

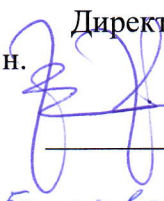

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева  
Дальневосточного отделения Российской академии наук

УДК 551.46;535.5

№ гос. регистрации 01201363043

Инв. №

УТВЕРЖДАЮ

Директор ТОИ ДВО РАН  
к.г.н.   
В.Б. Лобанов  
«25» января 2017 г. 

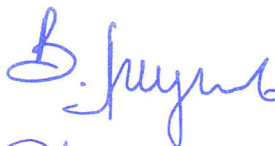
**ОТЧЕТ**  
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

ПО ТЕМЕ: «СОСТОЯНИЕ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА В СВЯЗИ  
С КЛИМАТИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ И АНТРОПОГЕННЫМ ВОЗДЕЙСТВИЕМ»

(заключительный)

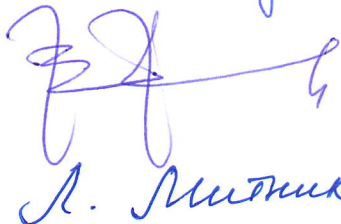
Руководители НИР

научный руководитель ТОИ ДВО РАН  
академик



В.А. Акуличев

директор ТОИ ДВО РАН  
к.г.н



В.Б. Лобанов

зав. отделом  
д.ф.-м. н.



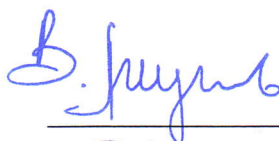
Л.М. Митник

Владивосток 2016

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководители темы

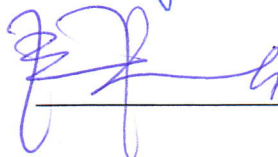
научный руководитель ТОИ ДВО РАН  
академик



В.А. Акуличев

Директор ТОИ ДВО РАН

канд. геогр. наук



В.Б. Лобанов (раздел 9, реферат,  
Введение, Заключение)

зав. отделом

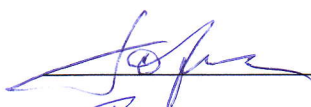
д-р физ.-мат. наук



Л.М. Митник (разделы 15, 16)

Ответственные исполнители

Зав. лабораторией, канд. техн. наук



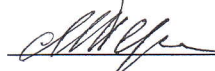
В.А. Горячев (раздел 13)

Зав. лабораторией, д-р геогр. наук



В.В. Плотников (раздел 14)

Зав. лабораторией, д-р физ.-мат. наук



М.С. Пермяков (раздел 17)

Зав. лабораторией, канд. физ.-мат. наук



П.А. Салюк (раздел 19)

Зав. лабораторией, канд. геогр. наук




И.Д. Ростов (раздел 21)

Гл. науч. сотр., д-р физ.-мат. наук



В.В. Навроцкий (раздел 12)

Вед. науч. сотр., канд. физ.-мат. наук



В.И. Пономарев (разделы 1, 10.3)

Вед. науч. сотр., д-р геогр. наук



В.А. Лучин (раздел 3)

Вед. науч. сотр., д-р геогр. наук



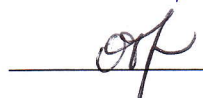
К.А. Рогачев (раздел 4)

Вед. науч. сотр., канд. геогр. наук



Г.А. Власова (раздел 5)

Вед. науч. сотр., канд. техн. наук



О.О. Трусенкова (раздел 7  
реферат, Введение,  
Заключение)

Вед. науч. сотр., канд. геогр. наук



И.А. Жабин (разделы 10.1, 10.2)

Вед. науч. сотр., канд. геогр. наук



Ф.Ф. Храпченков (разд 11)

Вед. науч. сотр., канд. физ.-мат. наук



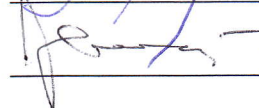
О.Г. Константинов (разд 20)

Ст. научн. сотр., канд. геогр. наук



В.В. Мороз (раздел 6)

Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук



В.А. Соснин (раздел 2)

Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Гайко</u>	Л.А. Гайко (раздел 8)
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>К-</u>	Т.И. Клещева (разделы 17, 18)
<b>Исполнители</b>		
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Дмитриева</u>	Е.В. Дмитриева (разделы 1, 21)
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Дубина</u>	В.А. Дубина (разделы 1, 10.3, 14)
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Каплунович</u>	Д.Д.Каплунович (раздел 9)
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Петрова</u>	Е.А. Петрова (раздел 3)
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Поталова</u>	Е.Ю. Поталова (раздел 17)
Ст. науч. сотр., канд. техн. наук	<u>Митник</u>	М.Л. Митник (разделы 15, 16)
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Гурвич</u>	И.А. Гурвич (раздел 16)
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Файман</u>	П.А. Файман (раздел 10.3)
Ст. науч. сотр.	<u>Сергеев</u>	А.Ф. Сергеев (раздел 9)
Науч. сотр.	<u>Гуленко</u>	Т.А. Гуленко (раздел 9)
Науч. сотр.	<u>Вакульская</u>	Н.М. Вакульская (раздел 14)
Науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Карнаухов</u>	А.А. Карнаухов (раздел 10.3)
Науч. сотр.	<u>Ладыченко</u>	С.Ю. Ладыченко (раздел 9)
Науч. сотр.	<u>Машкина</u>	И.В. Машкина (разделы 1, 10.3)
Науч. сотр.	<u>Кулешов</u>	В.П.. Кулешов (раздел 16)
Науч. сотр.	<u>Ростов</u>	В.И. Ростов (раздел 21)
Науч. сотр.	<u>Шкорба</u>	С.П. Шкорба (разделы 1, 14)
Зав.сектором	<u>Воронин</u>	А.А.Воронин (раздел 9)
Вед. инженер	<u>Горин</u>	И.И. Горин (раздел 9)
Вед. инженер	<u>Хазанова</u>	Е.С. Хазанова (раздел 15)
Вед. инженер	<u>Пустошнова</u>	В.И. Пустошнова (разделы 1, 14)
Вед. инженер-програм.	<u>Семыкин</u>	В.И. Семыкин (раздел 17)
Вед. инженер	<u>Пичугин</u>	М.К. Пичугин (раздел 16)
Вед. инженер	<u>Щербинин</u>	П.Е.Щербинин (раздел 9)
Ст. инж.	<u>Баранюк</u>	А.Б Баранюк (раздел 16)
Ст. инж.	<u>Катаманова</u>	О. Я. Катаманова (раздел 16)
Аспирант	<u>Кукаренко</u>	Е.А.Кукаренко (раздел 17)
Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук	<u>Рудых</u>	Н.И. Рудых (раздел 21)

## РЕФЕРАТ

Отчет 243 с., 21 раздел, 1 приложение, 119 рис., 14 табл., 273 использованных источника

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ, СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА, ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ И АТМОСФЕРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ, СИНОПТИЧЕСКИЕ И МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОКЕАНЕ, СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ВОД, МОРСКОЙ ЛЕД, МЕЗОМАСШТАБНЫЕ И ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ, ВИХРИ, ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ, ПРИЛИВЫ, РАДИОНУКЛИДЫ, ФИТОПЛАНКТОН, АНТРОПОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ, ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ, СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ, МОНИТОРИНГ, БАЗА ДАННЫХ, ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ И РЕСУРСЫ

Отчет посвящен результатам работ по изучению состояния и изменчивости основных характеристик вод дальневосточных морей России и прилегающей акватории северо-западной части Тихого океана на основе натурных наблюдений, спутниковой информации, архивных данных и численного моделирования. Выявлено изменение климатического режима на рубеже 20 и 21 веков в Азии, Тихом, Индийском и Южном океанах и определена связь с глобальными климатическими изменениями. Исследованы процессы формирования слоев с экстремумами солености в переходной зоне между субарктикой и субтропиками северной части Тихого океана и в южной части Японского моря. Выявлены временные масштабы межгодовой изменчивости термического состояния промежуточных вод Охотского и Берингова морей. Количественно оценено опреснение Камчатского течения за последние два десятилетия и выявлены причины. Исследовано влияние региональных синоптических атмосферных процессов на сезонную изменчивость циркуляции вод в районе Курильской гряды. Выявлены механизмы и условия формирования неоднородностей термохалинной структуры вод в Курильских проливах. Изучены межгодовые и более долгопериодные изменения уровня моря, циркуляции вод и энергетики синоптических процессов в Японском море. Исследованы температурные изменения вдоль российского побережья Японского моря в 1990-2010 гг. Исследована пространственно-временная структура каскадинга в период зимней конвекции над склоном в районе залива Петра Великого, Японское море. Выполнено исследование синоптических и мезомасштабных процессов в прибрежных районах дальневосточных морей. Выполнен мониторинг течений и температуры воды в заливе Посъет. Исследованы механизмы физических и биологических взаимосвязей между водами шельфа и открытого моря. Получены экспериментальные оценки концентрации

искусственных и естественных радионуклидов в водах дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Исследован ледяной покров дальневосточных морей, включая его мезомасштабную изменчивость на шельфе Японского и Охотского морей, разработаны методики индикации начальных форм льда и оценки толщины тонких льдов по спутниковым данным. Выполнены исследования тропических циклонов северо-западной части Тихого океана, а также мезоциклонов умеренных широт и восточной Арктики. По спутниковым данным и судовым наблюдениям выполнены оценки биологических характеристик (концентрация хлорофилла-а, первичная продукция) в регионе. Усовершенствованы оптические устройства для проведения подспутниковых экспериментов и мониторинга прибрежных акваторий. Развита интеграция информационных ресурсов по океанографии и состоянию морской среды прибрежных и сопредельных районов дальневосточных морей. В Приложении приводится список публикаций по тематике проекта в рецензируемых журналах, индексируемых в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	9
1. Особенности многолетних климатических режимов в Азиатско-Тихоокеанском регионе и их связь с аномалиями метеорологических условий в Сибири и на Дальнем Востоке России	10
2. Исследование процессов формирования минимумов солёности на подповерхностных и промежуточных глубинах Тихого океана	25
3. Исследование параметров подповерхностных и промежуточных вод Охотского и Берингова морей	34
4. Быстрое опреснение Камчатского течения	43
5. Влияние региональных атмосферных синоптических процессов на сезонную изменчивость циркуляции вод в районе Курильской гряды	52
6. Механизмы и условия формирования разномасштабных неоднородностей термохалинной структуры вод в Курильских проливах	62
7. Низкочастотные изменения уровня моря, циркуляции вод и энергетики синоптических процессов в Японском море	71
8. Температурные изменения вдоль российского побережья Японского моря в современный период	79
9. Исследование склоновой конвекции в заливе Петра Великого	88

10. Исследование синоптических и мезомасштабных процессов в прибрежных районах дальневосточных морей	95
11. Мониторинг течений и температуры воды в заливе Посьет	114
12. Механизмы физических и биологических взаимосвязей между водами шельфа и открытого моря	126
13. Искусственные и естественные радионуклиды в водах дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана	133
14. Исследование ледяного покрова дальневосточных морей	141
15. Ледяной покров дальневосточных морей по спутниковым измерениям	148
16. Восстановление полей океана и атмосферы в морских погодных системах по спутниковым микроволновым измерениям	153
17. Характеристики мезомасштабных вихрей в тропических циклонах северо-западной части Тихого океана	169
18. Пространственная изменчивость полей концентрации хлорофилла «а» и температуры поверхности окраинных морей восточной Азии	177
19. Влияние азиатских пылевых бурь и тропических циклонов на функционирование фитопланктонных сообществ в северо-западной части Тихого океана по данным спутникового оптического зондирования	184
20. Усовершенствование оптических устройств для проведения подспутниковых экспериментов и мониторинга прибрежных акваторий	189
21. Развитие средств интеграции информационных ресурсов по океанографии и состоянию морской среды прибрежных и сопредельных районов ДВ морей	197

Заключение	206
Список сокращений и условных обозначений	210
Список использованных источников	213
Приложение. Публикации в рецензируемых журналах по тематике исследований	235



## ВВЕДЕНИЕ

В отчете представлены основные результаты работ, проведенных по теме «Состояние и изменчивость океанологических характеристик дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в связи с климатическими изменениями и антропогенным воздействием» в 2013-2016 гг. Научные исследования проводились по следующим основным направлениям.

