались поверхностная солёность, модуль и направление скорости течений, а также разность полей «сток минус без стока». Дополнительно оценивались глубины, на которой существует разница скорости. При подтверждении гипотезы (влияние направления распространения опресненного слоя на усиление ВСТ) в расчёте со стоком ожидаются понижение солёности у сибирского побережья и усиление вдольберегового потока на восток, а в расчёте без стока — ослабление ВСТ и сокращение области его проявления при сохранении влияния ветра.

Результаты представлены на Рисунке 3.13. В первом случае (Рисунок 3.13, а – средний ряд) ВСТ прослеживается на верхнем горизонте с величинами модуля около 0,15 м/с и занимает пространство от 169 °в.д. (западная часть Чаунской губы) до Чукотского моря и Берингова пролива. При отсутствии речного стока (Рисунок

3.13, б) область повышенных значений ВСТ существенно сужается. Сопоставимые с первым расчетом значения модуля скорости наблюдаются только в районе к северу от Колючинской губы и ближе к Берингову проливу, что, вероятно, обусловлено локальным влиянием западного ветра. В среднем за сентябрь в полях скорости и солености с учётом речного стока наблюдается понижение солености в западной части у берега Сибири до 3 ПЕС, а также усиление ВСТ в Чукотском и Восточно-Сибирском морях на величины свыше 0,1 м/с. Особенно это заметно на шельфе Восточно-Сибирского моря, где разница в интенсификации ВСТ составляет до 70 %. Причем разница в скорости прослеживается до глубин свыше 32 м хотя и ослабевает с их увеличением, что характерно для течений в проливе Лонга (см. Рисунок 2.22). Как видно на Рисунке 3.13, (нижний ряд карт) среднемесячная разница уровня моря также явно выражена. В обоих расчётах, с учётом стока и без него, аномалия уровня положительна почти на всей акватории. Наибольшие значения приходятся на прибрежную полосу Восточно-Сибирского и Чукотского морей и достигают 0,3 м с учётом стока и 0,24 м без стока, а к северу, в открытой части Чукотского моря, аномалия уменьшается практически до нуля. При учете речного стока вдоль берега Арктического шельфа наблюдается повышение значений уровня моря до 0,05 м.

На Рисунке 3.14 представлены профили скорости течений на разрезе вдоль 182° в.д. Наибольшие значения скорости сосредоточены в южной части разреза, а разница между расчетами доходит до 0,1 м/с и наблюдается по всей глубине с максимальными значениями на горизонтах от 10 до 35 м.

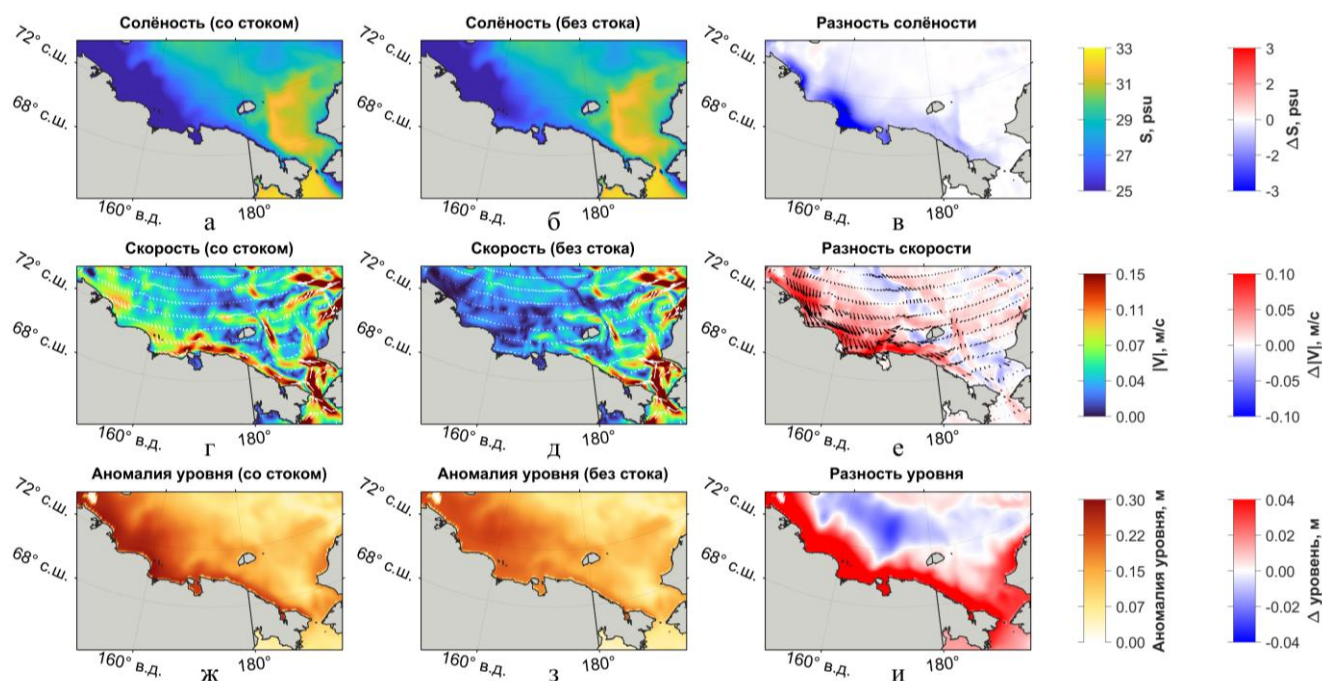


Рисунок 3.13 – Поверхностная солёность (а, б), скорость течений (г, д) и аномалия уровня (ж, з) с учётом речного стока (а, г, ж) и без него (б, д, з), их разность (в, е, и) в Восточно-Сибирском и Чукотском море, осредненные за сентябрь 2023

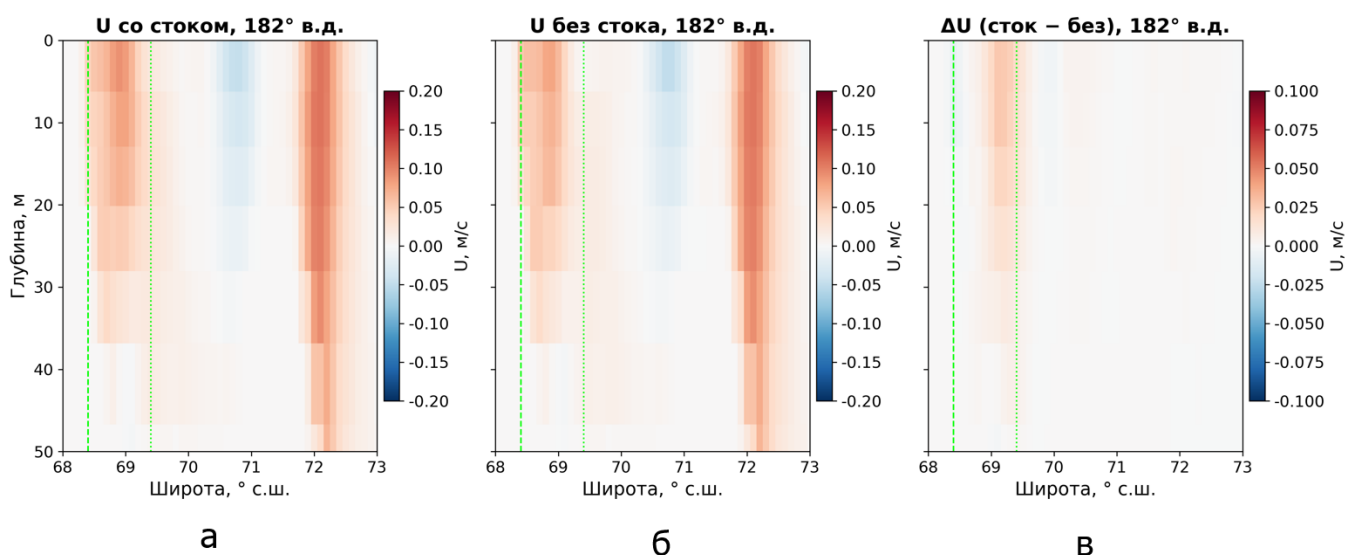


Рисунок 3.14 – Профили зональной компоненты скорости в разрезе вдоль 182° в.д с учётом речного стока (а) и без него (б), их разность (в) в сентябре 2023

3.5 Концепция гидродинамического барьера ВСТ

Предлагается описание связи адвекции опреснённых вод, стерического уровня, а также геострофического вклада ($\delta\eta(Q_{\text{ВСТ}})$) в перенос через пролив. Из баланса сил для средней скорости и (1.3), а также определения объёмного переноса через Берингов пролив следует явная гидравлическая формула [Danielson et al., 2014]:

$$T = \frac{gH^2W}{r} \frac{\Delta\eta_{\text{АТР}}}{L} + \frac{WH}{\rho_0 r} \tau_y, \quad (3.8)$$

где T – объёмный перенос через пролив (Св);

W – ширина пролива;

H – средняя глубина канала;

$\Delta\eta_{\text{АТР}}$ – арктико-тихоокеанская разность уровней;

L – эффективная длина уклона.

Уровень у северного входа пролива формируется на шельфе Восточно-Сибирского моря и входит в эффективную разность уровней ($\Delta\eta_{\text{эфф}}$) как вычитаемый вклад ($\delta\eta$):

$$\Delta\eta_{\text{эфф}} = \Delta\eta_{\text{АТР}} - \delta\eta \quad (3.9)$$

ВСТ переносит опреснённые воды речного стока (Лена, Индигирка, Колыма) вдоль побережья на восток. На шельфе к северу от Берингова пролива этот зональный перенос формирует аномалию солёности, которая определяет стерический уровень. Баланс соли в верхнем слое без учета меридиональной адвекции, перемешивания, прочих источников пресных или соленых вод записывается как:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} = 0, \quad (3.10)$$

где u – зональная скорость ВСТ,

x – долгота (положительные значения на восток).

На межгодовых масштабах аномалия солёности S' в районе северного входа в пролив определяется адвективным переносом опреснённых вод:

$$S' = -\frac{\partial \bar{S}}{\partial x} \frac{Q_{\text{ВСТ}}}{h_{\text{ВС}} W_{\text{ВСТ}}} \Delta t, \quad (3.11)$$

где, $h_{\text{ВС}}$ – толщина опреснённого слоя,

$W_{\text{ВСТ}}$ – ширина ВСТ,

Δt – характерное время адвекции.

При усилении $Q_{\text{ВСТ}}$ опреснение у северного входа в пролив возрастает. Аномалия стерического уровня определяется интегралом аномалии плотности по глубине:

$$\eta' = -\frac{1}{\rho_0} \int_{-h}^0 \rho' dz, \quad (3.12)$$

где пределы интегрирования от глубины опреснённого слоя ($z = -h_{\text{ВС}}$) до поверхности ($z = 0$). В холодных шельфовых водах $\rho' \approx -\beta_S S'$, $\beta_S \approx 0,75\text{--}0,8$ кг/(м³·ПЕС). Тогда:

$$\eta' = -\frac{\beta_S}{\rho_0} h_{\text{ВС}} S' \quad (3.13)$$

Опреснение ($S' < 0$) повышает стерический уровень у северного входа и уменьшает $\Delta\eta_{\text{эфф}}$. Усиление $Q_{\text{ВСТ}}$ понижает солёность (3.11), повышает стерический уровень (3.13), увеличивает $\delta\eta$ и уменьшает $\Delta\eta_{\text{эфф}}$ (3.9). Соотношения (3.11) – (3.13) объясняют знак эффекта. Вклад барьера связан с переносом ВСТ через геострофическое соотношение:

$$\delta\eta = \frac{fQ_{\text{ВСТ}}}{gH_{\text{эфф}}}, \quad (3.14)$$

где $H_{\text{эфф}}$ – эффективная толщина слоя ВСТ;

f – параметр Кориолиса.

Подстановка (3.9) и (3.14) в (3.8) даёт выражение:

$$T = \frac{gH^2W}{r} \frac{(\Delta\eta_{\text{АТР}} - \delta\eta)}{L} + \frac{WH}{\rho_0 r} \tau_y \quad (3.15)$$

Усиление ВСТ повышает $\delta\eta$, уменьшает $\Delta\eta_{\text{эфф}}$ и ослабляет северный перенос при фиксированном локальном ветре. В линейной форме:

$$T(Q_{\text{ВСТ}}, \tau_y) = a(\Delta\eta - kQ_{\text{ВСТ}}) + b\tau_y, \quad (3.16)$$

$$a = \frac{gH^2W}{rL}, \quad (3.17)$$

$$b = \frac{WH}{\rho_0 r}, \quad (3.18)$$

$$k = \frac{f}{gh_{\text{ВСТ}}}. \quad (3.19)$$

При толщине ВСТ равной h . Член $-k \cdot Q_{\text{ВСТ}}$ описывает уменьшение эффективного $\Delta\eta$ за счёт геострофического барьера ВСТ у северного входа пролива.

Для выделения барьерного механизма, а также из-за относительно малой изменчивости ветра над проливом в летний период (см. Рисунок 2.35), межгодовая изменчивость ветра принимается равной нулю. Напряжение τ_y над Беринговым проливом усредняется за июль–октябрь по всем годам 1993–2024 и фиксируется как постоянная величина $\langle \tau_y \rangle$. Тогда:

$$T(Q_{\text{ВСТ}}) = a(\Delta\eta_{\text{АТР}} - k Q_{\text{ВСТ}} + c \langle \tau_y \rangle), \quad (3.20)$$

$$c = \frac{L}{\rho_0 g H}. \quad (3.21)$$

Межгодовая изменчивость $T(Q_{\text{ВСТ}})$ определяется только слагаемым $-akQ_{\text{ВСТ}}$ (барьерная часть). Это изолирует барьерный вклад от межгодовой изменчивости ветра и второстепенных факторов, влияющих на перенос в летний период.