1. Оценка изменений климатического режима Азиатско-тихоокеанского региона, в том числе на рубеже 20 и 21 столетий.

2. Исследования сезонной и межгодовой изменчивости циркуляции и структуры вод в северной части Тихого океана, в том числе, в районе Курильской гряды, а также в Беринговом, Охотском и Японском морях.

3. Исследования состояния и изменчивости ледяного покрова ДВ морей.

4. Исследование синоптической и мезомасштабной динамики вод в районе Курильских проливов, в области шельфа и континентального склона Японского и Охотского морей, оценка склоновой конвекции в районе залива Петра Великого Японского моря.

5. Оценка параметров океана и атмосферы в интенсивных морских погодных системах.

6. Оценка характеристик биооптических полей океана.

7. Развитие информационных ресурсов и технологий по океанографии и состоянию морской среды Дальневосточного региона, системы прибрежного мониторинга в районе залива Петра Великого, Японское море, развитие и пополнение баз специализированных данных.

Для выполнения исследований проводились морские экспедиции в Японском море, использовались архивные судовые данные, спутниковые наблюдения в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах, применялись методы численного гидродинамического моделирования и многомерного статистического анализа данных.

По результатам работ по проекту опубликовано 95 научных статей в журналах, индексируемых в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования (25 статей в 2013 г., 22 статьи в 2014 г., 25 статей в 2015 г., 23 статьи в 2016 г.), зарегистрировано 7 охраняемых объектов интеллектуальной собственности, издана монография, представлены доклады на многочисленных научных конференциях.

Результаты проведенных исследований вошли во Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (Лобанов и др., 2014) и в Национальный отчет России для международной ассоциации физических наук об океане Международного геодезического и геофизического союза (National..., 2015).

# **1 Особенности многолетних климатических режимов в Азиатско-Тихоокеанском регионе и их связь с аномалиями метеорологических условий в Сибири и на Дальнем Востоке России**

## **1.1 Взаимосвязанные климатические аномалии различных временных масштабов в умеренных широтах Азии, Тихом, Индийском, Южном океанах и Арктике**

Известно, что региональные климатические аномалии различного временного масштаба, в том числе в Сибири, на Дальнем Востоке, в дальневосточных и арктических морях связаны с изменениями глобальной циркуляции атмосферы и океана. Некоторые аспекты этих взаимосвязей на межгодовом временном масштабе, в том числе на масштабе Эль Ниньо - Южного колебания (3-7 лет), а также на междекадном (20-30 лет) и квазиполувековом (50-60 лет) масштабах показаны в публикациях 2014-2016 гг. с участием исполнителей темы 4 (Бышев, Нейман, Пономарев и др., 2014; Лобанов, Данченков, Лучин и др., 2014; Карклин, Миронов, Иванов, Шкорба, 2016).

Наряду с участием отмеченных работах, в разделе 1 оценивались статистические связи климатических аномалий различных временных масштабов в континентальных и приморских районах умеренных широтах Азии с аномалиями в Тихом, Индийском, Южном океанах и Арктике. На основе анализа полей коэффициентов корреляции выделялись крупномасштабные районы океана и суши, в пределах которых усреднялись характеристики системы океан-атмосфера для последующей оценки изменения климатического режима в Азии, Тихом и Индийском океанах методом фазовых траекторий. Изменением или сдвигом климатического режима называют короткий переходный период, который характеризуется очень быстрым изменением основных климатических характеристик нижней тропосферы, ледяного покрова и деятельного слоя океана.

Один из таких сдвигов климатического режима произошел в 70-е годы 20го века в северной части Тихого океана (Wu, Lee, Liu, 2005) и в Северной Атлантике (Бышев, Нейман, Романов и др., 2011). Сдвиг климатического режима в 70-е годы в Северной Атлантике выявлен в работе (Бышев, Нейман, Романов и др., 2011) при анализе фазовых траекторий разностей между значениями ТПО, приземного атмосферного давления в районах Азорского антициклона и Исландской депрессии за период с 1900 до 2009гг. На основании результатов, полученных в этой работе можно предположить, что после 2000 года начинается следующий сдвиг климатического режима в Северной Атлантике. Кроме того, в статье (Bond, Overland, Spillane, 2003), где анализируются фазовые траектории первых двух временных мод (главных компонент) разложения ТПО на Эмпирические Ортогональные Функции (ЭОФ) в северной части Тихого океана с 1951г. по 2002г., отмечается, что после 2000г. изменяется климатическое состояние этой части Тихого океана.

Основная цель нашей работы – продолжить исследования изменения и особенностей климатических режимов, рассматривая значительно больший географический район, включающий Азию, Тихий, Индийский и Южный океаны, а также большее количество характеристик системы океан - атмосфера и временных рядов данных наблюдений. Использовались средние месячные поля приземного атмосферного давления, осадков, приземной температуры воздуха, составляющих теплового баланса на поверхности океана и суши, содержания водяного пара в атмосфере с разрешением  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  градусов широтно – долготной сетки из метеорологического реанализа NCEP NCAR с 1948 по 2016 г., архивы Хэдли Центра Великобритании и Рейнольдса (NCEP, США) средней месячной температуры поверхности океана с разрешением  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , а также данные метеорологических станций и сеточный архив месячных сумм атмосферных осадков с разрешением  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ , основанный на данных метеостанций.

В качестве индикаторов региональных климатических изменений использовались временные ряды характеристик ледяного покрова озера Байкал (максимальная за зимний сезон толщина льда и продолжительность ледостава), ледовитость Охотского и Японского морей в период наибольшего развития ледяного покрова (в феврале), а также климатические индексы Арктического колебания, Тихоокеанского декадного колебания, Атлантического мультидекадного колебания. На первом этапе определялась связь характеристик ледяного покрова озера Байкал, Охотского и Японского морей с крупномасштабными аномалиями температуры поверхности океана (ТПО) и результирующего потока тепла на поверхности Тихого, Индийского, Южного океанов, а также индексом Арктического колебания для различных временных масштабов климатической изменчивости. Получены поля коэффициентов корреляции без временного лага и с сезонным временным лагом, выявлены крупномасштабные географические области с 95% доверительной вероятностью статистических связей (Shkorba, Ponomarev, Dmitrieva, 2015; Shkorba, Dmitrieva, Ponomarev et al., 2016).

На рисунке 1.1 приведены поля коэффициента корреляции между временными рядами (с 1900 по 2010г.) аномалий продолжительности ледостава на озере Байкал и ТПО в Тихом, Индийском океанах и прилегающей части Южного океана в середине зимы (а) и лета (б) северного полушария (Shkorba, Dmitrieva, Ponomarev et al., 2016). Квазидвухлетние колебания фильтровались сглаженными трехлетним скользящим осреднением. Абсолютные величины коэффициентов корреляции достигают 0.5 – 0.7 при длине ряда 111 лет. Крупномасштабные области значимых связей с отрицательным коэффициентом корреляции, как с зимними, так и с летними аномалиями ТПО, выделяются на большей части акватории Индийского океана, в также в экваториальной и тропических зонах Тихого океана. В зимний сезон северного полушария в Тихом океане аналогичные связи доминируют в восточных и западных экваториальных и тропических районах, а

также в северо-восточной части Тихого океана, прилегающей к заливу Аляска. В зимний сезон южного полушария значимые отрицательные коэффициенты корреляции отмечаются в западной части экваториальной зоны, в тропических зонах и субарктике Тихого океана, а также в восточной части Южного океана. Области значимых положительных коэффициентов корреляции выявляются в центральных внетропических районах Тихого океана, а также в индоокеанской и западной тихоокеанской областях Южного океана (рисунок 1.1).

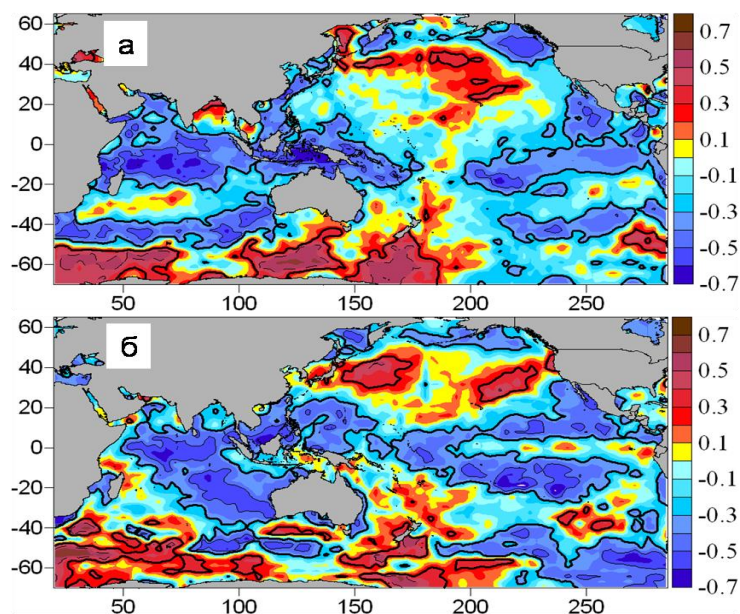


Рисунок 1.1 – Коэффициенты корреляции между сглаженными трехлетним скользящим осреднением временными рядами (1900-2010) аномалиями продолжительности ледостава на озере Байкал и ТПО в Тихом, Индийском океанах и прилегающей части Южного океана в феврале (а) и августе (б). Цветом показана величина коэффициента корреляции, в изолиниями выделены области с доверительной вероятностью 95%

На рисунке 1.2 показаны нормализованные климатические аномалии продолжительности ледостава на озере Байкал (ПЛ) и ТПО в двух крупномасштабных районах Индийского океана тропическом районе и районе умеренных широт, прилегающем к Австралии, где выявлена высокая отрицательная корреляции между ПЛ и ТПО в зимний и летний сезоны Северного полушария (синие области на рисунке 1.1). Таким образом, на декадных и интердекадных масштабах колебаний климата имеются значимые статистические связи с высокими для данной длины ряда коэффициентами корреляции между многолетними аномалиями в Сибири и аномалиями ТПО во всех климатических зонах Тихого, Индийского и Южного океанов до берегов

Антарктиды. Поэтому подобно тому, как явление Эль Нинье взаимосвязано с глобальной атмосферной осцилляцией (Бышев, Нейман, Пономарев и др., 2014), региональные интердекадные колебания климата также обусловлены изменением глобальной циркуляции атмосферы и океана, имеющим колебательным характер. Как показано в работе (Shkorba, Dmitrieva, Ponomarev et al., 2016), междекадные колебания зимних ледовых условий на оз. Байкал непосредственно обусловлены аномалиями меридиональной составляющей скорости приземного ветра (рисунок 1.2). Соответственно можно предположить, что связь климатических колебаний на юге Сибири с аномалиями в Индийском океане (рисунок 1.3) обусловлена изменениями меридиональных переносов тепла в атмосфере.