Данные для проверки зависимости $T(Q_{\text{ВСТ}})$ брались из реанализа GLORYS12v1. Перенос T – интеграл меридиональной скорости (v_o) на разрезе вдоль 66° с.ш. (от $170,5^\circ$ з.д. до $166,5^\circ$ з.д.). $Q_{\text{ВСТ}}$ – зональный перенос u_o на разрезе вдоль 180° в.д., $69,2$ – $69,9^\circ$ с.ш. Как было показано на рисунке 2.24 для годовых средних за июль–октябрь коэффициент корреляции составляет минус 0,71. Усиление $Q_{\text{ВСТ}}$ сопровождается ослаблением северного переноса через пролив. В отличие от климатологической оценки работы [Danielson et al., 2014], где полный перепад $\Delta\eta$ относили к расстоянию $L = 2000$ км и получали $r = 6 \cdot 10^{-4}$ м/с, ниже L и r калибруются в рамках концепции с барьером ВСТ. В ходе калибровки выражения (3.20) приняты следующие значения параметров $h = 30$ м, что согласуется с масштабом опреснённого слоя на шельфе Восточно-Сибирского моря и наблюдаемой глубиной ВСТ (Рисунок 3.14); эффективная длина наклона $L = 250$ км; ширина $W = 85$ км и глубина $H = 50$ м фиксированы по геометрии Берингова

пролива. При постоянном $\langle \tau_y \rangle$ равный минус $0,0193 \text{ Н/м}^2$ получено $a = 3,32 \text{ Св/м}$, $r = 2,510 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}$, $\Delta \eta_{\text{АТР}} = 0,38 \text{ м}$, $k = 0,459 \text{ м/Св}$. Результаты представлены на Рисунке 3.15, а. Среднеквадратичная ошибка (RMSE) переноса в Беринговом проливе, рассчитанного по модели (3.16) и по данным реанализа, равна $0,12 \text{ Св}$. Теоретическая прямая $T(Q_{\text{ВСТ}})$ проходит через облако точек с наклоном, заданным барьерной частью при постоянном ветре. Значения по данным реанализа укладываются в пределах $\sigma \approx 0,12 \text{ Св}$. При этом 22 из 32 точек лежат в полосе σ , и практически все — в пределах 2σ . Временная изменчивость представлена на рисунке 3.15, б и тоже демонстрирует совпадение основных минимумов (1994, 2012, 2016, 2023) и максимумов (1995, 2011, 2015, 2020) переноса при постоянном ветре.

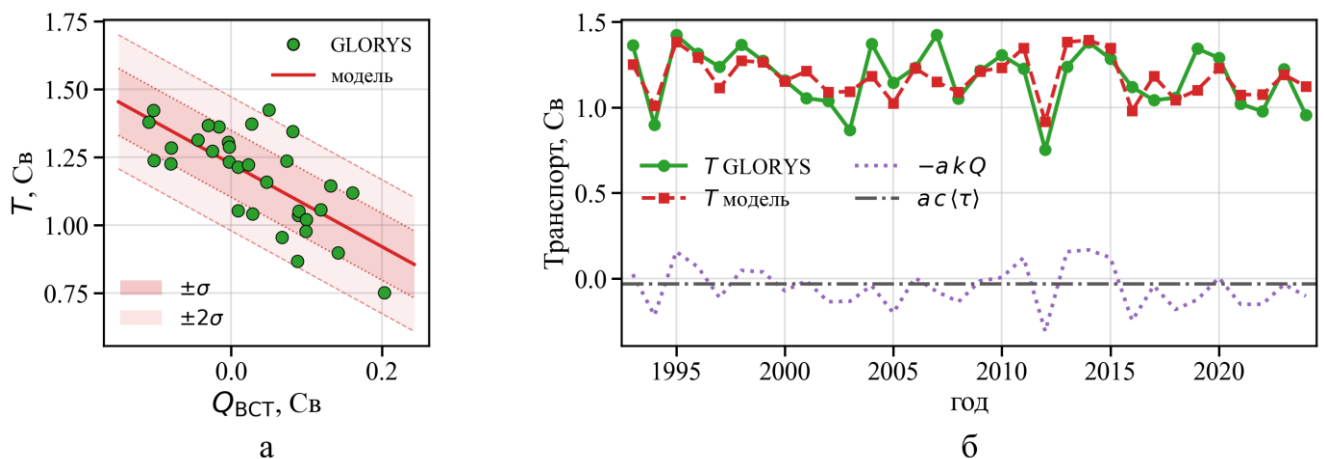


Рисунок 3.15 – Диаграмма рассеяния $Q_{\text{ВСТ}}$ и T вместе с расчётом модели (а); межгодовая изменчивость переноса T по данным реанализа и по модели, барьерный вклад и ветер (б), осредненные за июль-октябрь с 1993 по 2024 гг.

На Рисунке 3.16 схематично показаны две конфигурации, в которых ключевым звеном служит влияние Восточно-Сибирского течения (ВСТ) на водообмен в Беринговом проливе.

При циклонической атмосферной циркуляции (Рисунок 3.16, а). преобладают западные ветры. Опреснённый слой смещается на восток и прижимается к берегу

силой Экмана (V_{Ek}). Усиливается зональный градиент солёности, что интенсифицирует ВСТ. Усиление ВСТ повышает стерический уровень у северного входа в пролив и формирует барьер. Арктико-тихоокеанский перепад уровня уменьшается, перенос тихоокеанских вод на север ослабевает, а местоположение самих вод смещается к востоку.

При антициклонической атмосферной циркуляции над морями Лаптевых и Восточно-Сибирском (Рисунок 3.17, б) преобладают восточные ветры. Опреснённый слой распространяется преимущественно на север. Интенсификация ВСТ и барьер не формируются. Тихоокеанские воды занимают более обширную область Чукотского моря.

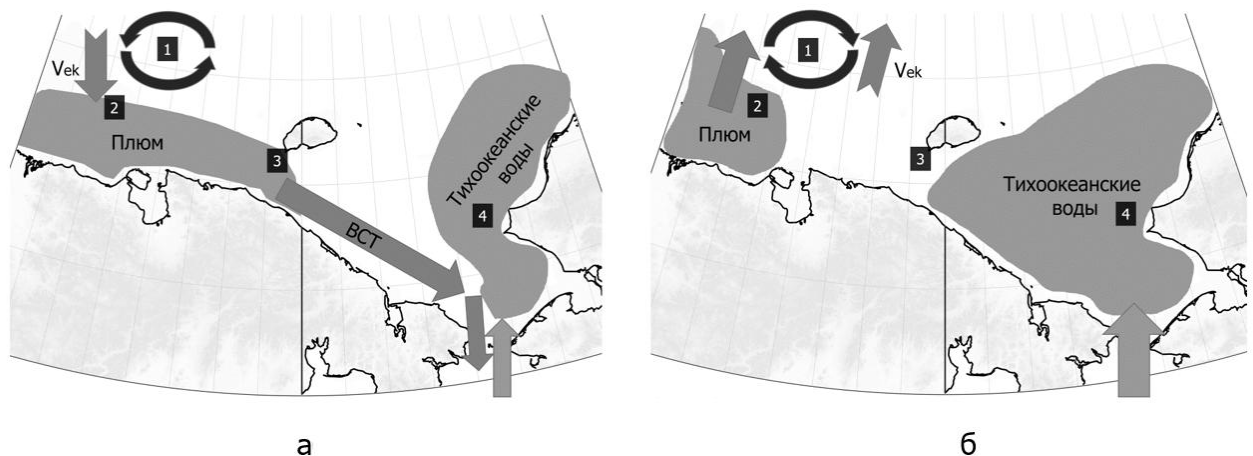


Рисунок 3.16 – Схема двух режимов влияния Восточно-Сибирского течения на водообмен через Берингов пролив при циклонической (а) и антициклонической (б) атмосферной циркуляции.

Предыдущие работы рассматривали изменчивость объёмного переноса через Берингов пролив как баланс арктико-тихоокеанской разности уровней и ветрового напряжения [Coachman, Aagaard, 1966; Aagaard et al., 1985]. В линейной гидравлической форме скорость течения задавалось уравнением (1.3). На межгодовых масштабах в работе [Woodgate, 2018] предложено эмпирическое разложение (1.2). В работах [Danielson et al., 2014, 2020] показали нелокальный

характер ветрового воздействия. Над шельфом Берингова и Чукотского морей формируется градиент уровня на масштабах сотен километров. Далее в работах [Peralta-Ferriz, Woodgate, 2017, 2023] связывали неветровую составляющую с придонным давлением и динамической топографией на шельфе Восточно-Сибирского моря.

При этом в перечисленных работах изменчивость течений на шельфе морей Восточной Арктики либо рассматривается как следствие ветра и перепада уровня, либо не входит в объяснение изменчивости переноса через Берингов пролив. Вклад ВСТ как звена между опреснением от речного стока, уровнем моря и переносом через пролив практически не обсуждается. В разложении Woodgate (формула 1.2) коэффициент m объединяет чувствительность переноса в проливе от ветра, а PH остаётся эмпирическим остатком. В рамках предложенной концепции ВСТ неветровая составляющая переноса в Беринговом проливе получает явную физическую интерпретацию $a(\Delta\eta_{\text{АТР}} - \delta\eta)$, где $\delta\eta$ связан с $Q_{\text{ВСТ}}$ через выражение (3.14). В работе [Danielson et al, 2014] указывалось на нелокальный шельфовый ветер, но не проводилась связь с геострофическим подъёмом уровня, создаваемым зональным переносом ВСТ. Относительно работ [Danielson et al., 2014, 2020] сохраняется баланс градиента уровня, ветра и линейного трения, но добавляется явный член $\delta\eta$ ($Q_{\text{ВСТ}}$). Тем самым перенос ВСТ входит в уравнение переноса через пролив как измеряемый геострофический вклад, а не только как фон шельфовой циркуляции. Новизна предложенной концепции барьера заключается в том, что предложена связь изменчивости ВСТ с переносом в Беринговом проливе и уровнем моря на шельфе, а также физически проверяемая основа для интерпретации межгодовых аномалий тихоокеанского потока в Арктику.

Выводы к главе 3

Многолетний анализ конфигураций местоположения речного стока в морях Восточной Арктики с 1993 по 2020 год основан на комплексном использовании

спутниковых данных о поверхностной солености SMAP, альтиметрических измерений уровня моря и данных поверхностной температуры. Выявленные закономерности подтверждают выводы предыдущих исследований, выполненных как дистанционными, так и контактными методами [Janout et al., 2020; Tarasenko et al., 2021]. Впервые, удалось идентифицировать три основных конфигурации опреснённого слоя по спутниковым данным солености. Северная конфигурация связана с преобладанием восточного ветра. Опреснённые воды наблюдаются от устья Лены на север. В 2015 г. слой с солёностью 13-17 ПЕС фиксировался около 132° в.д., 77° с.ш. В 2020 г. воды с соленостью менее 20 ПЕС доходили до 77° с.ш. в районе 124° в.д. Восточная конфигурация формируется при западном ветре. Опреснённый слой прижат к берегу. В 2016 г. он располагался примерно от 130° до 165° в.д., а к октябрю до $175,5^\circ$ в.д. В 2017 г. восточная граница достигала примерно 171° в.д. Смешанная конфигурация отмечалась в 2018–2019 гг. при частых сменах преобладающего ветра во время безледного периода. В 2018 г. область низких значений солености одновременно наблюдалась у Новосибирских островов (около 140° в.д., 77° с.ш.) и вдоль берега до 169° в.д. В 2019 г. опреснённые воды наблюдались на севере до примерно 133° в.д., $75,5^\circ$ с.ш., а также формировали отдельные от плюма линзы в области между 145° и 175° в.д. в 100–200 км от берега.

Возможность использовать данные уровня моря и температуры для отслеживания конфигурации опреснённого слоя обоснована сопоставлением с данными солености. Средний коэффициент корреляции составляет около минус 0,74. Области повышенных значений уровня моря совпадают с пониженными значениями солёности. В отличие от SMAP, ряд альтиметрии доступен с 1993 г. и лучше покрывает прибрежную зону, что позволяет восстанавливать тип конфигурации опреснённого слоя на многолетнем интервале, когда прямые и спутниковые измерения солёности ограничены. Анализ многолетнего массива данных показал преобладание северной конфигурации опреснённого слоя над восточной примерно в два раза. Однако с 2012 года наблюдается устойчивая тенденция к усилению переноса на восток, достигшая пиковых значений в 2019

году, когда фронт опресненных вод распространился до $170\text{--}180^\circ$ в. д., что свидетельствует о значительных изменениях в гидрологическом режиме региона.

Предложена концепция барьера Восточно-Сибирского течения для июля–октября. Концепция заключается в том, что зональный перенос опреснённых вод ВСТ формирует аномалию стерического уровня, уменьшает арктико-тихоокеанский перепад уровня и ослабляет северный перенос тихоокеанских вод через Берингов пролив вне зависимости от ветрового напряжения непосредственно над проливом. Проведена количественная проверка концепции по данным GLORYS за июль–октябрь 1993–2024 гг. Модельный расчет сопоставлялся с переносом на разрезе 66° с.ш. Среднеквадратичная ошибка составила около 0,12 Св.

Материалы главы 3 опубликованы в работах [Zhuk, Kubryakov, 2021a] и [Zhuk, Kubryakov, 2023].

ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ ПРЕДПРОЛИВНОЙ ДИНАМИКИ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

4.1 Наблюдения ледовых трещин в Чукотском море

Как было показано в главе 1, поступление арктических вод в Тихий океан в зимний период в значительной степени определяется ветром. Усиление северных ветров над Чукотским морем приводит к ослаблению направленного на север течения в Беринговом проливе, а в ряде случаев — к его развороту в южном направлении. В настоящей главе рассматриваются особенности таких аномальных переносов из Арктики в Тихий Океан в зимний период, а также их связь с ледовым покровом. Подобные события могут существенно влиять на термохалинную структуру, динамику ледяного покрова, перенос массы и тепла, а также на водообмен между СЛО и северной частью Берингова моря.

Одним из ключевых процессов, сопровождающим южные заливы в зимний период, является обрушение ледовой арки в Беринговом проливе, которое может происходить при превышении критической скорости ветра [Sodhi, 1977]. Разрушение арки и образование трещин сопровождаются интенсификацией переноса тепла и соли, а также резкими изменениями в термохалинной структуре. Понимание условий и механизмов образования ледовых трещин, включая влияние местной морфологии береговой линии, а также направления ветров, особенно важно для оценки долгосрочных климатических изменений и прогноза состояния ледового покрова [Zhang et al., 2018; Willmes et al., 2023; Jewell, Hutchings, 2023].

В этом разделе анализируются случаи южного потока через Берингов пролив в зимние месяцы и сопровождающие их изменения ледовой обстановки. Особое внимание уделяется возможным триггерам подобных событий, их повторяемости, а также последствиям для циркуляции в южной части Чукотского моря, трансформации водных масс и перераспределения льда.

Анализ данных, полученных на основе спутниковых измерений, показал, что в районе Берингова пролива и к северу от него периодически возникают трещины параболической формы, которые выделяются среди прочих разрушений ледового покрова. На Рисунке 4.1, а–в приведены три характерных случая их образования (показаны не все даты) в 2010 и 2012 гг., общим признаком которых является разрушение ледовой арки. Местоположение областей образования трещин меняется в зависимости от ветровых условий (Рисунок 4.1, г–е).

Так, 19 января 2010 года под воздействием северо-западного ветра трещины формировались вдоль западного берега моря, достигая $68,8^{\circ}$ с.ш. и 175° з.д., с протяжённостью около 180 км по долготе и более 388 км по широте. Максимум модуля ветра наблюдался в районе Берингова пролива.

В феврале 2012 года (в период 26 февраля – 3 марта) под действием северного ветра трещины развивались в центральной части Чукотского моря, охватывая область до $71,6^{\circ}$ с.ш., их протяжённость была максимальной среди рассматриваемых случаев и достигала 611 км по широте и 346 км по долготе. Практически перпендикулярная ориентация параболических ледовых трещин к Берингову проливу подтверждает доминирующую роль ветров северных румбов.

В марте 2012 года (15–20 марта) область формирования трещин сместилась к северо-восточному побережью, достигая широты $71,8^{\circ}$ с.ш. При северо-восточном ветре в этот период наблюдалось формирование параболических трещин, распространявшихся в восточном направлении от Берингова пролива. Эти трещины занимали практически всю вдольбереговую акваторию моря севернее 68° с.ш. Отличительной особенностью в данном случае является то, что максимум модуля ветра был локализован не над акваторией Берингова пролива, а севернее — в районе 68° с.ш. Такие локальные синоптические условия, вероятно, обуславливали отсутствие ярко выраженных параболических трещин непосредственно вблизи пролива. Проведенное сопоставление спутниковых наблюдений и данных о скорости ветра показало, что для всех рассматриваемых

случаев образование крупномасштабных параболических трещин происходит при среднесуточной скорости ветров северных румбов более 9 м/с.

Таким образом, изменчивость интенсивности и направления северных ветров определяют местоположение, протяжённость и морфологию параболических трещин в ледовом покрове севернее Берингова пролива.

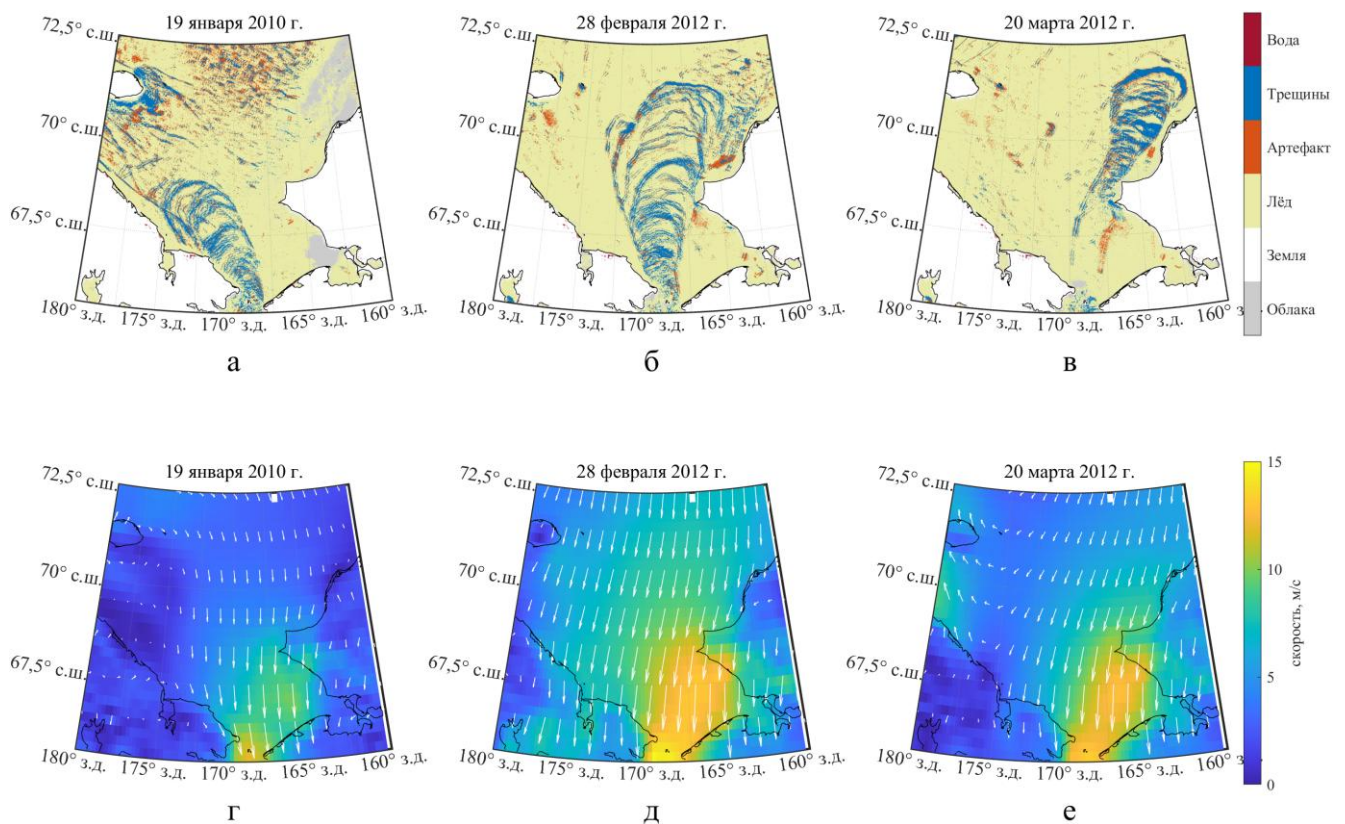


Рисунок 4.1 – Примеры событий образования трещин в Чукотском море на основе данных, полученных с помощью спутниковых измерений (а-в); поля скорости ветра, осредненные за сутки, по данным ERA5 (г-е)

На Рисунке 4.2 приведены рассчитанные параметры ледового покрова в местах ледовых разрывов для нескольких событий образования трещин параболической формы. Вблизи Берингова пролива значения эффективного угла внутреннего трения лежат в диапазоне 30–45°. По мере удаления от пролива

величины φ возрастают до $50\text{--}60^\circ$, что связано с увеличением толщины и консолидации ледового покрова на высоких широтах. Для всех случаев закономерно наблюдается увеличение сцепления при росте широты. Это связано с тем, что угол θ (красная линия) также растёт — арки становятся более «открытыми», и для устойчивости требуется большее сцепление. Таким образом закономерно, что максимальные значения сцепления льда — до $12\text{--}13$ кПа — наблюдаются на высоких широтах. Это объясняется большей толщиной и прочностью льда, а также условиями сжатия. Полученные значения критичны для оценок разрушения ледового покрова, что важно для понимания, где и когда возможно формирование или исчезновение ледовых арок, регулирующих дрейф льда. К тому же обрушение ледовых арок сопровождается массовым переносом льда через пролив, напрямую оказывая влияние на судоходство, безопасность арктических коммуникаций и работу инженерной инфраструктуры.

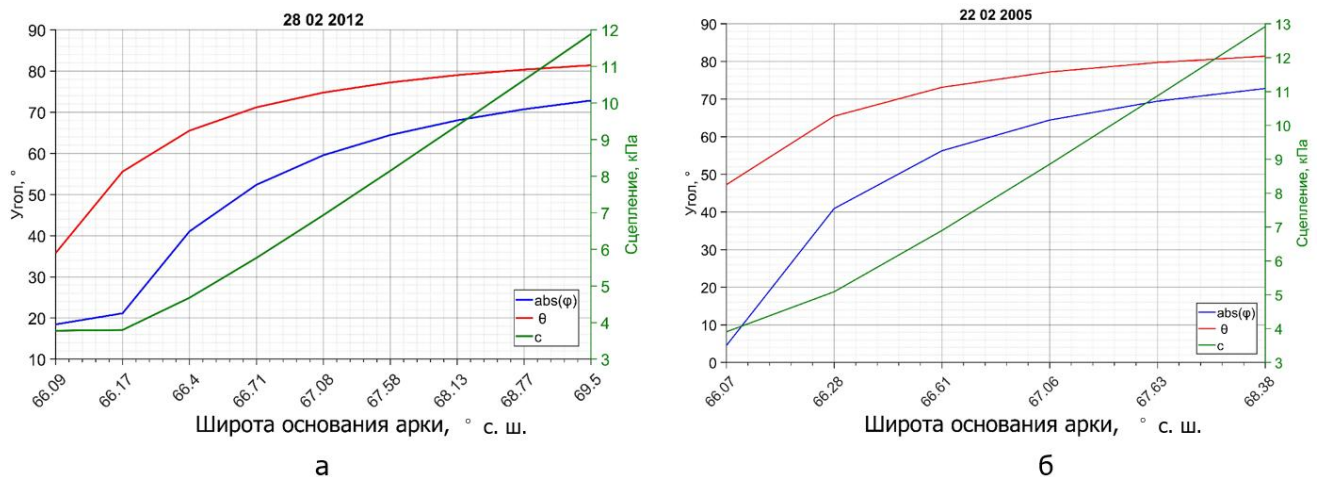


Рисунок 4.2 – Рассчитанные по спутниковым данным угол между основанием арки и касательной к ней (θ), эффективный угол внутреннего трения (φ) и сцепление (c) в зависимости от широты основания ледовой арки для 28 февраля 2012 г. (а) и 22 февраля 2005 г. (б)

Освобождения значительных площадей ото льда существенно усиливают обмен теплом между океаном и атмосферой [Perovich, 2011]. Одно из таких событий резкого увеличения площади открытой воды во время образования трещин 15 и 18 марта хорошо просматриваются и в оптическом диапазоне по данным прибора MODIS на Рисунке 4.3, а. Если 15 марта ледовые трещины только образовались, то 18 марта наблюдается значительное увеличение площади открытой воды.

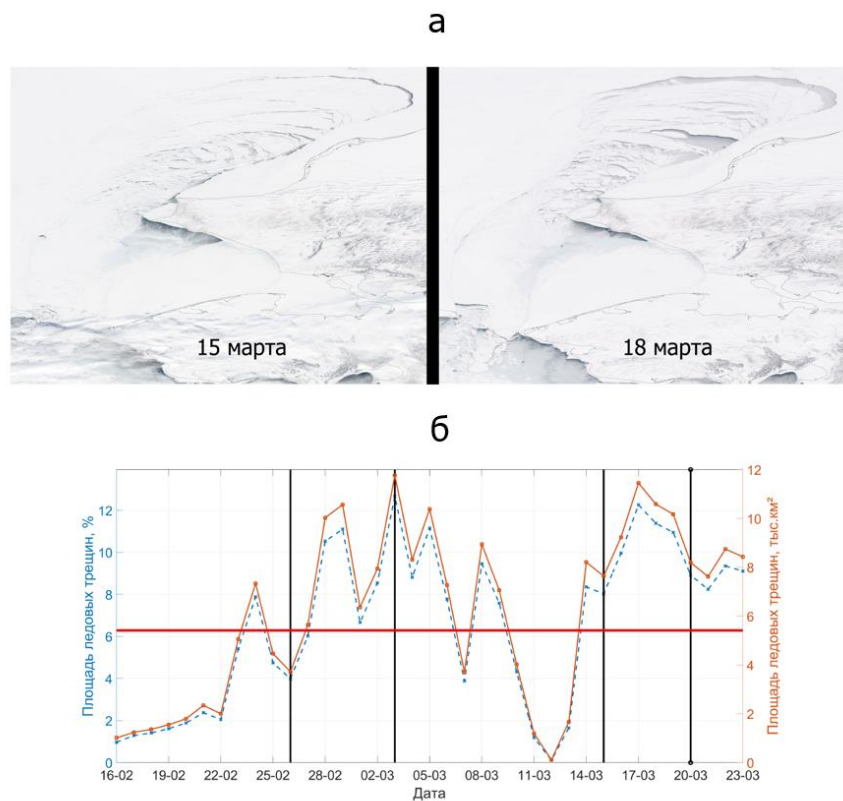


Рисунок 4.3 – Снимки в оптическом диапазоне для 15 и 18 марта 2012 (а); площадь ледовых трещин в районе 165–174 °з.д. 66–71.5 °с.ш. (б); (красной линией обозначена средняя в январе–марте 2012 площадь ледовых трещин)

Для количественной оценки площади, занимаемой трещинами в феврале и марте 2012, использовались данные спутниковых измерений. На рисунке 4.3, б представлены результаты, демонстрирующие, что данная площадь колеблется от

менее 3 тыс. км² в промежутках 16–22 февраля 11–13 марта до более 12 и 11 тыс. км² во время образования трещин 3 и 15 марта соответственно. Таким образом наблюдается увеличение площади трещин в более чем в 2 раза относительно средней в ледовый период 2012 г.

После событий выноса площадь открытой воды достигает максимума, затем постепенно уменьшается вследствие льдообразования, поскольку вода в трещинах находится при температуре, близкой к точке замерзания [Morison et al, 1992]. Известно, что зимой открытая вода в трещинах во льду быстро замерзает, образуя смесь открытой воды и тонкого льда [Beitsch et al., 2014], поэтому после резкого увеличения количества трещин наблюдается постепенное сокращение ледовых разломов.