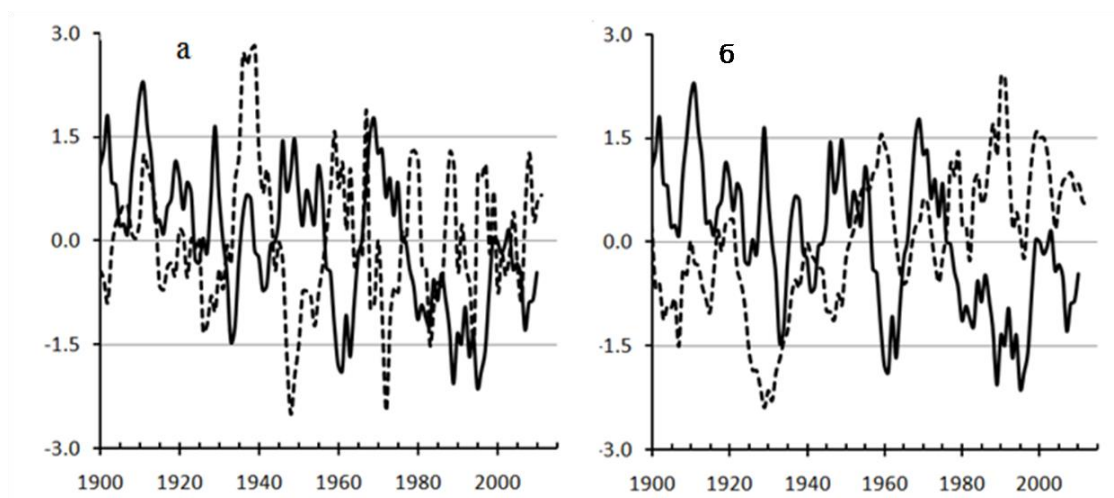


Рисунок 1.2 – Нормализованные аномалии сглаженных скользящим пятилетним осреднением временных рядов продолжительности ледостава на озере Байкал (сплошные линии на рисунках а и б) и ТПО в летний сезон Южного полушария в крупномасштабной области, включающей экваториальную и тропическую зоны Индийского океана (пунктирная линия на рисунке а), в также в районе умеренных широт Индийского океана, прилегающем к Австралии (пунктирная линия на рисунке а)

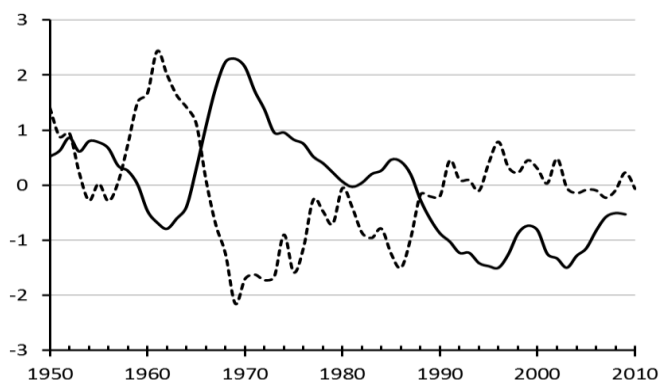


Рисунок 1.3 – Нормализованные аномалии максимальной за зимний сезон толщины льда (сплошная кривая) в оз. Байкал (пос. Листвянка) и меридиональной компоненты скорости приземного ветра зимой в районе озера. Исходные временные ряды с 1948 2012 гг. сглажены прямоугольным пятилетним фильтром

Разномасштабные колебания и экстремальные аномалии климата на Дальнем Востоке России и в дальневосточных окраинных морях в наибольшей степени связаны с аномалиями муссонной системы Северо-Восточной Азии и аномалиями циклонической активности в этом регионе, в том числе с интенсивностью и повторяемостью тропических циклонов. Эти региональные динамические процессы сезонного и синоптического масштабов обусловлены изменениями глобальной циркуляции атмосферы (Бышев, Нейман, Пономарев и др., 2014; Карклин, Миронов, Иванов, Шкорба, 2016) и океана, соответственно меридиональных переносов тепла и влаги, содержания водяного пара в атмосфере, облачности, составляющих теплового поверхности океана и суши. Наиболее выраженные связи аномалий гидрометеорологических характеристик в дальневосточных морях, в том числе ледовитости (IC) Охотского и Японского морей, на различных масштабах климатической изменчивости обнаруживаются с аномалиями ТПО и результирующего потока тепла (Q) на поверхности в различных широтных зонах и энергоактивных районах Тихого океана, в том числе в субарктике, районе течения Куроисио, субтропических и тропических районах Северного и Южного полушарий (Shkorba, Dmitrieva, Ponomarev et al., 2016).

На интердекадном и квазиполувековом масштабах изменчивости хорошо проявляется связь ледовитости Охотского и Японского морей со средним годовым индексом АО - Арктического колебания (рисунок 1.4). Причем, квазиполувековое колебание лучше выражено в АО и ледовитости Охотского моря, а квазидвадцатилетнее колебание – в ледовитости Японского моря, где площадь ледяного покрова значительно меньше, чем в Охотском море.

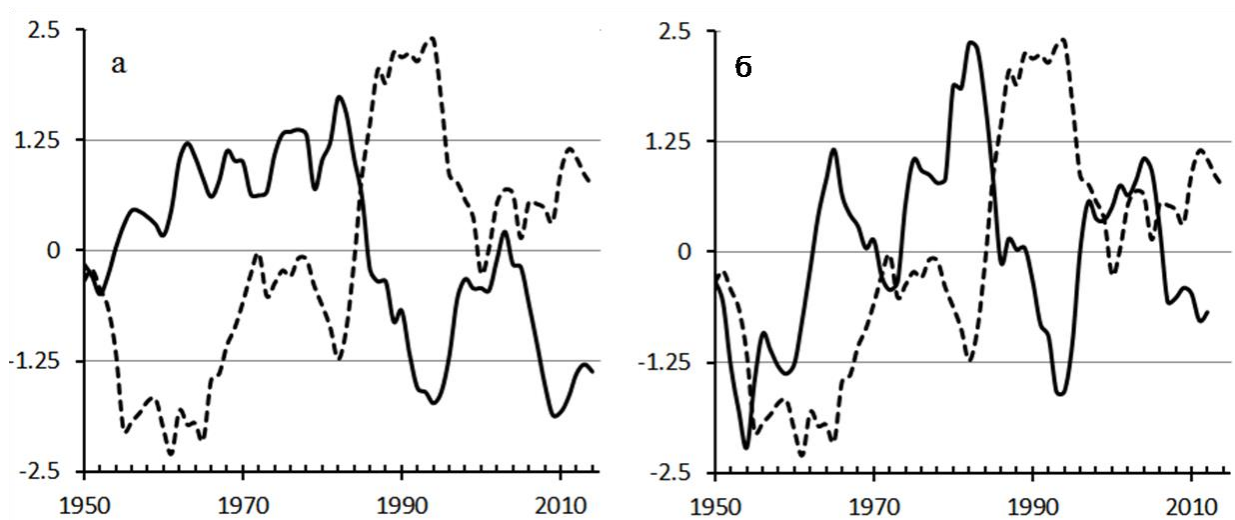


Рисунок 1.4 – Нормализованные аномалии сглаженных одиннадцатилетним скользящим усреднением временных рядов ледовитости Охотского (сплошная линия на рисунке а) и Японского морей с февраля (сплошная линия на рисунке б) и среднего годового индекса Арктического колебания (пунктирная линия на рисунках а, б)

Квазиполувековое колебание с аналогичной фазой, как в Арктике (Гудкович, Карклин, Ковалев и др., 2008; Фролов, Гудкович З.М., Карклин и др., 2008) и Охотском море (рисунок 1.4а), хорошо выражено в аномалиях толщины льда в озере Байкал и результирующем потоке тепла из океана в атмосферу в западной субарктике Тихого океана (рисунок 1.5). Приведенный же на рисунке 1.5 индекс Атлантического мультидекадного колебания после известного сдвига климатического режима в 70е годы 20го века заметно отличается по фазе от квазиполувекового колебания в районе озера Байкал, Охотском море и прилегающей части Тихого океана.

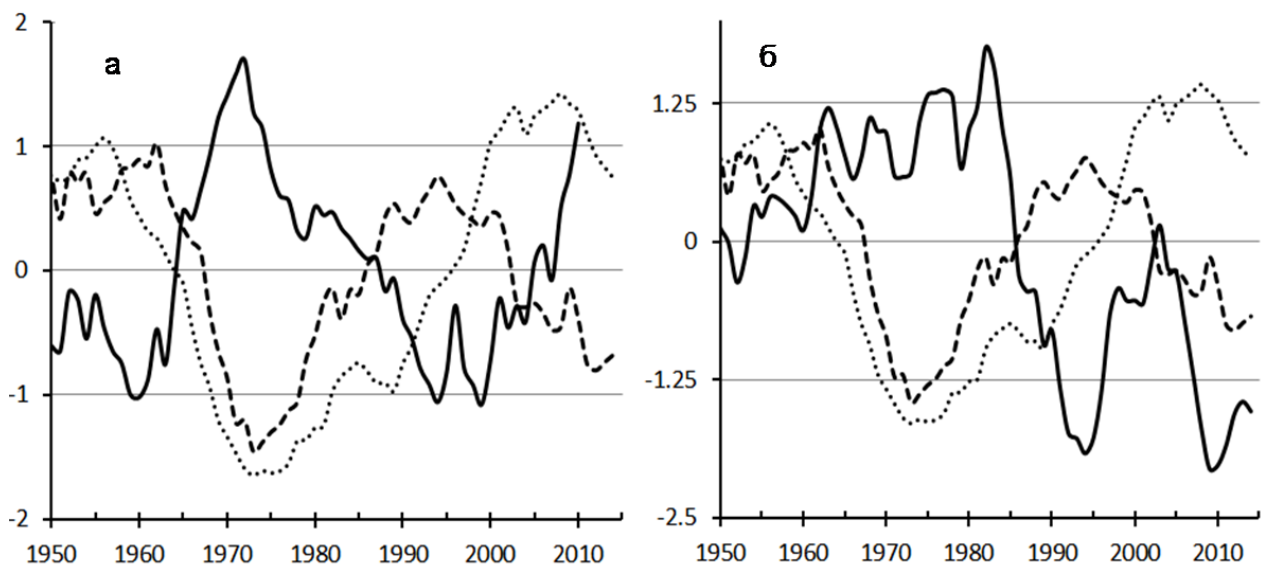


Рисунок 1.5 – Нормализованные аномалии сглаженных 11-летним фильтром временных рядов (с 1948 по 2015 гг.) максимальной за зимний сезон толщины льда (а, сплошная кривая) в оз.

Байкал (пос. Листвянка), ледовитости Охотского моря (б, сплошная кривая) в феврале и результирующего потока тепла  $Q$  (пунктирная линия) из океана в атмосферу в зимний сезон в западной субарктике Тихого океана ( $40-60^{\circ}$ с.ш.;  $160-145^{\circ}$ в.д.), а также индекс Атлантического мультидекадного колебания

Таким образом, определены связи характеристик ледяного покрова озера Байкал, ледовитости Охотского и Японского морей с аномалиями в Арктике, Тихом, Индийском и Южном океанах на интердекадном и полувековом масштабах климатических колебаний, что послужило основой для оценок изменения климатического режима в АТР и Индийском океане (Пономарев, Дмитриева, Шкорба, 2015; Пономарев, Дмитриева, Шкорба и др., 2016; Ponomarev, Dmitrieva, Shkorba et al., 2016).

Показана также взаимосвязь начинающихся весной продолжительных и сильных Эль Ниньо с аномалиями циркуляции атмосферы в восточной Арктике, зимнего и летнего муссона Северо-Восточной Азии, дефицита осадков на юге Дальнего Востока (Бышев, Нейман, Пономарев и др., 2014), что является продолжением исследования сигнала Эль Ниньо в северной части Тихого океана, Охотском и Японском морях и прилегающих районах Азии (Ponomarev, Trusenkov, Trousenkov et al., 1999; Ponomarev, Trusenkov, Kaplunenko et al., 1999). Как и на Атлантико-Европейском регионе (Воскресенская, Михайлова, 2006), аномалии на Дальнем Востоке,



связанные с продолжительными Эль Ниньо, начинающимися весной, существенно отличаются от сигнала зимних Эль Ниньо, начинающихся осенью, например в 2015г.

## **1.2 Изменение климатического режима в АТР на рубеже 20-21 веков и экстремальные аномалии атмосферных осадков на юге Сибири и Дальнего Востока**

В работах (Пономарев, Дмитриева, Шкорба, 2015; Пономарев, Дмитриева, Шкорба и др., 2016; Ponomarev, Dmitrieva, Shkorba et al., 2016) показаны особенности изменения многолетнего климатического режима в Азиатско-Тихоокеанском (АТР) и Индо-Тихоокеанском (ИТР) регионах в 70-е годы 20го века и на рубеже 20-21 столетий. Определена связь между изменениями климатического режима и аномалиями метеорологических условий в Сибири и на Дальнем Востоке России в зимний и летний сезоны. Для выделения климатических режимов применялись методы фазовых траекторий, композитного анализа, разложения временных рядов на Эмпирические Ортогональные Функции (ЭОФ) и кластерного анализа. На рисунке 1.6 показаны крупномасштабные районы АТР, выделенные с учетом выполненных оценок взаимосвязей аномалий ледовых условий в Охотском и Японском морях, озере Байкал с аномалиями температуры (ТПО) и результирующего потока тепла на поверхности Тихого и Индийского океанов. В пределах этих районов усреднялись значения результирующего потока тепла ( $Q$ ) на поверхности раздела атмосферы и океана или суши, приземного атмосферного давления (SLP), приземной температуры воздуха и атмосферных осадков. Оценки изменения климатического режима в АТР и Индийском океане выполнены, как путем построения фазовых траекторий временных рядов различных гидрометеорологических характеристик, осредненных в любых двух указанных на рисунке 1.6 районов, так и путем построения фазовых траекторий двух первых временных мод разложения на эмпирические ортогональные функции множества метеорологических характеристик во всех выделенных районах.