4.2 Параметризация форм ледовых трещин

Вместе с ветром важной региональной особенностью являются морфологическое строение берегов и батиметрия Чукотского моря, которые совместно с ветровым воздействием регулируют океанические течения. Согласно работе [Sodhi, 1977] малая ширина Берингова пролива позволяет рассматривать перенос пакового льда аналогично выходу гранулированного материала из сужающегося канала. При достижении критических значений напряжений возникают трещины, форма которых выводится из отношения тангенциального и нормального напряжения. В итоге форму ледовых трещин можно описать согласно формуле 1.12. Поскольку конвергенция ледового покрова происходит в области Берингова пролива начало отсчета для построения форм ледовых трещин выбиралось в центре пролива. При построении использовались следующие значения параметров: типичное по порядку величины значение $D = 0,001$ [Sodhi, 1977; Martin, 2016]; $r = 1,3943$ кг/м³ — стандартное значение плотности воздуха для условий Чукотского моря в зимний период; скорость ветра принята равной 9,4 м/с (среднесуточная скорость ветра над Беринговым проливом во время события по

данным реанализа ERA5); $p = 3500 \text{ Н/м}$ — величина, подобранная эмпирически при наилучшем соответствии наблюдениям. Полуширина увеличивалась для каждой последующей трещины. Число трещин задавалось вручную. Результаты проведенной параметризации представлены на Рисунке 4.4. Для февральских событий выноса наблюдается согласованность параметризованных парабол с местоположением трещин по спутниковым данным. Расхождения фиксируются в крайних северо-восточных и северо-западных частях ледовых разломов, что, вероятно, объясняется образованием вторичных трещин [Sodhi, 1977].

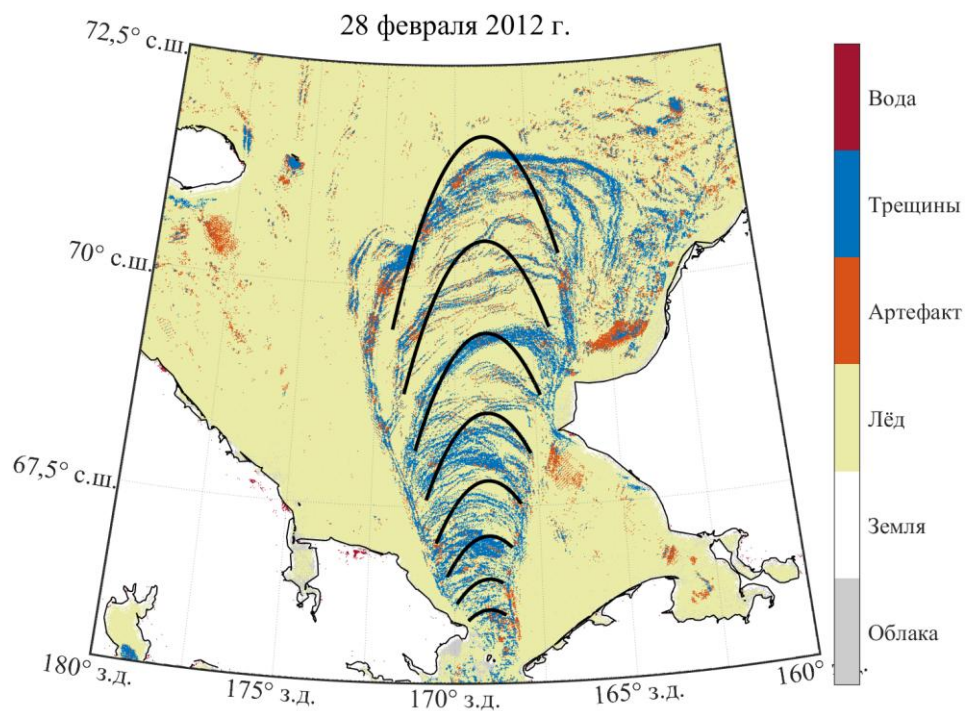


Рисунок 4.4 – Пример параметризованной формы ледовых трещин на карте данных на основе измерений спутника MODIS

4.3 Изменчивость течений и переноса льда в Беринговом проливе во время сильных ветров на примере событий в феврале–марте 2012 г.

На Рисунке 4.5, а, б представлены ежедневные карты скорости ледового дрейфа по данным GLORYS12v1. Отчетливо видно, как в период образования трещин происходит увеличение южных скоростей. 27 февраля в районе Берингова пролива скорости достигали более 0,3 м/с. Во время последующего события в марте 2012 к моменту начала выноса на юг наблюдается значительная по размерам область на удалении от Берингова пролива со скоростями 0,15–0,2 м/с. в районе $\sim 167^\circ$ в.д. 70° с.ш. Максимальные значения наблюдаются в Беринговом проливе, к югу от области образования трещин, что связано с наблюдающейся в данной области конвергенцией скорости.

Различия между взломами льда в феврале и марте прослеживаются на Рисунке 4.5, в, г, где показаны карты дивергенции скорости льда, усредненной в наиболее динамически активные дни трансформации ледового поля. В феврале наибольшие отрицательные значения до $-0,02$ расположены к востоку от Берингова пролива в районе 165° в.д. 67° с.ш. в то время, как в районе самого пролива преобладают положительные значения свыше 0,02. В марте главной особенностью являются повышенные отрицательные значения (до $-0,02$) вдоль восточного берега на $68\text{--}71^\circ$ с.ш., что подчёркивает различия в местоположениях трещин.

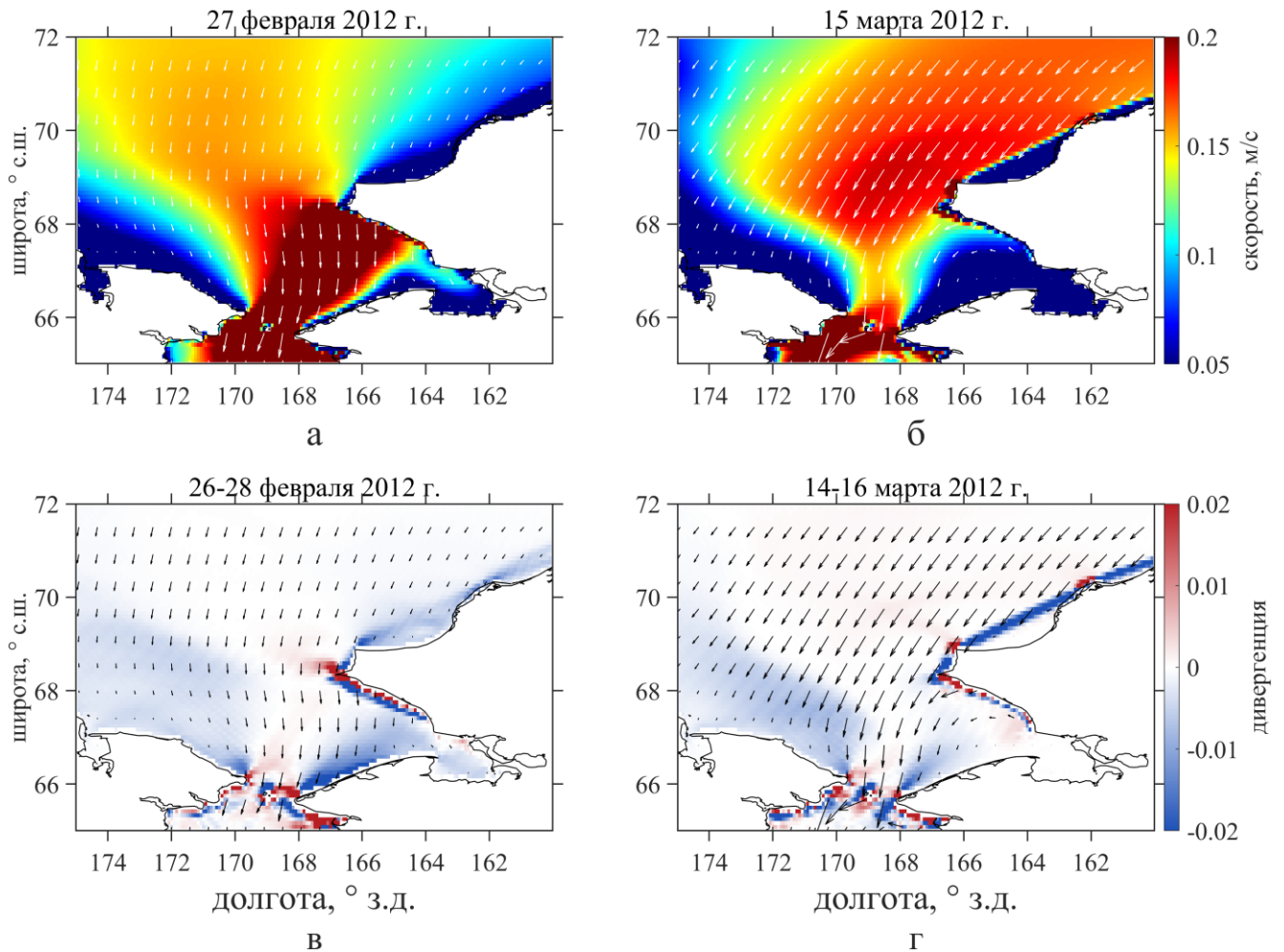


Рисунок 4.5 – Ежедневные карты скорости ледового дрейфа 27 февраля (а) и 15 марта 2012 (б) по данным реанализа GLORYS12v1; дивергенция поля скорости ледового дрейфа осредненная с 26 по 28 февраля (в) и 14–16 марта (г); стрелки обозначают направление средней скорости ледового дрейфа

Образование ледовых трещин существенно влияет на динамику ледового покрова и водообмен в регионе. В качестве демонстрации рассмотрим более подробно изменчивость гидрологических характеристик в феврале–марте 2012 г во время наблюдения ледовых выносов. На Рисунке 4.6 представлена изменчивость течений в Беринговом проливе по данным заякоренных ADCP измерений. Анализ показал усиление южного потока за несколько дней до образования ледовых трещин. В начальный период с 17 по 26 февраля скорости течений имеют неоднородную структуру: на глубине до 15 м наблюдаются отрицательные

значения до $-0,1$ м/с (южное направление), в то время как на глубинах свыше 15 м присутствуют ярко выраженные положительные значения свыше $0,2$ м/с (северное направление). Начиная с 26 февраля заметно усиление южных течений, происходящие практически одновременно с интенсивным взломом льда в Чукотском море и последующим образованием ледовых трещин. Непосредственно во время образования трещин наблюдаются отрицательные значения меридиональной компоненты течений, которые охватывают все горизонты профиля и достигают $0,8$ и $0,44$ м/с 27–29 февраля и 16–19 марта соответственно. Однако после первого события образования ледовых трещин уже к 4 марта на глубине 5 м почти постоянный северный поток со скоростями до $0,2$ м/с восстанавливается. Аналогичная изменчивость наблюдается и для второго события – к 19–20 марта на глубине свыше 5 м отмечаются северные скорости до $0,1$ м/с.

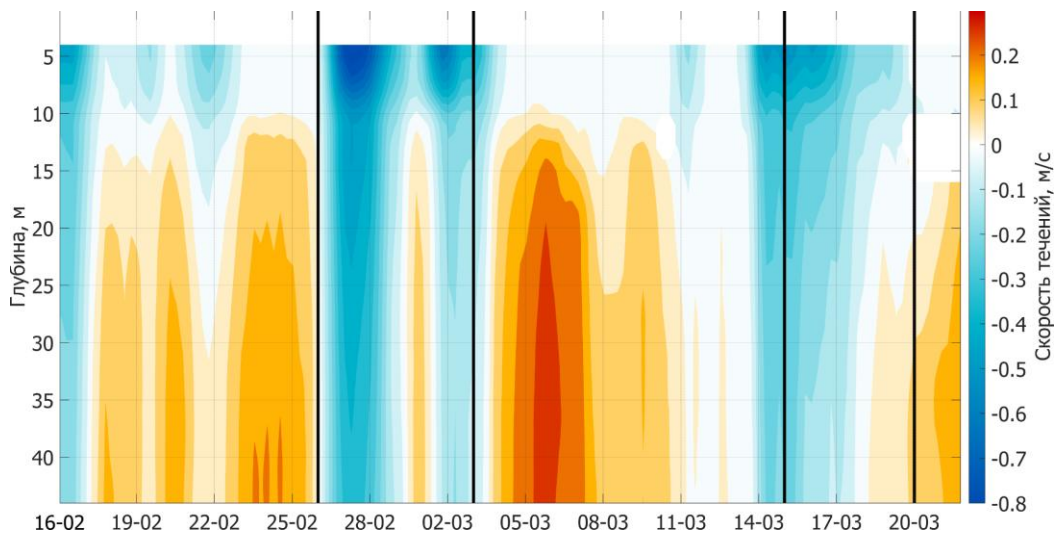


Рисунок 4.6 – Временная изменчивость вертикального профиля меридиональной компоненты скорости течений, сглаженная 1-дневным скользящим средним по данным заякоренных ADCP в Беринговом проливе (черные линии обозначают моменты начала и конца событий образования ледовых трещин)

Проведен анализ связи изменчивости ветра и течений в проливе. Северный ветер в предпроливных зонах принимал значения свыше 9 и 8 м/с для февральского

и мартовского выносов соответственно. Подтверждается превалирующая роль ветра: коэффициент корреляции между изменчивостью меридиональной компоненты течений на глубине 4 м и осреднённой в области 164–174° в.д. 66–72° с.ш. меридиональной составляющей скорости ветра составляет 0,78. На Рисунке 4.7 также приведено сопоставление изменчивости средней скорости ветра и дрейфа льда в Чукотском море в конце февраля – марте 2012 г. Коэффициент корреляции показывает высокую связь между двумя изменчивостями ($K \sim 0,75$). Резкому увеличению отрицательной скорости с $-0,05$ до $-0,11$ м/с 27 февраля предшествовало усиление северного ветра со значениями свыше 7 м/с, что превосходит критическую величину для обрушения ледовой арки [Sodhi, 1977]. Аналогичная изменчивость прослеживалась и во время выноса льда в марте: следом за максимумом северного ветра 14 марта наблюдался минимум скорости дрейфа льда 15 марта. Среднее запаздывание отклика дрейфа льда и течений на изменение ветра составило 12 часов. Таким образом показано наличие сильной связи между изменчивостью дрейфа льда, скоростью течений и ветром во время событий выноса в феврале–марте 2012. Как видно на Рисунке 4.7, средний за сутки перенос льда при первом событии выноса в южном направлении увеличивается до 1,6 тыс. км² и до 1 тыс. км² во втором, что в 4–5 раз превосходит значения до начала выносов. Эти результаты находятся в соответствии с более ранним исследованием [Babb et al., 2013], в рамках которого обнаружен аномально большой перенос льда из СЛО в 2011–2012 гг. Авторы статьи подчеркивают, что главная причина такого события заключается в сочетании сильного Азиатского максимума и смещением Алеутской депрессии на север в область над Беринговым проливом и Аляской.