На рисунке 1.7 приведены фазовые траектории результирующих потоков тепла на поверхности за многолетний период с 1969 по 2015г. в двух различных районах Мирового океана, а именно: потока тепла  $Q_2$  (ось  $x$ ) в субарктическом районе Тихого океана в зимний гидрологический сезон (январь-март), направленного из океана в атмосферу (отрицательная величина) и потока тепла  $Q_6$  (ось  $y$ ), направленного в океан (положительная величина) в районе 6, расположенного в южной части Индийского океана в январь-март в летний сезон Южного полушария.

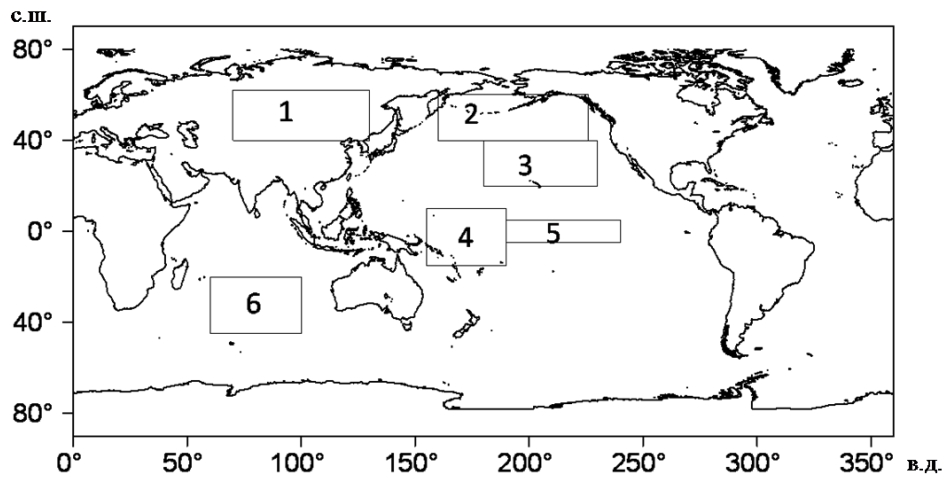


Рисунок 1.6 - Схема расположения районов усреднения Q и SLP: 1 – зона умеренных широт Азии; 2 – субарктическая зона ТО; 3 – восточная субтропическая зона ТО; 4 – западная экваториальная зона ТО; 5 – район Эль Ниньо (NINO 3-4); 6 – южная зона Индийского океана

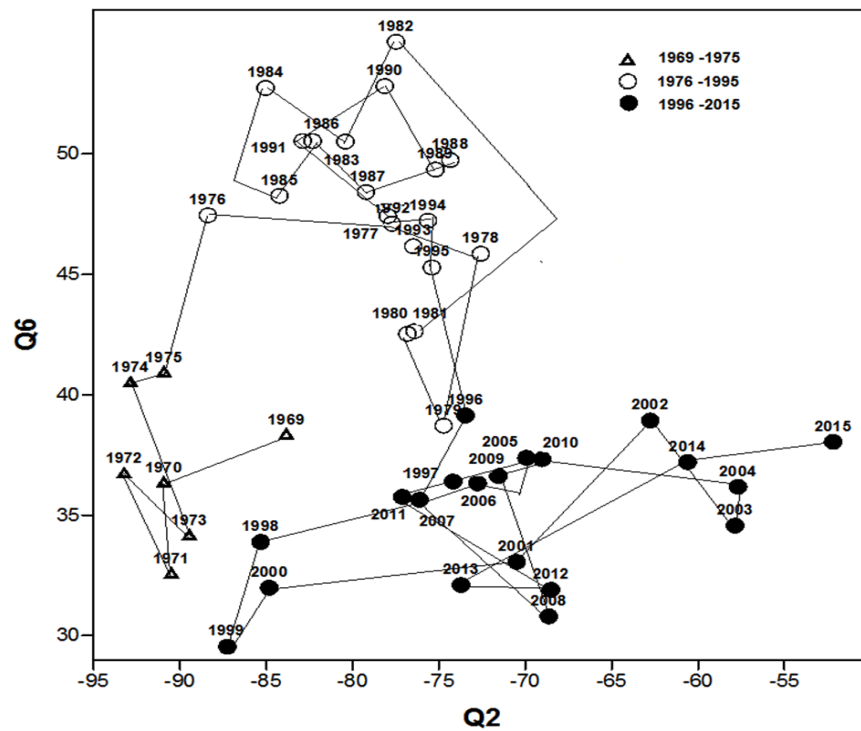


Рисунок 1.7 – Фазовые траектории в плоскости Q2, Q6, результирующих потоков тепла (Q, Вт/м2) в субарктической зоне Тихого океана (Q2, район 2, ось X) и в южной части Индийского океана (Q6, район 6, ось Y) для зимнего гидрологического сезона (январь-март) с 1969 по 2015г.

Видно, что существенное изменение Q6 и Q2 произошло в середине 70х лет 20го века (известный сдвиг климатического режима в 70-е годы в северной части Тихого и Атлантического

океанов). Следующее значительное изменение климатического режима произошло на рубеже 20го и 21го столетий. Временные ряды средних сезонных значений Q не сглаживались.

На рисунке 1.8 приведены фазовые траектории первых двух временных мод (главных компонент) разложения на ЭОФ множества временных рядов с 1948 по 2014г. средних годовых значений результирующего потока тепла (Q) и содержания водяного пара в атмосфере (TWC) во всех шести выделанных на рисунке 1.6 районах. Временные ряды сглаживались трехлетним скользящим осреднением.

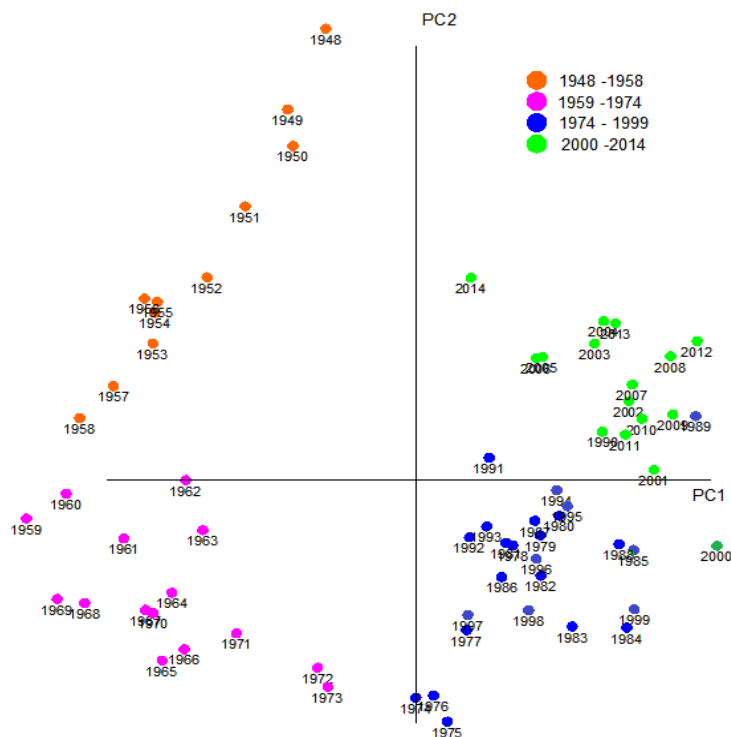


Рисунок 1.8 – Фазовые траектории двух сглаженных трехлетним скользящим фильтром главных компонент PC1, PC2 разложения на ЭОФ 12-ти временных рядов (1948-2014) средних годовых значений результирующего потока тепла (Q) и содержания водяного пара в атмосфере (TWC) во всех шести выделанных на рисунке 1.6 районах. Цветом показаны четыре многолетних периода, соответствующих различным климатическим режимам. Три первые временные моды разложения PC1, PC2, PC2 включают 38% , 24% и 15% дисперсии соответственно.

На рисунке 1.8 фазовая траектория в плоскости PC1, PC2 имеет вид спирали. Последовательно практически в хронологическом порядке через 15-25 лет изменяется знак одной из главных компонент. Видно, именно в конце 50х, середине 70х прошлого столетия и на рубеже 20-21 веков произошли переходы из одной четверти диаграммы в следующую четверть, что

примерно соответствует изменению климатических режимов в Северной Атлантике (Бышев, Нейман, Романов и др., 2011).

Аналогичный результат - сдвиг климатического режима в середине 70х и значительное изменение климатического режима на рубеже 20го и 21 го веков получен также на основе кластерного анализа главных компонент множества временных рядов разностей  $Q$ , приземного атмосферного давления (SLP) между их значениями в тех же шести выделенных районах океана и суши (Пономарев, Дмитриева, Шкорба, 2015). В начале 21 века уменьшаются меридиональные градиенты, потока тепла на поверхности океана и влагосодержания атмосферы, ТПО и приземной температуры воздуха в Тихом и Индийском океанах. Этот процесс связан с увеличением меридионального переноса тепла как в атмосфере за счет усиления циклогенеза, так и в океане в районах западных пограничных течений Куроисио и Гольфстрима.

На рисунке 1.9 показаны характерные отличия средних полей приземного атмосферного давления (гПА) в исследуемом районе в многолетний период (1996 – 2015 гг.), соответствующий современному климатическому режиму, от полей SLP за предшествующий многолетний период (1971 – 1991 гг.) в гидрологический зимний (а, январь – март) и летний (б, июль-сентябрь) сезоны.

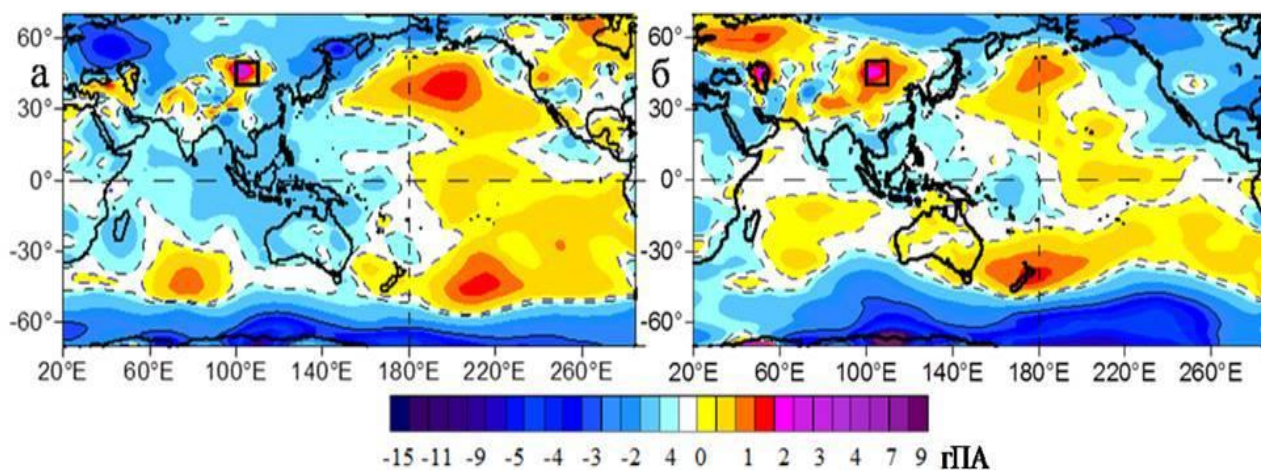


Рисунок 1.9 – Разность между средними полями приземного атмосферного давления (гПА) в современный (1996 – 2014 гг.) и предшествующий (1971 – 1991 гг.) климатические режимы для гидрологического (январь – март) зимнего (а) и календарного летнего (б) сезонов

Особенностями современного климатического режима конца 20го – начала 21-го столетия являются рост приземного атмосферного давления, наибольший в зимний сезон, в центральных внетропических районах Тихого океана и на юге Индийского океана. Увеличение приземного атмосферного давления (красная палитра), потепление и уменьшение осадков, наиболее выраженное с апреля по август (рисунки 1.10, 1.11), наблюдаются в Монголии и на юге Сибири, в

том числе на обширной территории (прямоугольные контуры на рисунках 1.9, 1.10), включающей бассейны водосбора озера Байкал, Иркутского и Братского и водохранилищ (рисунки 1.10, 1.11).

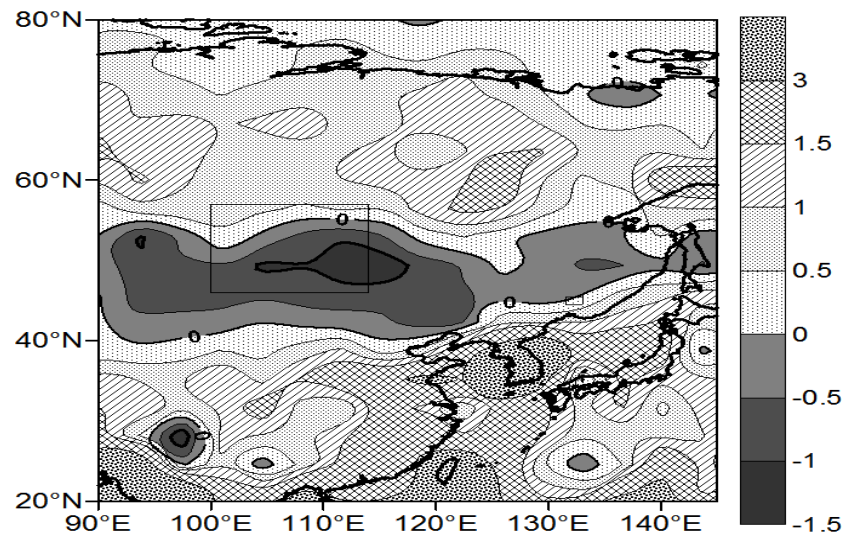


Рисунок 1.10 – Разность между средними полями атмосферных осадков (мм/мес.) в текущий (1998 – 2015 гг.) и предшествующий (1979 – 1995 гг.) климатические режимы для календарного лета (июнь-август) по данным метеорологического реанализа NCEP. Темной тональной заливкой отмечены области дефицита осадков, штриховками области увеличения осадков.

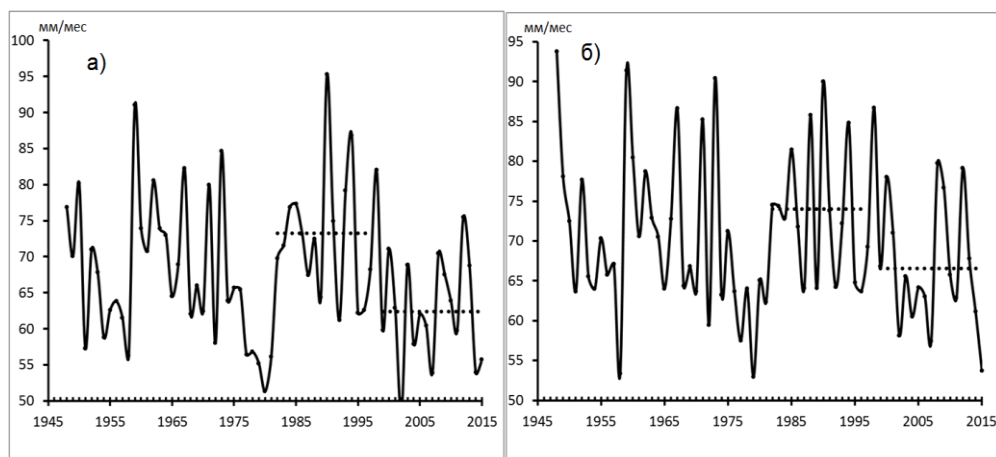


Рисунок 1.11 – Временные ряды (1948 - 2015) месячных сумм осадков (мм/мес) осредненных с апреля по июнь (а) и с июня по август (б) в крупномасштабной области (46°-57° с.ш., 97° - 114° в.д.), включающей бассейны водосбора озера Байкал, Иркутского и Братского водохранилищ Ангарского каскада ГЭС.

Полученные выводы относительно уменьшения осадков в бассейнах водосбора озера Байкал и водохранилищ ангарского каскада ГЭС в период с 1996г. по 2015г. соответствуют результатам предшествующих исследований формирования длительных маловодных периодов в бассейне реки Селенга, впадающей в озеро Байкал (Бережных, Марченко, Абасов и др., 2012).

Противоположная по знаку аномалия – падением приземного атмосферного давления, усилением циклонической активности, в том числе усиление тропических циклонов в окраинных районах океанов, в том числе в азиатской окраинной зоне Тихого океана, дальневосточных морях и прилегающих районах суши, где соответственно увеличиваются годовые суммы осадков. Тайфуны, проходящие вдоль западных прибрежных районов северной части Тихого океана вызывают экстремальные залповые осадки, приводящие к катастрофическим наводнениям ливневого типа. В отличие от района озера Байкал, на юге Дальнего Востока, в том числе в бассейнах водосбора озера Ханка и рек южного Приморья в 21 веке наступил период увеличением средних годовых осадков, обусловленных усилением циклонической активности. С 2012г. увеличились экстремальные ливневые осадки, связанными с прохождением мощных тайфунов непосредственно над территорией Приморского края (тайфуны: Болавен 24 августа 2012г., Соулик в июле 2013г., Гони 26 августа 2015г., Лайонрок 29 августа 2016г.). На рисунке 1.12 приведены аномалии осадков на юге Дальнего Востока в августе 2015г. и с января по август 2015г., оказавшие значительное влияние на экстремальный разлив озера Ханка после прохождения тайфуна Гони в конце августа 2015г. Многолетнее увеличение осадков в бассейне водосбора озера и на юге Дальнего Востока показаны на рисунке 1.13.

Накопительный эффект многолетнего увеличения осадков, значительное увеличения суммы осадков с января по август 2015 г., а также ливневые осадки тайфуна Гони 26 августа в бассейне водосбора озера Ханка над Пограничным хребтом являются основными причинами продолжительного экстремального наводнения на озере Ханка в Приморском крае, наблюдавшемся и в 2016 г. Не исключаются и другие факторы, оказавшие влияние на это катастрофическое событие. Такими факторами являются: заиливание русла реки Сунгача, единственной реки, вытекающей из озера Ханка, увеличение сброса воды в канале между рекой Мулинхэ и озером Малая Ханка на китайской территории, поскольку в бассейне реки Мулинхэ также отмечается положительная аномалия суммы осадков в 2015 г.

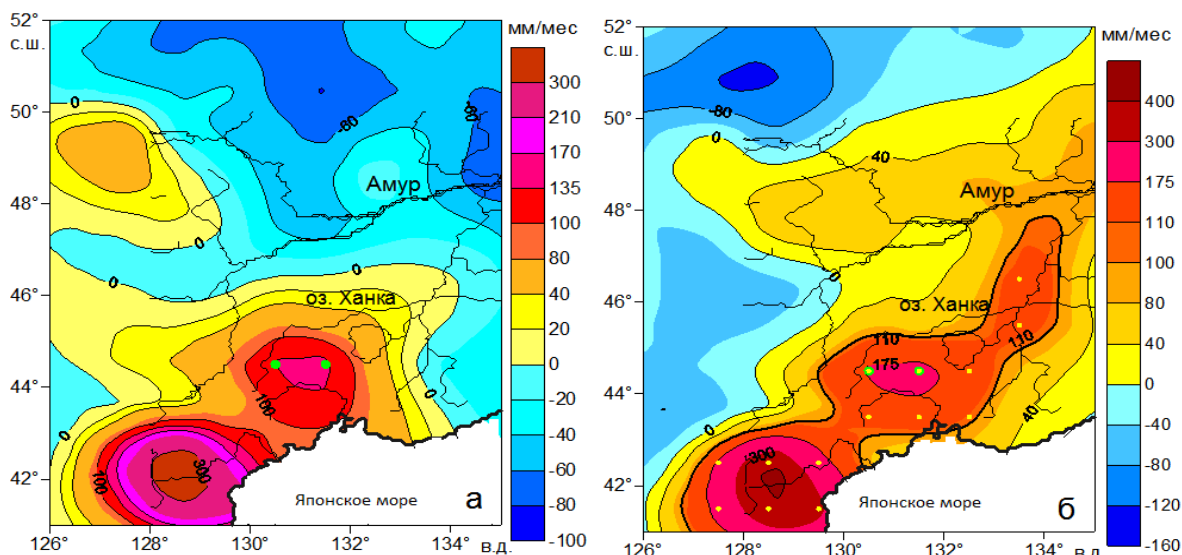


Рисунок 1.12 – Аномалии месячных сумм осадков в августе (а) 2015г. и средних с января по август (б) в мм/мес в бассейнах водосбора озера Ханка, рек Мулинхэ, Уссури и Амура.

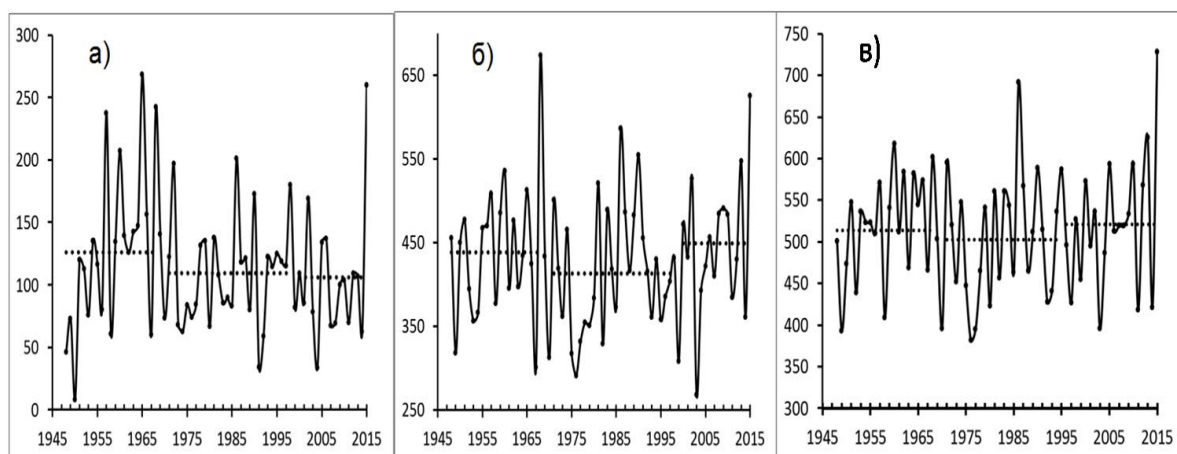


Рисунок 1.13 – Межгодовые и многолетние изменения с 1948 по 2015г. месячных сумм осадков (мм/мес) в бассейне водосбора озера Ханка над Пограничным хребтом в августе (а), в период с января по август (б), а также с января по август во всей пограничной области, ограниченной изолинией 110 мм/мес на рисунке 1.12б.

Тем не менее, наводнение на озере Ханка, последующее катастрофическое наводнение на реках Приморского края в конце августа 2016г. (после прохождения тайфуна Лайнрок), экстремально высокая водность рек Приморья в осенне-зимний период 2012 г. (Гарцман и др., 2014) и наводнение на реке Амур в 2013г. (Мезенцева и др., 2015) являются следствием изменения

многолетнего климатического режима на рубеже 20-21 веков. Территории влажного муссонного климата становятся еще более влажными, а территории с дефицитом осадков становятся еще более сухими, что соответствует климатическому тренду полувекового масштаба по оценкам ИРСС. Климатический режим начала 21 века оказался в этом отношении экстремальным. В 2016г. экстремальные паводки и наводнения ливневого характера наблюдались в США, Индии, Китае, Японии, Германии, Франции, Белоруссии, в Грузии (Батуми) и в Краснодарском крае России.

По результатам проведенных исследований опубликованы статьи в журналах (Бышев и др., 2014 – WoS, РИНЦ; Пономарев и др., 2015а – РИНЦ).