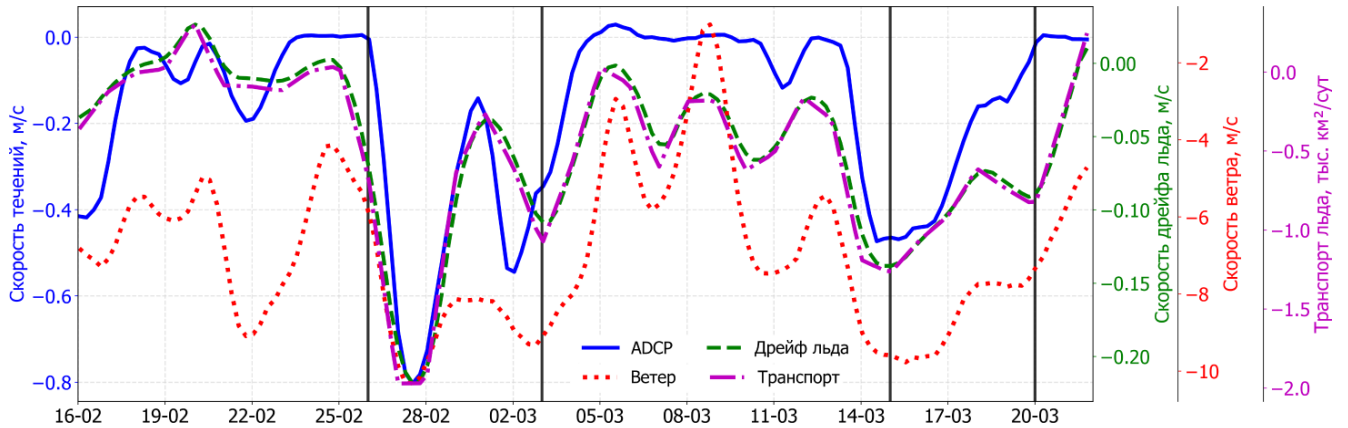


Рисунок 4.7 – Изменчивость меридиональной компоненты скорости течений в Беринговом проливе на глубине 5 м по данным ADCP и меридиональной компоненты скорости ветра, усредненной над проливом в области 164–174° з.д. 66–71° с.ш.; Усредненные меридиональная компоненты скорости течений и дрейфа льда в проливе в разрезе 167,6–170° з.д. 66° с.ш., сглаженные 1-дневным скользящим средним; Ежесуточный перенос льда через Берингов пролив (черными линиями обозначены периоды событий образования ледовых трещин)

Как было продемонстрировано на Рисунках 4.5–4.7 во время событий образования трещин параболической формы наблюдается перенос вод и льда в южном направлении (отрицательные значения меридиональной компоненты скорости течений и переноса льда). Для оценки межгодовой изменчивости количества таких событий по косвенным параметрам была проанализирована изменчивость меридиональной компоненты ветра, осредненной над Беринговым проливом, а также данные ADCP измерителей. Из-за частого отсутствия информации на верхних горизонтах (например, в 2016–2017 гг.) для определения событий выноса использовались данные на глубине 15 м. В то же время на этой глубине в случае экстремально сильных ветров наблюдаются отрицательные (южные) скорости течений, что позволяет зафиксировать отклик течений на ветровое воздействие. Таким образом, именно на этом горизонте соблюдается оптимальное соотношение между количеством доступных данных и возможностью наблюдать южные течения в Беринговом проливе. Фиксация событий выноса

подкреплялась анализом данных, полученных на основе спутниковых измерений [Willmes et al., 2023]. Например, на Рисунке 4.8, а отчетливо видно, что 11 февраля, несмотря на многочисленные ледовые трещины, наблюдаются параболические трещины в центре моря, берущие начало от Берингова пролива. В этот же день отмечался северный ветер с локальными максимумами скорости над проливом (Рисунок 4.8, б) и в восточном районе Чукотского моря 162° з.д. 70° с.ш. у побережья Аляски. На Рисунке 4.8, в по данным ADCP за 2015 г. зафиксированы интенсивные южные залоки: на глубине 15 м скорость достигала $-0,6$ м/с, а 11 февраля $-0,4$ – $0,5$ м/с. Более выраженные параболические трещины наблюдались 3 марта 2021 г., также при северном ветре (Рисунок 4.8, б), но со сдвигом максимума скорости ветра на север от пролива. Южные течения усиливались по всей глубине, превышая $0,6$ м/с (Рисунок 4.8, в).

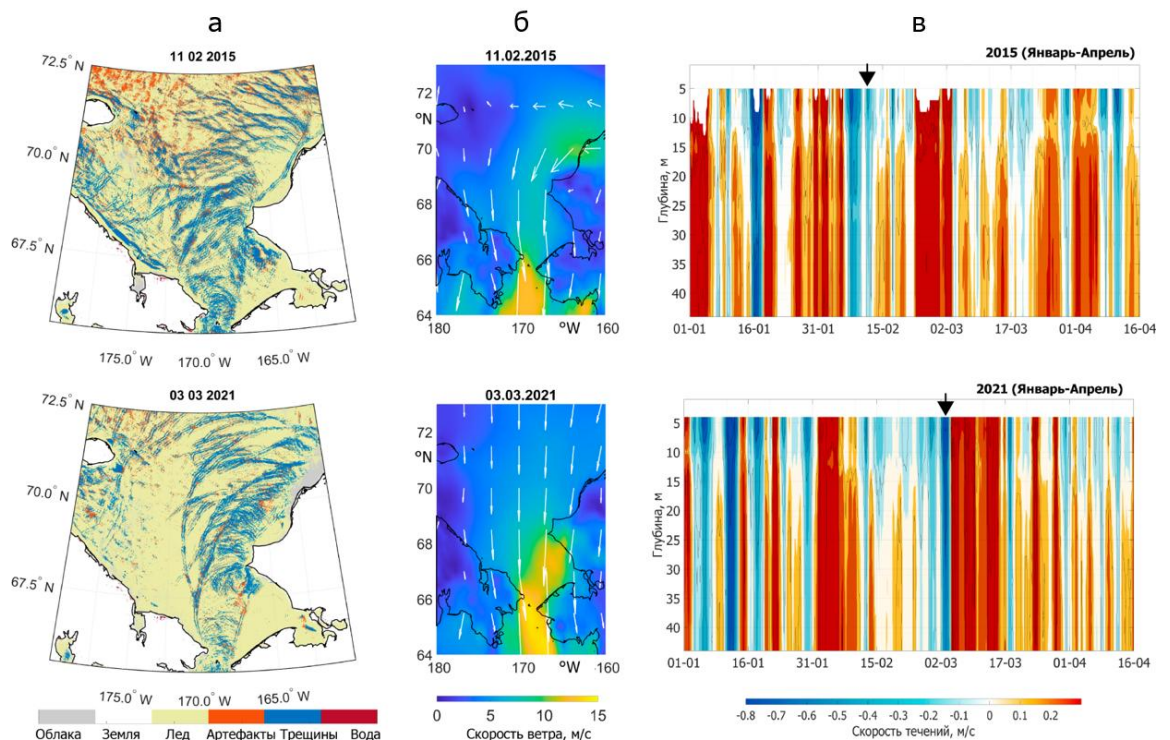


Рисунок 4.8 – Поле ледовых трещин на основе измерений MODIS (а) и среднесуточное поле скорости ветра (б) 11 февраля 2015 и 3 марта 2021. Профиль изменчивости меридиональной компоненты скорости течений в Беринговом проливе (в) с января по апрель 2015 и 2021

4.4 Межгодовая изменчивость событий ледового выноса и их связь с ветром

Для оценки межгодовой изменчивости событий выноса проанализирована изменчивость меридиональной компоненты скорости ветра, осредненная над Беринговым проливом, а также данные ADCP измерителей. Из-за частого отсутствия информации на верхних горизонтах для обнаружения событий выноса использовались данные на глубине 15 м. Анализ имеющихся данных показал, что образование трещин параболической формы значительных размеров чаще происходит при южных течениях величиной свыше 0,25 м/с и значениях меридиональной компоненты северного ветра более 5,2 м/с. Приведенные значения использовались как пороговые для определения количества событий выноса (Рисунок 4.9, а), а также количества дней с выносами (Рисунок 4.9, б) в период с января по март. На межгодовых масштабах фиксируется снижение количества и продолжительности событий. За период наблюдений с 2008 по 2022 г в среднем число событий уменьшалось со скоростью 0,4 в год, а количество дней с событиями выносов 0,3 % в год. На Рисунке 4.10, а, б видно, что над Чукотским морем в зимний период преобладает северный ветер. В южной части моря наблюдается увеличение силы ветра до значений свыше 9 м/с.



Рисунок 4.9 – Межгодовая изменчивость абсолютного количества (а) и относительного количество дней (б) с событиями формирования ледовых трещин с января по март, определенных пороговыми значениями скорости ветра и течений

В последнее время наблюдается положительный тренд (Рисунок 4.10, а, в) меридиональной компоненты ветра, причем наибольшие изменения происходят в районе Берингова пролива. Для рассматриваемого промежутка времени тренд является статистически незначимым, однако повышение меридиональной скорости ветра в январе–марте наблюдается с 1992 года и для расширенного временного диапазона статистически значим.

Наблюдаемое снижение силы южных ветров находится в соответствии с фиксируемыми изменениями потока через Берингов пролив, где на основе многолетних заякоренных ADCP измерений показано повышение переноса на север и увеличение привносимого тепла в СЛО [Woodgate, 2018]. Таким образом, анализ изменчивости ветра в Чукотском море показал, что причиной уменьшения количества и продолжительности периодов экстремальных выносов льда является ослабление северных ветров.

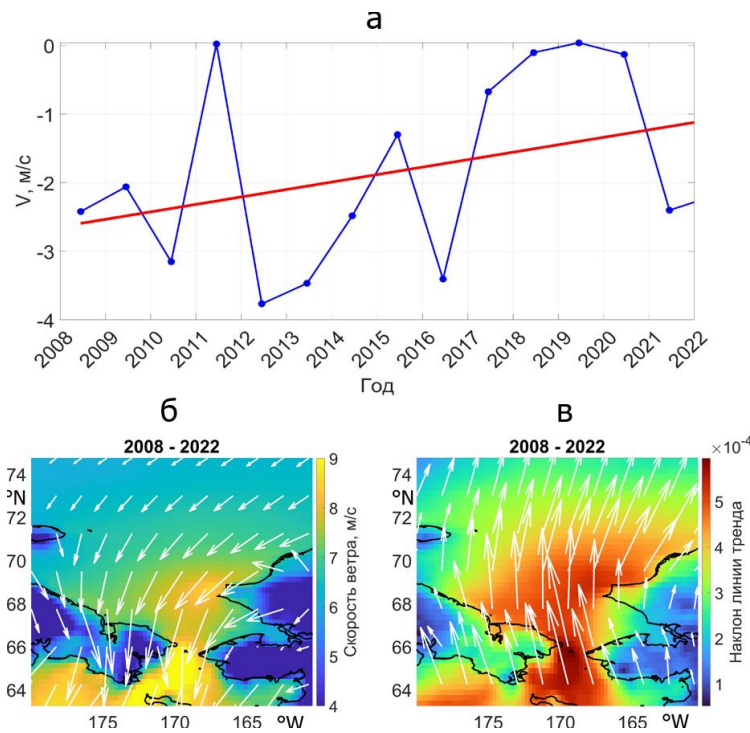


Рисунок 4.10 – Характеристики ветра над Чукотским морем, осредненные для января–марта 2008–2022 гг.: межгодовая изменчивость меридиональной компоненты, осредненной по пространству в области $164\text{--}174^\circ$ з.д. $66\text{--}72^\circ$ с.ш. (а); поле скорости ветра (б); пространственное распределение наклона линии тренда (в)

Выводы к главе 4

Впервые были подробно рассмотрены события интенсивного взлома льда и образования разрывов параболической формы в южной части Чукотского моря и их взаимосвязь с переносом льда, а также изменчивостью течений в Беринговом проливе на основе данных спутниковых продуктов, *in situ* ADCP датчиков и реанализов. Особенности морфологического строения южной части Чукотского моря и воздействие сильного северного ветра приводят к резкой перестройке ледовых полей. По оптическим данным, а также по данным на основе прибора

MODIS определены пространственные характеристики событий ледового выноса из акватории Чукотского моря на юг в 2012 году: 26 февраля – 2 марта и 15–20 марта; и в 2010 году с 18 по 21 января. Анализ ежедневных данных на основе измерений прибора MODIS [Willmes et al., 2023] показал повышение площади открытых вод во время интенсивного южного переноса на юг в 2 раза. В результате слома льда и южных течений такие события приводят к резкому выносу льда из СЛО в Тихий океан. В зимний период во время интенсификации северных ветров в Беринговом проливе периодически происходит смена направления течений с северного на южное с $K > 0,7$. На примере 2012 года подробно рассмотрен процесс усиления северного ветра одновременно с изменчивостью скорости течений в проливе. Используя пороговые значения скорости течений и ветра, а также данные на основе спутниковых измерений MODIS определена межгодовая изменчивость событий южного переноса льда в предпроливной области Чукотского моря с 2008 по 2022. Обнаружено снижение количества и продолжительности событий резкого выноса льда на юг. Причина этого снижения заключается в долгосрочном уменьшении скорости северных ветров в области над проливом в зимний период. Наблюдаемые события представляют особую важность, ввиду увеличения потока льда через Берингов пролив в последние десятилетия в условиях меняющегося климата. В долгосрочной перспективе Чукотское море может стать частью Мирового океана, через которую многолетний лед экспортируется из Северного Ледовитого океана. Результаты исследований, представленных в главе 4, опубликованы в [Жук, Кубряков, 2026].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследования были выявлены ключевые закономерности водообмена между Тихим океаном и морями Восточной Арктики, обусловленные как атмосферным влиянием, так и характеристиками циркуляции водных масс. Основные результаты настоящей работы могут быть сформулированы следующим образом:

1. В зимне–весенний период основным фактором, определяющим направление и интенсивность течений в Беринговом проливе, является местный ветер (коэффициент корреляции более 0,7). Усиление северных ветров вызывает смену направления течений с северного на южное. Морфология береговой черты южной части Чукотского моря способствует резкой перестройке ледового покрова: при достижении критических напряжений формируются нарушения сплошности ледового покрова, форма которых зависит от соотношения тангенциального и нормального напряжений. В такие периоды площадь открытой воды в Чукотском море может увеличиваться более чем в три раза, а возникающие разломы ведут к активному выносу льда из СЛО в Тихий океан. Частота и интенсивность событий выноса льда демонстрируют выраженную межгодовую изменчивость, связанную с многолетней изменчивостью ветра. Зафиксировано снижение числа таких событий за последние десятилетия, что связано с долгосрочным трендом ослабления северных ветров над Беринговым проливом в январе–марте.

2. В летне–осенний период ключевое влияние на аномалии переноса в Беринговом проливе оказывает изменчивость течений в морях Восточной Арктики. Установлено, что периоды ослабления суммарного потока через пролив совпадают с усилением ВСТ, которое может временно снижать перенос тихоокеанских вод в СЛО и вызывать их смещение на восток. Это проявляется в изменении положения

залегания Берингоморских летних вод (БЛВ) и Аляскинских прибрежных вод (АПВ).

3. Межгодовая изменчивость Восточно-Сибирского течения зависит от горизонтального распространения опреснённого слоя, которое определяется ветровой циркуляцией над морем Лаптевых и Восточно-Сибирским, и при западных ветрах способствует резкому росту градиента плотности на шельфе Восточно-Сибирского моря. На основе спутниковых данных предложена классификация конфигураций распространения опреснённого слоя, выявлены сезонные и межгодовые изменения за 30-летний период. За последнюю декаду наблюдается отчётливая тенденция к смещению границы опреснённого слоя на восток до 180° в.д., что связано с преобладанием западных ветров и усилением ВСТ.

Ранее перенос через Берингов пролив связывали с арктико-тихоокеанским перепадом уровня и локальным ветром. В предложенной концепции для периода с июля по октябрь этот баланс дополняется динамическим барьером Восточно-Сибирского течения. Зональный перенос ВСТ формирует аномалию стерического уровня $\delta\eta$ у северного входа в пролив и уменьшает эффективный перепад уровня, ослабляя северный перенос при фиксированном локальном ветре.

Таким образом, проведённое исследование позволило комплексно охарактеризовать изменения циркуляции Восточной Арктики, показать роль локальных синоптических процессов в управлении региональными процессами и выявить ранее не описанные механизмы взаимодействия речного стока, ветра и океанических течений. Полученные результаты могут быть использованы при построении моделей прогноза арктического климата, навигационного обеспечения и оценки устойчивости экосистем Арктики к изменениям внешней среды.

ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ

АПВ – Аляскинские прибрежные воды

БЛВ – Беринговоморские прибрежные воды

ADCP – Acoustic Doppler Current Profiler

GLORYS – Global Ocean reanalysis and Simulation

МВА – Моря Восточной Арктики

СЛО – Северный Ледовитый океан

SWOT – Surface Water and Ocean Topography

SMAP – Soil Moisture Active Passive

KaRIn – Ka-band Radar Interferometer

CMEMS – Copernicus Marine Environment Monitoring Service

SLA – Sea level Anomaly

MODIS – The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

ПЕС – practical salinity units

БП – Берингов пролив

CTD – Conductivity, Temperature, Depth

ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ВСТ – Восточно-Сибирское течение

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башмачников, И. Л. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции / И. Л. Башмачников, А. М. Федоров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2018. — Т. 15, № 7. — С. 184—194. — DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194.
2. Брызгалo, В. А. Устьевые экосистемы крупных рек России / В. А. Брызгалo, А. М. Никаноров, Л. С. Косменко и др. // Антропогенная нагрузка и экологическое состояние: монография. — Ростов н/Д: Изд-во Южного федерального университета, 2015. — 164 с.
3. Войнов, Г. Н. Долгопериодные приливы и шельфовые волны в Чукотском море / Г. Н. Войнов, Е. А. Захарчук // Метеорология и гидрология. — 1999. — № 12. — С. 65—76.
4. Жук, В. Р. Влияние Восточно-Сибирского течения на водообмен в Беринговом проливе по спутниковым альтиметрическим данным / В. Р. Жук, А. А. Кубряков // Океанология. — 2021. — Т. 61, № 6. — С. 856—868. — DOI: 10.1134/S0001437021060174. (Zhuk, V. R. Effect of the East Siberian Current on Water Exchange in the Bering Strait Based on Satellite Altimetry Measurements / V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov // Oceanology. — 2021. — Vol. 61, No. 6. — P. 791-802. — DOI 10.1134/S0001437021060175. — EDN ISJAIX.).
5. Жук, В. Р. Интенсивный взлом льда и вынос арктических вод через Берингов пролив под действием северных ветров в зимний период / В. Р. Жук, А. А. Кубряков // Исследование Земли из космоса. — 2026. — № 3. — С. 60—73. — DOI: 10.7868/S3034540526030059. (Zhuk, V. R. Intensive Sea Ice Fracturing and Export of Arctic Waters through the Bering Strait

Driven by Northerly Winds in Winter Period / V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov // *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. – 2026. – 3. – P. 60–73)

6. Жук, В. Р. Применение БПЛА-измерений для оценки динамики прикромочной ледовой зоны в Карском море / В. Р. Жук, И. Е. Козлов, А. А. Кубряков [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. – 2022. – Т. 19, № 5. – С. 235–245. – DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-235-245.
7. Захарчук, Е. А. Вынужденные топографические волны в поле уровня арктических морей сибирского шельфа / Е. А. Захарчук, Н. А. Тихонова // *Проблемы Арктики и Антарктики*. — 2013. — № 1 (95). — С. 18—30.
8. Захарчук, Е. А. Об интенсивности течений разных временных масштабов в Чукотском море и Беринговом проливе / Е. А. Захарчук, Н. А. Тихонова // *Метеорология и гидрология*. — 2006. — № 1. — С. 76—85.
9. Захарчук, Е. А. Синоптическая изменчивость уровня и течений в морях, омывающих северо-западное и Арктическое побережья России / Е. А. Захарчук. — СПб.: Гидрометеиздат, 2008. — 359 с.
10. Захарчук, Е. А. Синоптическая изменчивость уровня и течений в морях, омывающих северо-западное и Арктическое побережья России: автореф. дис. д-ра геогр. наук: 25.00.28 / Е. А. Захарчук. — СПб., 2009. — 44 с.
11. Коучмен, Л. К. Берингов пролив / Л. К. Коучмен, К. Огорд, Р. Б. Трипп. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 127 с.
12. Кулаков, М. Ю. Ветровая и термохалинная циркуляция вод Чукотского моря в летний период: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук / М. Ю. Кулаков. — Л., 1989. — 16 с.
13. Кулаков, М. Ю. Моделирование типовых циркуляций вод Чукотского моря / М. Ю. Кулаков // *Труды ААНИИ*. — 1993. — Т. 429. — С. 76—85.
14. Петренко, Л. А. Изменчивость прикромочной ледовой зоны и вихреобразования в проливе Фрама и у архипелага Шпицберген по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летний период /

- Л. А. Петренко, И. Е. Козлов // Морской гидрофизический журнал. — 2023. — Т. 39, № 5. — С. 631—649.
15. Ратманов, Г. Е. К вопросу о водообмене через Берингов пролив / Г. Е. Ратманов // Исследования морей СССР. — 1937. — Т. 25. — С. 119—135.
 16. Штокман, В. Б. Влияние ветра на течения в Беринговом проливе, причины их скоростей и преобладающего северного направления / В. Б. Штокман // Труды ИОАН. — 1957. — № 26. — С. 171—197.
 17. Aagaard, K. On the wind-driven variability of the flow through the Bering Strait / K. Aagaard, A. T. Roach, J. D. Schumacher // Journal of Geophysical Research. — 1985. — Vol. 90. — P. 7213—7221. — DOI: 10.1029/JC090iC04p07213.
 18. Aagaard, K. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation / K. Aagaard, E. Carmack // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1989. — Vol. 94. — P. 14485—14498. — DOI: 10.1029/JC094iC10p14485.
 19. ACIA. Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. ACIA Overview report. — Cambridge: Cambridge University Press, 2004. — 140 p.
 20. Babb, D. G. Multiyear sea ice export through the Bering Strait during winter 2011–2012 / D. G. Babb, R. J. Galley, M. G. Asplin et al. // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2013. — Vol. 118. — P. 5489—5503. — DOI: 10.1002/jgrc.20383.
 21. Bauch, D. Correlation of river water and local sea-ice melting on the Laptev Sea shelf (Siberian Arctic) / D. Bauch, J. A. Hölemann, A. Nikulina et al. // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2013. — Vol. 118. — P. 550—561. — DOI: 10.1002/jgrc.20076.
 22. Beitsch, A. Investigating high-resolution AMSR2 sea ice concentrations during the February 2013 fracture event in the Beaufort Sea / A. Beitsch, L. Kaleschke, S. Kern // Remote Sensing. — 2014. — Vol. 6, № 5. — P. 3841—3856. — DOI: 10.3390/rs6053841.

23. Brugler, E. T. Seasonal to interannual variability of the Pacific water boundary current in the Beaufort Sea / E. T. Brugler, R. S. Pickart, G. W. K. Moore et al. // *Progress in Oceanography*. — 2014. — Vol. 127. — P. 1—20. — DOI: 10.1016/j.pocean.2014.05.002.
24. Carmack, E. C. Freshwater and its role in the Arctic marine system: Sources, disposition, storage, export, and physical and biogeochemical consequences in the Arctic and global oceans / E. C. Carmack, M. Yamamoto-Kawai, T. W. N. Haine et al. // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. — 2016. — Vol. 121. — P. 675—717. — DOI: 10.1002/2015JG003140.
25. Carmack, E. The contiguous panarctic Riverine Coastal Domain: A unifying concept / E. Carmack, P. Winsor, W. Williams // *Progress in Oceanography*. — 2015. — Vol. 139. — P. 13—23. — DOI: 10.1016/j.pocean.2015.07.014.
26. Cherniawsky, J. Y. Bering Strait transports from satellite altimetry / J. Y. Cherniawsky, W. R. Crawford, O. P. Nikitin et al. // *Journal of Marine Research*. — 2005. — Vol. 63, № 5. — P. 887—900. — DOI: 10.1357/002224005774464201.
27. Coachman, L. K. On the water exchange through Bering Strait / L. K. Coachman, K. Aagaard // *Limnology and Oceanography*. — 1966. — Vol. 11, № 1. — P. 44—59. — DOI: 10.4319/lo.1966.11.1.0044.
28. Coachman, L. K. Transports through Bering Strait: Annual and interannual variability / L. K. Coachman, K. Aagaard // *Journal of Geophysical Research*. — 1988. — Vol. 93(C12). — P. 15535—15539. — DOI: 10.1029/JC093iC12p15535.
29. Corlett, B. W. The Chukchi slope current / B. W. Corlett, R. S. Pickart // *Progress in Oceanography*. — 2017. — Vol. 153. — P. 50—65. — DOI: 10.1016/j.pocean.2017.04.005.
30. Danielson, S. L. A comparison between late summer 2012 and 2013 water masses, macronutrients, and phytoplankton standing crops in the northern Bering and Chukchi Seas / S. L. Danielson, L. Eisner, C. Ladd et al. // *Deep-*

Sea Research Part II. — 2017. — Vol. 135. — P. 7—26. — DOI: 10.1016/j.dsr2.2016.05.024.

31. Danielson, S. L. Coupled wind-forced controls of the Bering–Chukchi shelf circulation and the Bering Strait throughflow: Ekman transport, continental shelf waves, and variations of the Pacific–Arctic sea surface height gradient / S. L. Danielson, T. J. Weingartner, K. S. Hedstrom et al. // Progress in Oceanography. — 2014. — Vol. 125. — P. 40—61. — DOI: 10.1016/j.pocean.2014.04.006.
32. Danielson, S. L. Oceanic routing of wind-sourced energy along the Arctic continental shelves / S. L. Danielson, T. D. Hennon, K. S. Hedstrom et al. // Frontiers in Marine Science. — 2020. — Vol. 7. — Article 509. — DOI: 10.3389/fmars.2020.00509.
33. de Boer A.M., Nof D. The Bering Strait’s grip on the Northern Hemisphere climate // Deep-Sea Research Part I. — 2004. — Vol. 51, № 10. — P. 1347—1366. — DOI: 10.1016/j.dsr.2004.05.003.
34. Dmitrenko, I. A. Wind-driven diversion of summer river runoff preconditions the Laptev Sea coastal polynya hydrography: Evidence from summer-to-winter hydrographic records of 2007–2009 / I. A. Dmitrenko, S. A. Kirillov, T. Krumpen et al. // Continental Shelf Research. — 2010. — Vol. 30. — P. 1656—1664. — DOI: 10.1016/j.csr.2010.06.007.
35. Entekhabi, D. The Soil Moisture Active Passive (SMAP) mission / D. Entekhabi, E. G. Njoku, P. E. Neill et al. // Proceedings of the IEEE. — 2010. — Vol. 98, № 5. — P. 704—716. — DOI: 10.1109/JPROC.2010.2043918.
36. Faugere, Y. Envisat validation and cross calibration activities during the verification phase / Y. Faugere, F. Mertz, J. Dorandeu // Report of European Space Research and Technology Centre. — Noordwijk, 2003.
37. Fedorova, A. P. The passage of Pacific Ocean water through the Bering Strait into the Chukchi Sea / A. P. Fedorova, A. S. Yankina // Deep-Sea Research. — 1964. — Vol. 11. — P. 427—434.