## 2. Исследование процессов формирования минимумов солености на подповерхностных и промежуточных глубинах Тихого океана

Вопрос о происхождении минимума солености на подповерхностных и промежуточных глубинах Тихого океана до настоящего времени остается открытым, т.к. он не имеет конкретных очагов и механизм его образования неизвестен. Исследователи пытаются решить вопрос, что на самом деле он собой представляет – водную массу или явление в непрерывно изменяющемся вертикальном распределении солености? Проблема возникла на ранних этапах развития океанологии и была обусловлена недостатком данных натурных наблюдений. Ее решение становится возможным в настоящее время благодаря накоплению больших объемов данных долговременных наблюдений и исследованиям временной изменчивости вертикального распределения солености в различных масштабах времени. В данном исследовании предпринята попытка выяснения сущности минимума солености в рамках представлений об изменчивой природе океана, который является одним из звеньев климатической системы Земли. Цель работы заключалась в исследовании внутригодовой изменчивости солености и процессов появления и исчезновения минимума солености под влиянием внутригодовой изменчивости бюджета влаги в субтропической зоне (Японское море), а также на границе субарктической и субтропической климатических зон Тихого океана.

Для исследования внутригодовой изменчивости солености были использованы данные наблюдений последних лет из банка данных World Ocean Database-2013 и Japan Ocean Data Center. Данные вертикального распределения солености рассматривались индивидуально для своего момента времени без осреднения по времени и пространству. В южной части Японского моря изменчивость характеристик вод анализировалась по массиву данных для 1-градусного “квадрата” с центром в 134° в.д. 38° с.ш. за длительный период времени.

В настоящее время минимум солености на промежуточных глубинах в Тихом океане ассоциируется с водной массой - North Pacific Intermediate Water (NPIW), а процесс его образования связывают с зоной субарктического фронта и областью взаимодействия течений Куроисио и Ойяисио. Между тем, в этой зоне минимум солености может исчезать и появляться вновь, что ставит исследователей перед проблемой его идентификации.

Основной проблемой традиционных представлений об адвективном происхождении минимума является то, что плотность вод в предполагаемых источниках всегда ниже, чем в самом минимуме. Кроме того, у исследователей нет единства мнений относительно диапазона плотности, в пределах которого его следует рассматривать: 26.5-27.0  $\sigma_\theta$ , 26.7-26.9  $\sigma_\theta$ , 26.7-26.8  $\sigma_\theta$ , 26.6-26.9

$\sigma_\theta$ , 26.4-27.2  $\sigma_\theta$ . Минимум солености в NPIW не имеет экстремума температуры и не сопровождается повышенным содержанием кислорода. Он не имеет аномалий и других химических элементов, способных указать на его происхождение или перемещение в пространстве, т.е. у него нет трассеров. Считается, что NPIW находится глубже 300-350 метров. Между тем, на меньших глубинах по периферии субтропического круговорота существуют мелководные минимумы солености, которые могут исчезать и появляться вновь. Они не имеют статуса водных масс и называются сезонными. Этой неоднозначности толкования минимумов солености в литературе не уделяется должного внимания.

Данные наблюдений свидетельствуют, что минимумы солености в толще вод связаны с изменчивостью пресного баланса - появляются на приповерхностных и подповерхностных глубинах после кратковременного дождя, продолжительных осадков, муссонных дождей. Их объединяет то, что они существуют в моменты времени, когда испарение преобладает над осадками - в отрицательную фазу пресного баланса. Они имеют общую причину образования - изменяющийся бюджет влаги и обусловленную им временную изменчивость вертикального распределения солености. Широкий диапазон масштабов временной изменчивости климатической системы (и пресного баланса) позволяет предположить, что минимумы солености могут иметь различные масштабы времени существования. В связи с этим представляет интерес исследование возможности появления минимума солености в толще вод в результате внутригодовой изменчивости пресного баланса. Это особенно важно для границы климатических зон с разными знаками пресного баланса, с которой связано существование мелководного минимума солености.

Анализ временной изменчивости поля солености показывает, что в течение года географическое положение областей с различными типами вертикального распределения меняется в зависимости от знака пресного баланса. В сезон преобладания осадков над испарением структура вод субарктического типа (без минимума солености) обнаруживается на 40° - 41° с. ш., а в сухой сезон – около 46° с. ш. Это означает, что и северная граница минимума солености на подповерхностных глубинах в течение года меняет свое положение (рисунок 2.1).

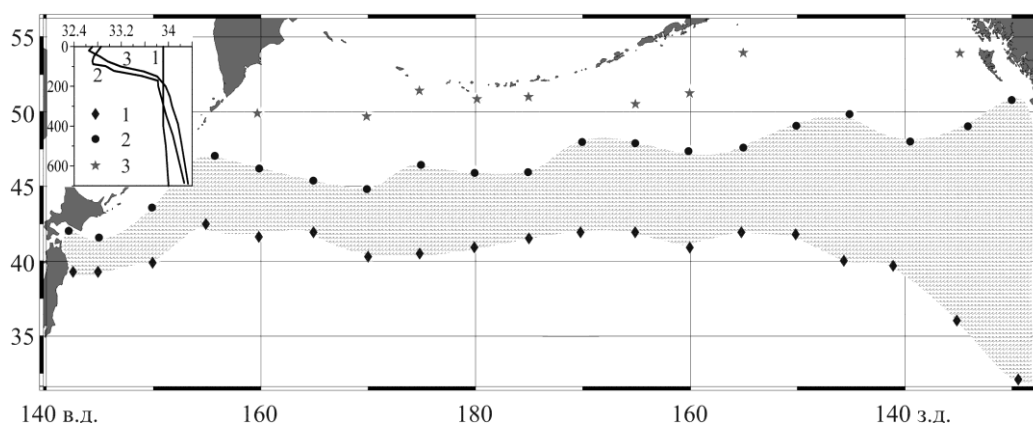


Рисунок 2.1 - Область сезонного существования минимума солености. Обозначения: 1 - южная граница структуры вод без минимума солености; 2 – северное положение структуры вод с минимумом солености; 3 – минимум солености в субарктической зоне. На врезке показаны соответствующие профили солености

Область океана, находящаяся между южным положением структуры вод без минимума солености и северным положением вод с минимумом солености на подповерхностных глубинах, является общей для обеих структур. Здесь в зависимости от знака пресного баланса вертикальная структура вод в течение года имеет черты то одной, то другой климатической зоны. В сезон превышения осадков над испарением структура вод субарктического типа занимает свое южное положение около 40 – 41.5° с.ш. Минимум солености в это время наблюдается немного южнее на глубине 300-400 м (рисунок 2.2а).

В сухой сезон минимум солености в приповерхностных горизонтах обнаруживается примерно на 46° с.ш. (рисунке 2.2б), а структура вод субарктического типа остается севернее. Это означает, что ширина области океана, в которой минимум солености может появляться и исчезать в течение года, составляет примерно 500 км.

Предельным случаем минимума солености как такового является его нахождение на поверхности в субарктической зоне. Такой тип вертикального распределения солености формируется под влиянием положительного пресного баланса. Но и в этой климатической зоне минимум солености может быть обнаружен на приповерхностных горизонтах. Это происходит в сухой сезон (момент времени) года, который, несмотря на кратковременность, здесь существует. Анализ временной изменчивости поля солености показывает, что минимум на приповерхностных глубинах в субарктической зоне как явление встречается повсеместно (рисунок 2.3, 50° - 46° с.ш.).

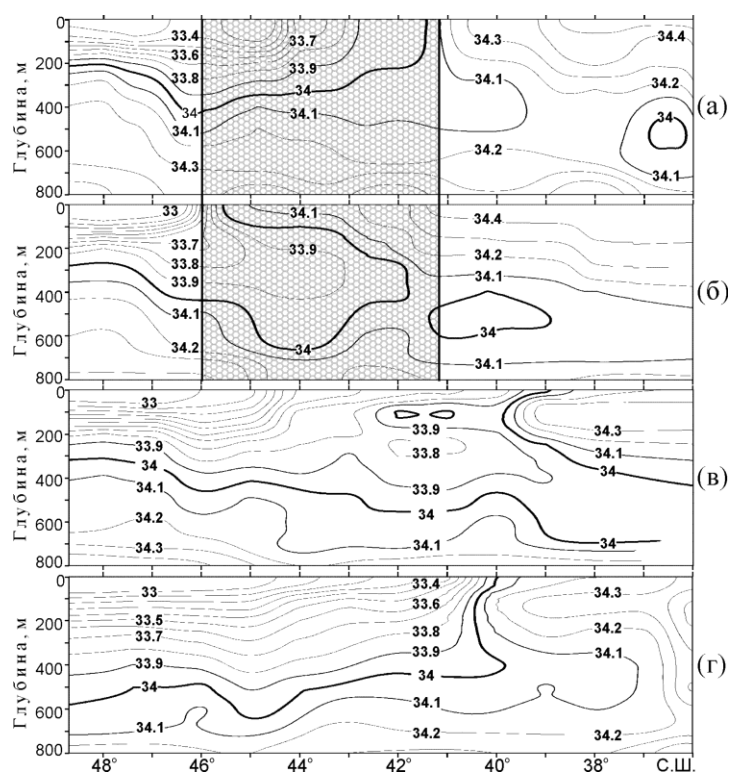


Рисунок 2.2 - Распределение солёности вдоль 160° в.д. в 1976 году: а) март (НИСП “Волна”, 17 рейс, 26.12.1975-25.03.1976 гг); б) июнь (НИСП “Прилив” 19 рейс, 07.05.1976-16.09.1976 г); в) октябрь (НИСП “Прилив” 19 рейс, 07.05.1976-16.09.1976 г); г) октябрь, вдоль 165° в.д. (НИСП “Прилив” 19 рейс, 07.05.1976-16.09.1976 г). Заштрихована область сезонного существования минимума солёности

В широтной полосе 46° ÷ 41° с.ш. во влажный сезон года минимальные значения солёности находятся на поверхности океана, и в это время здесь присутствует субарктическая структура вод (рисунок 2.3). Когда знак пресного баланса меняется, то за счет испарения солёность на поверхности начинает расти и растёт быстрее, чем на подповерхностных глубинах. В это время ее значения на подповерхностных глубинах оказываются меньше по абсолютной величине, т.е. минимальными для данного вертикального распределения. В этом состоит суть процесса образования минимума солёности, который является таковым только на фоне более высоких значений солёности на поверхности. В сухой сезон по мере роста солёности в верхнем слое относительно низкие значения солёности оказываются на все более глубоких горизонтах, т.е. глубина залегания минимума солёности увеличивается.

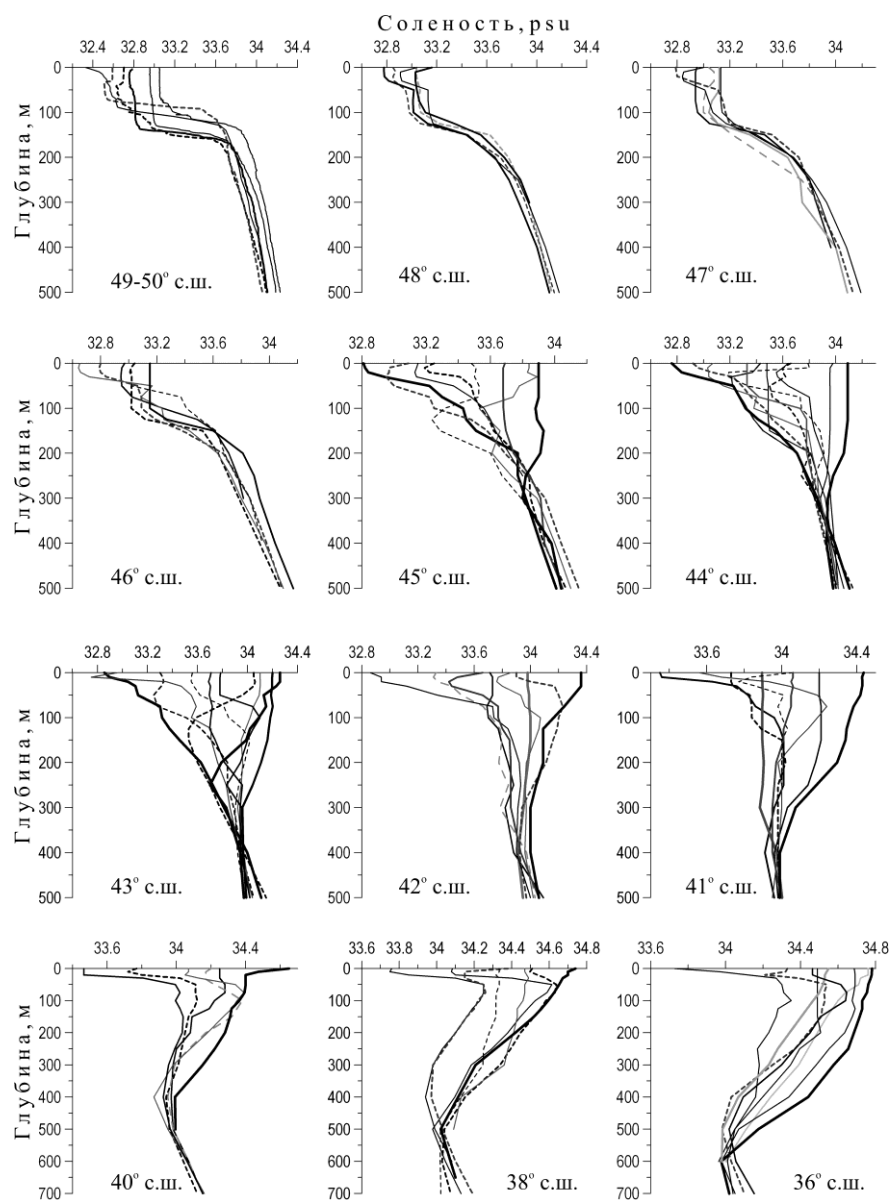


Рисунок 2.3 - Внутригодовая изменчивость солености между 160° в.д. - 160° з.д.