38. Fofonova, V. Impact of wind and tides on the Lena River freshwater plume dynamics in the summer season / V. Fofonova, S. Danilov, A. Androsova et al. // *Ocean Dynamics*. — 2015. — Vol. 65. — P. 951—968.
39. Fournier, S. Evaluation and intercomparison of SMOS, Aquarius, and SMAP sea surface salinity products in the Arctic Ocean / S. Fournier, T. Lee, W. Tang et al. // *Remote Sensing*. — 2019. — Vol. 11, № 24. — Article 3043. — DOI: 10.3390/rs11243043.
40. Fu, L. L. The Surface Water and Ocean Topography Mission: A breakthrough in radar remote sensing of the ocean and land surface water / L. L. Fu, T. Pavelsky, J. F. Cretaux et al. // *Geophysical Research Letters*. — 2024. — Vol. 51. — e2023GL107652. — DOI: 10.1029/2023GL107652.
41. Gentemann, C. L. Radiometric measurements of ocean surface thermal variability / C. L. Gentemann, P. J. Minnett // *Journal of Geophysical Research*. — 2008. — Vol. 113. — C08017. — DOI: 10.1029/2007JC004540.
42. Golubeva, E. Modeling the impact of the Lena River on the Laptev Sea summer hydrography and submarine permafrost state / E. Golubeva, G. Platov, V. Malakhova et al. // *Bulletin of the Novosibirsk Computing Center. Series: Numerical Modeling in Atmosphere, Ocean, and Environment Studies*. — 2015. — Vol. 15. — P. 13—22.
43. Golubeva, E. Modelling the long-term and interannual variability in the Laptev Sea hydrography and subsea permafrost state / E. Golubeva, G. Platov, V. Malakhova et al. // *Polarforschung*. — 2017. — Vol. 87. — P. 195—210. — DOI: 10.2312/polarforschung.87.2.195.
44. Gonzalez, S. Temporal dynamics and environmental drivers of polar cod (*Boreogadus saida*) densities in the northeast Chukchi Sea / S. Gonzalez, J. Horne, S. Danielson et al. // *Polar Biology*. — 2023. — Vol. 46. — P. 1—16. — DOI: 10.1007/s00300-023-03150-8.
45. Gordeev, V. V. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean / V. V. Gordeev, J. M.

- Martin, J. S. Sidorov et al. // American Journal of Science. — 1996. — Vol. 296. — P. 664—691. — DOI: 10.2475/ajs.296.6.664.
46. Graham, R. M. Improved performance of ERA5 in Arctic gateway relative to four global atmospheric reanalyses / R. M. Graham, S. R. Hudson, M. Maturilli // Geophysical Research Letters. — 2019. — Vol. 46, № 11. — P. 6138—6147. — DOI: 10.1029/2019GL082781.
47. Grieco, G. Implementation of NEMO-OPA in configuration ORCA025 / G. Grieco // CMCC Annual Reports. — 2015. — 19 p.
48. Grodsky, S. A. Summer Chukchi Sea near-surface salinity variability in satellite observations and ocean models / S. A. Grodsky, N. Reul, D. Vandemark // Remote Sensing. — 2024. — Vol. 16, № 18. — Article 3397. — DOI: 10.3390/rs16183397.
49. Guay, C. K. Wind-driven transport pathways for Eurasian Arctic river discharge / C. K. Guay, K. Falkner, R. D. Muench et al. // Journal of Geophysical Research. — 2001. — Vol. 106, № C6. — P. 11469—11480. — DOI: 10.1029/2000JC000261.
50. Haine, T. W. N. Arctic freshwater export: Status, mechanisms, and prospects / T. W. N. Haine, B. Curry, R. Gerdes et al. // Global and Planetary Change. — 2015. — Vol. 125. — P. 13—35. — DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.11.013.
51. Houndegnonto, O. J. Comparison between SMOS and SMAP sea surface salinity and SASSIE in situ measurements in the Arctic Ocean / O. J. Houndegnonto, S. Fournier, I. G. Fenty et al. // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. — 2025. — Vol. 42, № 8. — P. 1009—1025. — DOI: 10.1175/JTECH-D-24-0053.1.
52. Janout, M. A. On the variability of stratification in the freshwater-influenced Laptev Sea region / M. A. Janout, J. Hölemann, G. Laukert et al. // Frontiers in Marine Science. — 2020. — Vol. 7. — Article 543489. — DOI: 10.3389/fmars.2020.543489.

53. Jenike, A. W. Steady gravity flow of frictional-cohesive solids in converging channels / A. W. Jenike // *Journal of Applied Mechanics*. — 1964. — Vol. 31. — P. 5—11.
54. Jewell, M. E. Observational perspectives on Beaufort Sea ice breakouts / M. E. Jewell, J. K. Hutchings // *Geophysical Research Letters*. — 2023. — Vol. 50. — e2022GL101408. — DOI: 10.1029/2022GL101408.
55. Kattner, G. Tracing dissolved organic substances and nutrients from the Lena River through Laptev Sea (Arctic) / G. Kattner, J. M. Lobbes, H. P. Fitznar et al. // *Marine Chemistry*. — 1999. — Vol. 65, № 1. — P. 25—39.
56. Kerr, Y. H. The SMOS mission: New tool for monitoring key elements of the global water cycle / Y. H. Kerr, P. Waldteufel, J. P. Wigneron et al. // *Proceedings of the IEEE*. — 2010. — Vol. 98, № 5. — P. 666—687. — DOI: 10.1109/JPROC.2010.2043032.
57. Kinney, C. On the circulation, water mass distribution, and nutrient concentrations of the western Chukchi Sea / C. Kinney, J. Assmann, W. Maslowski et al. // *Ocean Science*. — 2022. — Vol. 18. — P. 29—49. — DOI: 10.5194/os-18-29-2022.
58. Korotaev, G. K. Development of marine forecasting systems and observation assimilation algorithms / G. K. Korotaev, A. I. Mizyuk // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. — 2025. — Vol. 61. — P. 357—368. — DOI: 10.1134/S0001433825700690.
59. Kozlov, I. E. Brief communication: Mesoscale and submesoscale dynamics in the marginal ice zone from sequential synthetic aperture radar observations / I. E. Kozlov, E. Plotnikov, G. Manucharyan // *The Cryosphere*. — 2020. — Vol. 14. — P. 2941—2947. — DOI: 10.5194/tc-14-2941-2020.
60. Kraineva, M. V. Numerical modeling of the formation of temperature anomalies in the Laptev Sea caused by the flow of the Lena River / M. V. Kraineva, V. V. Malakhova, E. N. Golubeva // *Optics of Atmosphere and*

Ocean. — 2015. — Vol. 28, № 6. — P. 534—539. — DOI: 10.15372/AOO20150606.

61. Kraineva, M. V. Numerical simulation of forming temperature anomalies in the Laptev Sea / M. V. Kraineva, V. V. Malakhova, E. N. Golubeva // Bulletin of the Novosibirsk Computing Center. Series: Numerical Modeling of Atmosphere, Ocean and Environmental Studies. — 2014. — Vol. 14. — P. 27—34.
62. Kubat, I. Flow of ice through converging channels / I. Kubat, M. Sayed, S. B. Savage et al. // International Journal of Offshore and Polar Engineering. — 2006. — Vol. 16, № 4. — P. 268—273.
63. Kubryakov, A. A. River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based Lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data / A. A. Kubryakov, S. V. Stanichny, A. G. Zatsepin // Remote Sensing of Environment. — 2016. — Vol. 176. — P. 177—187. — DOI: 10.1016/j.rse.2016.01.020.
64. Lagerloef, G. The Aquarius/SAC-D mission: Designed to meet the salinity remote-sensing challenge / G. Lagerloef, F. R. Colomb, D. Vine et al. // Oceanography. — 2008. — Vol. 21, № 1. — P. 68—81. — DOI: 10.5670/oceanog.2008.68.
65. Lammers, R. B. Variability in river temperature, discharge, and energy flux from the Russian pan-Arctic landmass / R. B. Lammers, J. W. Pundsack, A. I. Shiklomanov // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. — 2007. — Vol. 112, № G4. — P. 1—15. — DOI: 10.1029/2006JG000370.
66. Lellouche, J. M. Recent updates on the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high-resolution system / J. M. Lellouche, E. Greiner, O. Galloudec et al. // Ocean Science. — 2018. — Vol. 14, № 5. — P. 1093—1126. — DOI: 10.5194/os-14-1093-2018.
67. Lewis, B. J. Leads and associated sea ice drift in the Beaufort Sea in winter / B. J. Lewis, J. K. Hutchings // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2019. — Vol. 124, № 5. — P. 3411—3427. — DOI: 10.1029/2018JC014898.

68. Linders, J. On the nature and origin of water masses in Herald Canyon, Chukchi Sea: Synoptic surveys in summer 2004, 2008, and 2009 / J. Linders, R. S. Pickart, G. Björk et al. // *Progress in Oceanography*. — 2017. — Vol. 159. — P. 99—114. — DOI: 10.1016/j.pocean.2017.09.005.
69. Liu, T. An assessment of sea ice motion products in the Robeson Channel using daily Sentinel-1 images / T. Liu, Z. Wang, M. Shokr et al. // *Remote Sensing*. — 2022. — Vol. 14. — Article 329. — DOI: 10.3390/rs14020329.
70. Madec, G. NEMO ocean engine / G. Madec and the NEMO team // *Note du Pôle de modélisation IPSL*. — France, 2016. — № 27. — 402 p.
71. Magritsky, D. V. Long-term changes of river water inflow into the seas of the Russian Arctic sector / D. V. Magritsky, N. L. Frolova, V. M. Evstigneev et al. // *Polarforschung*. — 2018. — Vol. 87, № 2. — P. 177—194. — DOI: 10.2312/polarforschung.87.2.177.
72. Makkaveev, P. N. Transport of continental runoff through the Vilkitskiy Strait in September 2017 and 2018 / P. N. Makkaveev, A. A. Polukhin, S. A. Shchuka et al. // *Oceanology*. — 2020. — Vol. 60. — P. 308—315. — DOI: 10.1134/S0001437020030054.
73. Martin, T. The impact of variable sea ice roughness on changes in Arctic Ocean surface stress: A model study / T. Martin, M. Tsamados, D. Schroeder et al. // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2016. — Vol. 121, № 3. — P. 1931—1952. — DOI: 10.1002/2015JC011186.
74. Meier, W. Losing Arctic sea ice: Observations of the recent decline and the long-term context / W. Meier // *Sea Ice* / Ed. by D. Thomas. 3rd ed. — Oxford: Wiley Blackwell, 2017. — P. 290—303. — DOI: 10.1002/9781118778371.ch11.
75. Meissner, T. Remote Sensing Systems SMAP Ocean Surface Salinities [Level 2C, Level 3 Running 8-day, Level 3 Monthly], Version 4.0 validated release / T. Meissner, F. J. Wentz, A. Manaster et al.. — Santa Rosa, CA: Remote Sensing Systems, 2019.

76. Minnett, P. Sea-surface temperature measured by the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) / P. Minnett, R. Evans, E. Kearns et al. // Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — Toronto, 2002. — Vol. 2. — P. 1177—1179.
77. Morison, J. H. The oceanography of winter leads / J. H. Morison, M. G. McPhee, T. B. Curtin et al. // Journal of Geophysical Research. — 1992. — Vol. 97, № C7. — P. 11199—11218. — DOI: 10.1029/92JC00684.
78. Morrison, H. L. Application of Spencer's ideal soil model to granular material flow / H. L. Morrison, O. Richmond // Journal of Applied Mechanics. — 1976. — Vol. 98, № 1. — P. 49—53.
79. Muench, R. D. Winter currents and hydrographic conditions on the northern central Bering Sea shelf / R. D. Muench, J. D. Schumacher, S. A. Salo // Journal of Geophysical Research. — 1988. — Vol. 93. — P. 516—526. — DOI: 10.1029/JC093iC01p00516.
80. Nghiem, S. V. Effects of Mackenzie River discharge and bathymetry on sea ice in the Beaufort Sea / S. V. Nghiem, D. K. Hall, I. G. Rigor et al. // Geophysical Research Letters. — 2014. — Vol. 41. — P. 873—879. — DOI: 10.1002/2013GL058916.
81. Nguyen, A. T. Elucidating large-scale atmospheric controls on Bering Strait throughflow variability using a data-constrained ocean model and its adjoint / A. T. Nguyen, R. A. Woodgate, P. Heimbach // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2020. — Vol. 125, № 9. — e2020JC016213. — DOI: 10.1029/2020JC016213.
82. Nomura, D. Meltwater layer dynamics in a central Arctic lead: Effects of lead width, re-freezing, and mixing during late summer / D. Nomura, Y. Kawaguchi, A. L. Webb et al. // Elementa: Science of the Anthropocene. — 2023. — Vol. 11, № 1. — Article 00102. — DOI: 10.1525/elementa.2022.00102.
83. Osadchiev, A. A. Freshwater transport between the Kara, Laptev, and East-Siberian seas / A. A. Osadchiev, M. N. Pisareva, E. A. Spivak et al. // Scientific

Reports. — 2020. — Vol. 10. — Article 13041. — DOI: 10.1038/s41598-020-70096-w.