При очередной смене знака пресного баланса в сезон превышения осадков над испарением верхний слой океана начинает распресняться, приводя к образованию максимума солености на подповерхностных глубинах. При дальнейшем распреснении поверхности океана в широтной полосе 41° - 46° с.ш. компенсируется весь накопленный за сухой сезон запас соли. Как только величина солености в верхнем слое становится равной или меньше ее значений в подповерхностном минимуме, то последний как таковой перестает существовать на ее фоне. Структура вод вновь приобретает черты субарктического типа.

Таким образом, сезонная изменчивость бюджета влаги, приводящая к изменению вертикального распределения солености, является причиной сезонного появления и исчезновения минимума солености в толще вод.

Минимум солености в общем случае представляет собой локальное явление на фоне более высоких значений солености в поверхностных слоях и продолжительность его существования зависит от характеристик пресного баланса. Чем больше продолжительность воздействия отрицательного пресного баланса на поверхность, тем глубже он залегает и дольше сохраняется в толще вод. В субарктической зоне он обнаруживается близко к поверхности и время его существования короткое. Далее к югу минимум солености имеет уже сезонный масштаб времени существования. В широтной полосе  $41^{\circ}$ - $46^{\circ}$  с.ш. он обнаруживается от приповерхностных горизонтов до глубин 300-400 метров. Этот минимум солености, сезонно появляющийся на подповерхностных глубинах, представляет собой временное явление, существующее в отрицательную фазу пресного баланса. По своей сути он не может являться источником для более глубоководного минимума солености тропической зоны океана. Это означает, что последний не имеет связи с поверхностью океана, на что указывает отсутствие в нем трассеров. Эти обстоятельства позволяют утверждать, что минимум солености на промежуточных глубинах в аридной зоне океана не является водной массой – у него нет источника.

Существование долгоживущего минимума солености на промежуточных глубинах в пределах аридной зоны океана обусловлено тем, что он находится в области, где превышение испарения над осадками создает условия для непрерывного роста солености в поверхностных слоях и нахождения максимальных значений солености на поверхности. В этой климатической зоне испарение доминирует уже длительное время, и ежегодная смена знака пресного баланса не меняет его отрицательных среднегодовых величин. В рамках представлений об изменчивости климатической системы Земли на больших масштабах времени современное состояние пресного баланса здесь следует рассматривать как отрицательную фазу его долгопериодной изменчивости. Это состояние пресного баланса обуславливает существование минимумов солености в толще вод во всех временных масштабах – суточном, синоптическом, сезонном, климатическом (геологический масштаб времени). Не существует принципиальной разницы в происхождении минимумов солености в субарктической и тропической зоне. Их отличает только время существования и глубина залегания. В пределах аридной зоны минимум солености на промежуточных глубинах следует рассматривать как долгоживущее, но все-таки временное явление, характеристики которого определяются локальными характеристиками пресного баланса.

В Японском море существование минимума солености также связано с изменчивостью пресного баланса. Известно, что пресный баланс, определяющий состояние поля солености, в

Японском море связан с муссонным характером атмосферной циркуляции. По всей акватории моря выпадает примерно одинаковое количество осадков, максимум которых приходится на период летнего муссона. С зимним муссоном связана интенсификация процессов испарения и минимальное количество осадков. Это означает, что по отношению к солености год разделен на два сезона – сухой и влажный. Примеры изменчивости вертикального распределения солености за несколько сезонов представлены на рисунке 2.4.

По окончании влажного сезона минимальные значения солености находятся на поверхности моря, как это было в сентябре 2011 г. В это время на глубине 100 метров выделялся подповерхностный максимум с величиной солености 34.52 ‰. В сухой сезон соленость в поверхностном слое начинает расти и в конце ноября достигает величины 33.88 ‰. В это время на глубине 50 м величина солености составляет 33.74 ‰, что оказывается минимальной величиной для данного вертикального распределения, т.е. минимумом солености. По мере роста солености на поверхности моря минимум солености в толще вод оказывается все глубже. К концу сухого сезона он находился на глубине около 300 м и имел величину 33.92 ‰. В это время он уже слабо выделялся на фоне окружающих вод. Последующие наблюдения показали, что в конце июня и в июле 2012 г минимум солености как таковой уже отсутствовал (рисунке 2.4б).

Смена знака пресного баланса и наступление влажного сезона в мае 2012 г выразилось в уменьшении величины солености на поверхности. Следствием распреснения стало образование максимума солености на глубине 35 м, где значения солености оказались на 0.02 ‰ выше, чем на поверхности. По мере увеличения количества осадков максимум солености оказывался все глубже и в июле 2012 г был обнаружен на глубине 65 м (рисунок 2.4в).

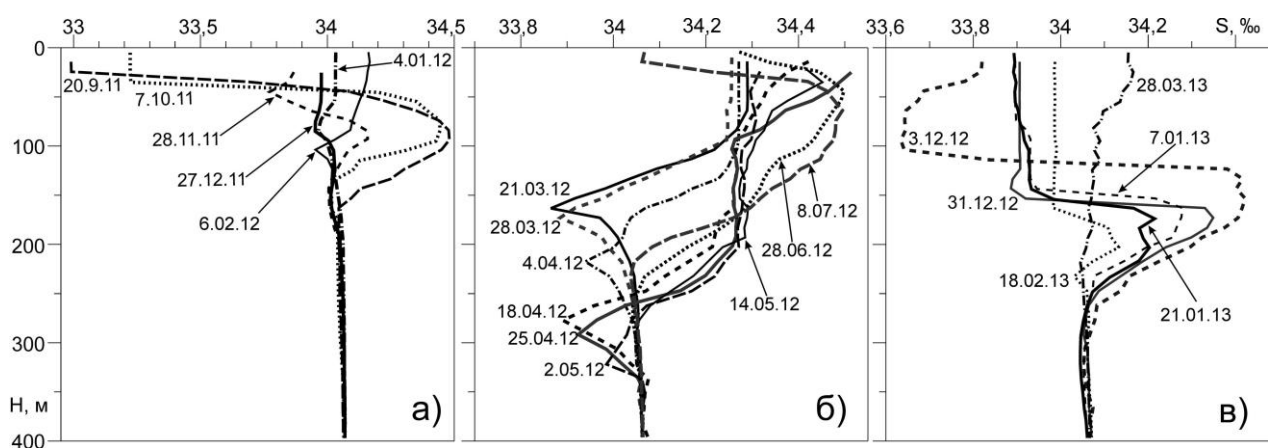


Рисунок 2.4 - Изменчивость вертикального распределения солености при смене знаков пресного баланса в 2011 – 2013 гг.

Процесс изменения вертикального профиля солености продолжился и при наступлении следующего сухого сезона. В начале декабря 2012 г на фоне роста солености в поверхностных горизонтах вновь был обнаружен минимум на подповерхностных глубинах (рисунок 2.4в).

Изменчивость солености, обусловленная сменой сухого и влажного сезонов, для периода 2010 – 2013 гг. представлена на рисунке 2.5. При построении графика использовалось много данных, что, по сути, означало их осреднение по времени, в результате чего минимум солености в толще вод исчез и не представлен на графике. Как видно, изменчивость солености циклически повторяется и происходит по одному сценарию каждый год. Смена сухих и влажных сезонов приводит к периодическому появлению в толще вод экстремумов солености разных знаков. Во влажный сезон минимальные значения солености находятся на поверхности, а на подповерхностных глубинах в это время наблюдаются максимальные значения солености. В сухой сезон значения солености в поверхностных слоях достигают своего сезонного максимума. В это время в толще вод наблюдается минимум солености. Изменчивость полей солености и температуры асинхронна, подтверждая независимость характеристик (рисунок 2.5а, б).

Данные натурных наблюдений указывают на непрерывную изменчивость вертикального распределения солености под влиянием изменяющегося баланса влаги, а также о периодическом появлении и исчезновении экстремумов солености в деятельном слое океана. Они показывают, что минимум солености не представляет собой единый слой с постоянными характеристиками, который был бы независимым и сохранялся бы неопределенно долго. Это означает, что минимум солености не является стационарным образованием. Он всего лишь временное явление в череде непрерывной изменчивости вертикального распределения солености под влиянием изменяющегося пресного баланса. Это делает термин “водная масса” неприменимым к минимуму и максимуму солености в деятельном слое океана.



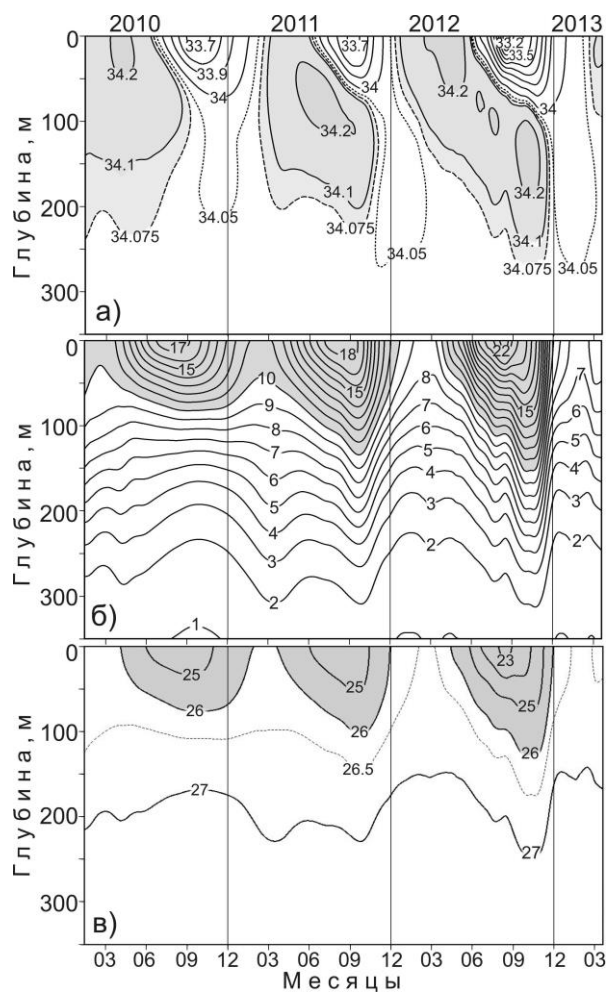


Рисунок 2.5 - Изоплеты солености (а), температуры (б) и плотности (в) в южной части Японского моря в период 2010 – 2013 гг. по фактическим данным. Заштрихованы значения солености выше 34.075 ‰, температуры – выше 10 °С, плотности - менее 26 условных единиц.

По результатам работы опубликованы статьи в рецензированных журналах, входящих в список ВАК (Соснин, Рудых, 2013; 2015а, б).