84. Osadchiev, A. A. Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods / A. A. Osadchiev, D. I. Frey, S. A. Shchuka et al. // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2021. — Vol. 126. — e2020JC016486. — DOI: 10.1029/2020JC016486.
85. Osadchiev, A. Structure and Inter-Annual Variability of the Freshened Surface Layer in the Laptev and East-Siberian Seas During Ice-Free Periods / A. Osadchiev, D. Frey, E. Spivak, S. Shchuka, N. Tilinina, I. Semiletov // *Frontiers in Marine Science*. — 2021. — Vol. 8. — Art. 735011. — DOI: 10.3389/fmars.2021.735011.
86. Osadchiev, A. Wind-driven coastal upwelling near large river deltas in the Laptev and East-Siberian Seas / A. Osadchiev, K. Silvestrova, S. Myslenkov // *Remote Sensing*. — 2020. — Vol. 12. — Article 844. — DOI: 10.3390/rs12050844.
87. Park, H. Increasing riverine heat influx triggers Arctic sea ice decline and oceanic and atmospheric warming / H. Park, E. Watanabe, Y. Kim et al. // *Science Advances*. — 2020. — Vol. 6, № 45. — eabc4699. — DOI: 10.1126/sciadv.abc4699.
88. Park, H. Warming water in Arctic terrestrial rivers under climate change / H. Park, Y. Yoshikawa, D. Yang et al. // *Journal of Hydrometeorology*. — 2017. — Vol. 18. — P. 1983—1995. — DOI: 10.1175/JHM-D-16-0260.1.
89. Pavlov, V. K. Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian Seas / V. K. Pavlov, L. A. Timokhov, G. A. Baskakov et al.. — Washington, DC: University of Washington, 1996.
90. Pease, C. H. Eastern Bering Sea ice processes / C. H. Pease // *Monthly Weather Review*. — 1980. — Vol. 108, № 12. — P. 2015—2023.
91. Peralta-Ferriz, C. Arctic and sub-Arctic mechanisms explaining observed increasing northward flow through the Bering Strait and why models may be

getting it wrong / C. Peralta-Ferriz, R. A. Woodgate // *Geophysical Research Letters*. — 2023. — Vol. 50. — e2023GL104697. — DOI: 10.1029/2023GL104697.

92. Peralta-Ferriz, C. The dominant role of the East Siberian Sea in driving the oceanic flow through the Bering Strait – Conclusions from GRACE ocean mass satellite data and in situ mooring observations between 2002 and 2016 / C. Peralta-Ferriz, R. A. Woodgate // *Geophysical Research Letters*. — 2017. — Vol. 44, № 22. — P. 11472—11481. — DOI: 10.1002/2017GL075179.
93. Perovich, D. K. The changing Arctic sea ice cover / D. K. Perovich // *Oceanography*. — 2011. — Vol. 24, № 3. — P. 162—173. — DOI: 10.5670/oceanog.2011.68.
94. Pisareva, M. N. Chukchi Sea circulation and Bering Strait flow reversals from reprocessed satellite altimetry / M. N. Pisareva, F. L. Müller, M. Passaro et al. // *Ocean Dynamics*. — 2025. — Vol. 75. — Article 26. — DOI: 10.1007/s10236-025-01672-9.
95. Pisareva, M. N. Flow of Pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition / M. N. Pisareva, R. S. Pickart, M. A. Spall et al. // *Deep-Sea Research Part I*. — 2015a. — Vol. 105. — P. 53—73. — DOI: 10.1016/j.dsr.2015.08.011.
96. Pisareva, M. N. The relationship between patterns of benthic fauna and zooplankton in the Chukchi Sea and physical forcing / M. N. Pisareva, R. S. Pickart, K. Iken et al. // *Oceanography*. — 2015b. — Vol. 28, № 3. — P. 68—83. — DOI: 10.5670/oceanog.2015.58.
97. Rampal, P. Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice, 1979–2007 / P. Rampal, J. Weiss, D. Marsan // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2009. — Vol. 114. — C05013. — DOI: 10.1029/2008JC005066.
98. Reiser, F. A new algorithm for daily sea ice lead identification in the Arctic and Antarctic winter from thermal-infrared satellite imagery / F. Reiser, S.

- Willmes, G. Heinemann // Remote Sensing. — 2020. — Vol. 12. — Article 1957. — DOI: 10.3390/rs12121957.
99. Rheinländer, J. W. Driving mechanisms of an extreme winter sea ice breakup event in the Beaufort Sea / J. W. Rheinländer, R. Davy, E. Ólason et al. // Geophysical Research Letters. — 2022. — Vol. 49. — e2022GL099024. — DOI: 10.1029/2022GL099024.
100. Richmond, O. Limiting spans for arching of bulk material in vertical channels / O. Richmond, G. C. Gardner // Chemical Engineering Science. — 1962. — Vol. 17. — P. 1071—1078.
101. Roach, A. T. Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait / A. T. Roach, K. Aagaard, C. H. Pease et al. // Journal of Geophysical Research. — 1995. — Vol. 100, № C9. — P. 18443—18458.
102. Ross, S. An examination of the Wrangel Island sea ice thickness dipole / S. Ross, G. W. K. Moore, K. L. Laidre // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2024. — Vol. 129, № 6. — e2023JC020425. — DOI: 10.1029/2023JC020425.
103. Savin, A. Improved sea surface salinity data for the Arctic Ocean derived from SMAP satellite data using machine learning approaches / A. Savin, M. Krinitskiy, A. Osadchiv // Frontiers in Marine Science. — 2024. — Vol. 11. — Article 1358882. — DOI: 10.3389/fmars.2024.1358882.
104. Savin, A. Ob–Yenisei and Lena plumes: Wind-driven dynamics and variability / A. Savin, A. Osadchiv // Frontiers in Marine Science. — 2025. — Vol. 12. — Article 1681563. — DOI: 10.3389/fmars.2025.1681563.
105. Schauer, U. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements / U. Schauer, E. Fahrbach, S. Osterhus et al. // Journal of Geophysical Research. — 2004. — Vol. 109(C6). — C06026. — DOI: 10.1029/2003JC001823.
106. Serreze, M. C. Monthly variability in Bering Strait oceanic volume and heat transports, links to atmospheric circulation and ocean temperature, and

- implications for sea ice conditions / M. C. Serreze, A. P. Barrett, A. D. Crawford et al. // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2019. — Vol. 124, № 12. — P. 9317—9337. — DOI: 10.1029/2019JC015422.
107. Sodhi, D. S. Ice arching and the drift of pack ice through restricted channels / D. S. Sodhi // *CRREL Report*. — 1977. — Vol. 77, № 18. — P. 1—11.
108. Spreen, G. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009 / G. Spreen, R. Kwok, D. Menemenlis // *Geophysical Research Letters*. — 2011. — Vol. 38. — L19501. — DOI: 10.1029/2011GL048970.
109. Stabeno, P. Flow patterns in the eastern Chukchi Sea: 2010–2015 / P. Stabeno, N. Kachel, C. Ladd et al. // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2018. — Vol. 123. — P. 1177—1195. — DOI: 10.1002/2017JC013135.
110. Steele, M. Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean / M. Steele, J. Morison, W. Ermold et al. // *Journal of Geophysical Research*. — 2004. — Vol. 109. — C02027. — DOI: 10.1029/2003JC002009.
111. Steele, M. Mechanisms of summertime upper Arctic Ocean warming and the effect on sea ice melt / M. Steele, J. Zhang, W. Ermold // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2010. — Vol. 115, № C11. — DOI: 10.1029/2009JC005849.
112. Stigebrandt, A. The North Pacific: A global-scale estuary / A. Stigebrandt // *Journal of Physical Oceanography*. — 1984. — Vol. 14, № 2. — P. 464—470.
113. Sukhanova, I. N. The structure of phytoplankton communities in the eastern part of the Laptev Sea / I. N. Sukhanova, M. V. Flint, E. J. Georgieva et al. // *Oceanology*. — 2017. — Vol. 57. — P. 75—90. — DOI: 10.1134/S0001437017010209.
114. Tarasenko, A. Properties of surface water masses in the Laptev and the East Siberian seas in summer 2018 from in situ and satellite data / A. Tarasenko, A. Supply, N. Kusse-Tiuz et al. // *Ocean Science*. — 2021. — Vol. 17. — P. 221—247. — DOI: 10.5194/os-17-221-2021.

115. Timmermans, M. L. The Arctic Ocean's Beaufort Gyre / M. L. Timmermans, J. M. Toole // *Annual Review of Marine Science*. — 2023. — Vol. 15, № 1. — P. 223—248. — DOI: 10.1146/annurev-marine-032122-012034.
116. Vanin, N. S. Thermohaline water structure on the southwestern Chukchi Sea shelf under conditions of opposite regimes of atmospheric circulation in summer periods of 2003 and 2007 / N. S. Vanin // *Russian Meteorology and Hydrology*. — 2010. — Vol. 35. — P. 468—475. — DOI: 10.3103/S106837391007006X.
117. Volkov, D. L. Nonseasonal fluctuations of the Arctic Ocean mass observed by the GRACE satellites / D. L. Volkov, F. W. Landerer // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2013. — Vol. 118, № 12. — P. 6451—6460. — DOI: 10.1002/2013JC009341.
118. Volkov, D. L. Quality assessment of a satellite altimetry data product in the Nordic, Barents, and Kara seas / D. L. Volkov, M. I. Pujol // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2012. — Vol. 117. — C03025. — DOI: 10.1029/2011JC007557.
119. Walsh, J. J. Carbon and nitrogen cycling within the Bering/Chukchi Seas: Source regions for organic matter effecting AOU demands of the Arctic Ocean / J. J. Walsh, C. P. McRoy, L. K. Coachman et al. // *Progress in Oceanography*. — 1989. — Vol. 22, № 4. — P. 277—359. — DOI: 10.1016/0079-6611(89)90006-2.
120. Wang, Q. A review of Arctic–Subarctic ocean linkages: Past changes, mechanisms, and future projections / Q. Wang, Q. Shu, S. Wang et al. // *Ocean–Land–Atmosphere Research*. — 2023. — Vol. 2. — Article 0013. — DOI: 10.34133/olar.0013.
121. Wang, Q. Sea ice leads in the Arctic Ocean: Model assessment, interannual variability and trends / Q. Wang, S. Danilov, T. Jung et al. // *Geophysical Research Letters*. — 2016. — Vol. 43, № 13. — P. 7019—7027. — DOI: 10.1002/2016GL068696.

122. Weingartner, T. J. The Siberian Coastal Current: A wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current / T. J. Weingartner, S. Danielson, Y. Sasaki et al. // *Journal of Geophysical Research*. — 1999. — Vol. 104(C12). — P. 29697—29713. — DOI: 10.1029/1999JC900161.
123. Willmes, S. ArcLeads: Daily sea-ice lead maps for the Arctic, 2002–2021, NOV–APR [dataset] / S. Willmes, G. Heinemann, F. Reiser // PANGAEA. — 2023. — DOI: 10.1594/pangaea.955561.
124. Woodgate, R. A. A synthesis of year-round interdisciplinary mooring measurements in the Bering Strait (1990–2014) and the RUSALCA years (2004–2011) / R. A. Woodgate, K. M. Stafford, F. G. Prahl // *Oceanography*. — 2015. — Vol. 28, № 3. — P. 46—67. — DOI: 10.5670/oceanog.2015.57.
125. Woodgate, R. A. A year in the physical oceanography of the Chukchi Sea: Moored measurements from autumn 1990–1991 / R. A. Woodgate, K. Aagaard, T. J. Weingartner // *Deep-Sea Research Part II*. — 2005. — Vol. 52, № 24–26. — P. 3116—3149. — DOI: 10.1016/j.dsr2.2005.10.016.
126. Woodgate, R. A. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data / R. A. Woodgate // *Progress in Oceanography*. — 2018. — Vol. 160. — P. 124—154. — DOI: 10.1016/j.pocean.2017.12.007.
127. Woodgate, R. A. Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait throughflow / R. A. Woodgate, K. Aagaard, T. Weingartner // *Geophysical Research Letters*. — 2005a. — Vol. 32, № 4. — L04601. — DOI: 10.1029/2004GL021880.
128. Woodgate, R. A. Observed increases in Bering Strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic Ocean water column / R. A. Woodgate, T. J. Weingartner, R. Lindsay // *Geophysical Research Letters*. — 2012. — Vol. 39. — L24603. — DOI: 10.1029/2012GL054092.

129. Woodgate, R. A. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat / R. A. Woodgate, T. J. Weingartner, R. W. Lindsay // *Geophysical Research Letters*. — 2010. — Vol. 37. — L01602. — DOI: 10.1029/2009GL041621.
130. Zatsepin, A. G. Propagation and transformation of the water surface desalinated layer in the Kara Sea / A. G. Zatsepin, V. V. Kremenetsky, A. A. Kubryakov et al. // *Oceanology*. — 2015. — Vol. 55, № 4. — P. 450—460. — DOI: 10.1134/S0001437015040154.
131. Zhang, Y. The potential of sea ice leads as a predictor for summer Arctic sea ice extent / Y. Zhang, X. Cheng, J. Liu et al. // *The Cryosphere*. — 2018. — Vol. 12, № 12. — P. 3747—3757. — DOI: 10.5194/tc-12-3747-2018.
132. Zhuk, V. R. Interannual Variability of Salinity in the Chukchi Sea and Its Relationships with the Dynamics of the East Siberian Current during 1993–2020 / V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov // *Remote Sensing*. — 2023. — Vol. 15, № 24. — Art. 5648. — DOI: 10.3390/rs15245648.
133. Zhuk, V. R. Interannual Variability of the Lena River Plume Propagation in 1993–2020 during the Ice-Free Period on the Base of Satellite Salinity, Temperature, and Altimetry Measurements / V. R. Zhuk, A. A. Kubryakov // *Remote Sensing*. — 2021. — Vol. 13, № 21. — Art. 4252. — DOI: 10.3390/rs13214252.