### 3 Исследование параметров подповерхностных и промежуточных вод Охотского и Берингова морей

Важность изучения межгодовых изменений термического состояния дальневосточных морей, как одного из элементов экосистемных исследований, неоднократно подчеркивалась, особенно в публикациях последних десятилетий (Дулепова, 2005; Радченко и др., 1997; Шунтов, 1986; Шунтов, Темных, 2013). Следует отметить, что параметры межгодовой изменчивости имеют и значительный практический интерес. Было установлено, например, что в Охотском море после "теплых" зим весенне-летняя продукция фитопланктона в 1.5–2.0 раза выше (от 1.5 до 2.5 гС/м<sup>2</sup>·сут.), чем после "холодных" (Матвеев и др., 2015).

Преыдушие исследования, обзор которых представлен в работе (Лучин, Матвеев, 2016), по выявлению межгодовых изменений термических условий деятельного слоя Охотского моря основывались на гипотезе, согласно которой аномалии температуры воды формируются, в основном, в осенне-зимнее время. При этом, как правило, авторы исходили из предположения о противодействии и межгодовых вариациях двух основных термодинамических процессов осенне-зимнего периода: адвекции сравнительно теплых тихоокеанских вод в море и выхолаживающего эффекта осенне-зимней конвекции. Из-за ограниченности в исходных данных, межгодовая изменчивость термических условий моря была рассмотрена в прибрежных водах, на локальных акваториях, на отдельных горизонтах или в придонном слое вод шельфа.

Межгодовые изменения различных параметров в промежуточных водах Охотского моря достаточно широко представлены в публикациях двух последних десятилетий (Andreev, Kusakabe, 2001; Andreev, Shevchenko, 2008; Hill et al., 2003; Itoh, 2007; Luchin et al., 2009; Luchin et al., 2011; Nakanowatari et al., 2007; Osafune, Yasuda, 2006). В них отмечено потепление промежуточных вод, а также понижение в них содержания растворенного кислорода. Авторы этих работ, как правило, анализировали данные ограниченных регионов моря, а полученные ими результаты имели ограничения по продолжительности и пропуски внутри рассматриваемых периодов.

В ряде предшествующих исследований, обзор которых представлен в работах (Лучин, Соколов, 2007; Хен, Воронина, 1986; Matishov et al., 2014), была рассмотрена межгодовая изменчивость термических условий Берингова моря на прибрежных акваториях, на отдельных горизонтах глубоководной части моря или в придонных водах шельфа. Межгодовая изменчивость промежуточных вод Берингова моря ранее была рассмотрена только на отдельных горизонтах локальных участков моря (Luchin et al., 2009).

Необходимо также отметить, что параметры межгодовой изменчивости, полученные по данным прибрежных станций, отдельных разрезов, локальных акваторий или конкретных горизонтов, не в полной мере отражают межгодовые изменения термического состояния вод моря.

Целью работ настоящего раздела являлось исследование параметров межгодовой изменчивости термического состояния подповерхностных и промежуточных вод Охотского и Берингова морей на основе специализированных массивов океанографических данных за весь период инструментальных наблюдений.

Использованный материал. Были использованы все доступные данные глубоководных океанологических наблюдений. Основная часть данных взята из исторических океанографических массивов, имеющих во ВНИИГМИ-МЦД, ТИПРО-Центре, ДВНИГМИ. Затем выполнено дополнение данных из всех доступных архивов и центров данных (NOAA's National Oceanographic Data Center (NODC), Japan Oceanographic Data Center (JODC), ТОИ ДВО РАН). В географических пределах Берингова моря на настоящее время (после реализации процедур исключения дублированной и недостоверной информации) имеется 101 939 океанографических станций, выполненных за период с 1928 по 2012 гг. В географических пределах Охотского моря на настоящее время (после реализации процедур исключения дублированной и недостоверной информации) имеется 92 841 океанографическая станция, которые выполнены за период с 1931 по 2015 гг.

Методы исследования. Были рассмотрены различные подходы для выделения элементов вертикальной структуры толщи вод Охотского и Берингова морей (графики вертикального распределения температуры и солёности, T,S-кривые, графики значений вертикальных градиентов температуры и солёности, а также вертикальная устойчивость). Получено, что графики вертикального распределения величин вертикальных градиентов температуры позволяют выделить все элементы структуры вод (Круц, Лучин, 2013; Лучин, Круц, 2016; Matishov et al., 2014). Как отмечалось в работах (Лучин, Матвеев, 2016; Matishov et al., 2014), параметры межгодовой изменчивости, полученные по данным отдельных разрезов, локальных акваторий или конкретных горизонтов, не в полной мере отражают межгодовые изменения термического состояния вод исследуемых акваторий. Поэтому для оценки межгодовых изменений термического состояния вод Охотского моря и Берингова морей использованы аномалии интегрального содержания тепла в холодном подповерхностном слое (ХПС) и в теплом промежуточном слое (ТПС), которые были рассчитаны по следующей схеме. Положение верхних и нижних границ ХПС и ТПС Охотского моря приведено в работе (Круц, Лучин, 2013). Положение верхних и нижних границ ХПС и ТПС Берингова моря приведено в работе (Matishov et al., 2014). Используя эти значения в трапециях, размеры которых приведены в работах (Лучин, Матвеев, 2016; Matishov

et al., 2014), на каждой конкретной станции Охотского и Берингова морей были рассчитаны

интегральные содержания тепла в ХПС и ТПС по формуле: 
$$Q = \sum_{h_2}^{h_1} \Delta h_i * \bar{t}_i,$$

где  $Q$  – интегральное содержание тепла в слое,  $\bar{t}_i$  – среднее значение температуры  $i$ -го слоя,  $\Delta h_i$  – толщина  $i$ -го слоя,  $h_1, h_2$  – верхняя и нижняя границы слоя, в котором проводился расчет интегрального содержания тепла.

Далее в конкретных трапециях проводился расчет средних многолетних месячных значений интегрального содержания тепла в ХПС и ТПС, а относительно их – аномалий интегрального содержания тепла каждой станции. Затем проводился расчет средних месячных аномалий интегрального содержания за каждый год, а на конечном этапе вычислений – средних годовых аномалий интегрального содержания тепла (АИСТ) в ХПС и ТПС, согласно схемам, приведенным в работах (Лучин, Матвеев, 2016; Matishov et al., 2014).

Отметим, что в настоящее время на исследуемых акваториях нет даже сравнительно небольших по размерам областей, в которых имеется непрерывный пакет информации за последние 50-70 лет. Поэтому восстановление пропусков в трехмерных массивах (широта, долгота, годы) аномалий интегрального содержания тепла в ХПС и ТПС выполнено в три этапа.

На первом из них использованы регрессионные соотношения, основанные на корреляционном анализе данных, согласно процедуре, изложенной в работе (Лучин, Жигалов, 2006). На следующем этапе, после выполнения корреляционной процедуры восстановления недостающих значений, проводился анализ полноты средних годовых полей аномалий интегрального содержания тепла в ХПС и ТПС каждого из морей. Если в них имелись единичные пропуски, которые располагались внутри ежегодных полей, то они были восстановлены kriging-методом в программном пакете SURFER. Оставшиеся пропуски данных в годовых полях (после выполнения двух процедур заполнения недостающих значений) восстанавливались с применением процедуры разложения полей по ЭОФ, а имеющиеся пропуски заполнялись нулевыми значениями. Затем, для заполнения пропущенных значений, использовался вклад только несколько первых векторов разложения полей по ЭОФ. Опытным путем было установлено, что первые четыре вектора ЭОФ обычно производят лучшее восстановление недостающих значений.

После выполнения всех этапов восстановления пропущенных значений, формировались ряды межгодовых изменений термического состояния ХПС и ТПС Охотского и Берингова морей согласно схем, представленных в работах (Лучин, Матвеев, 2016; Matishov et al., 2014).

Анализ многолетней изменчивости полученных временных рядов проведен в два этапа. На первом этапе оценивалось наличие трендовой составляющей. Для этой цели использован фильтр, выделяющий линейную функцию времени из смеси с белым шумом (Плотников, 2003). На втором этапе проводился спектральный анализ анализируемых рядов. При этом, для корректности получаемых спектральных оценок, предварительно проводилась фильтрация трендовых составляющих. Анализ частотных спектров временных рядов получен методом максимальной энтропии (Привальский, 1985). Все расчеты проведены для 95% уровня значимости.

Параметры межгодовой изменчивости термического состояния подповерхностных и промежуточных вод Охотского моря. Проведенные расчеты показали, что в термическом состоянии ХПС Охотского моря за период 1946-2015 гг. статистически значимый линейный тренд не выделяется. Для оценки наличия долговременных тенденций (потепления/похолодания) на рисунке 3.1 представлен также полиномиальный тренд шестой степени (прерывистая линия). Было получено (Лучин, Матвеев, 2016), что для подповерхностных вод Охотского моря характерны долговременные циклы, которые имеют продолжительность около 30 лет. В 1946-1950 гг. наблюдалось понижение теплового состояния ХПС, а с 2009-2010 по 2015 гг. – наблюдается его рост. Периоды потепления ХПС выделяются с 1951 по 1964, а также с 1978 по 1994 гг. Периоды похолодания ХПС выделяются с 1965 по 1977 гг. и с 1995 до 2008 гг. (рисунок 3.1). По результатам спектрального анализа ряда аномалий интегрального содержания тепла в ХПС Охотского моря (рисунок 3.1) были выделены статистически значимые колебания 8-9 лет и 2-3 года.

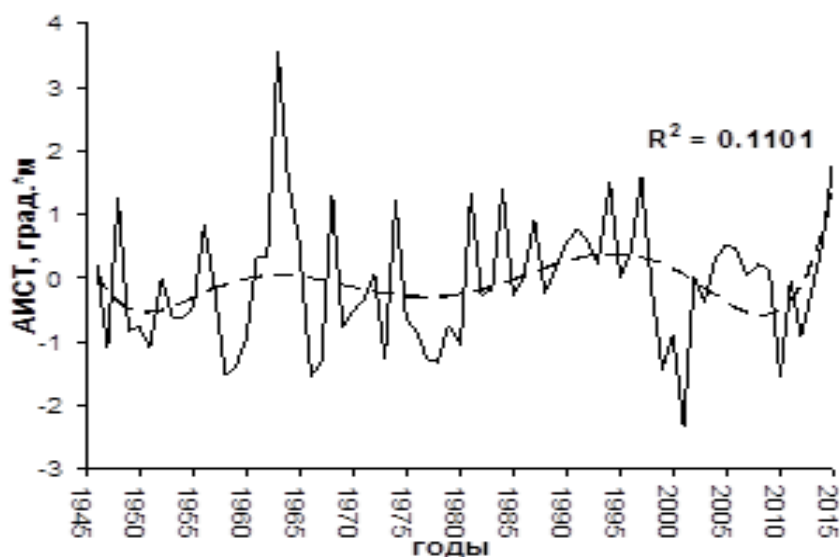


Рисунок 3.1 - Межгодовые колебания аномалий интегрального содержания тепла в ХПС

В ХПС Охотского моря (согласно предложенным критериям) выделены следующие по термическим условиям годы (Лучин, Матвеев, 2016): «экстремально холодный» 2001 год; «холодные» 1947, 1949, 1950, 1951, 1958, 1959, 1960, 1966, 1967, 1969, 1973, 1976, 1977, 1978, 1980, 1999, 2000, 2010, 2012 гг.; «нормальные» 1946, 1952, 1953, 1954, 1955, 1957, 1961, 1962, 1965, 1970, 1971, 1972, 1975, 1979, 1982, 1983, 1985, 1986, 1988, 1989, 1990, 1993, 1995, 1996, 1998, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2011, 2013, 2014 гг.; «теплые» 1948, 1956, 1964, 1968, 1974, 1981, 1984, 1987, 1991, 1992, 1994, 1997, 2015 гг.; «экстремально теплый» 1963 год.

В межгодовых изменениях аномалий температуры и солёности промежуточных вод Охотского моря за период с 1949 по 2010 гг. выделяются значимые линейные тренды, которые свидетельствуют о значительном росте температуры и солёности. Спектральный анализ рядов аномалий температуры и солёности промежуточных вод Охотского моря показал наличие доминирующих периодов изменчивости 2, 3-4, 5-6 лет и декадной (от 10 до 20 лет). На графиках межгодовых изменений средних годовых аномалий температуры и солёности в промежуточных водах Охотского моря выделяются два периода (рисунок 3.2). Минимальные значения характерны для временного интервала с 1956 по 1962 гг., а максимальные - для временного интервала с 1997 по 2004 гг.

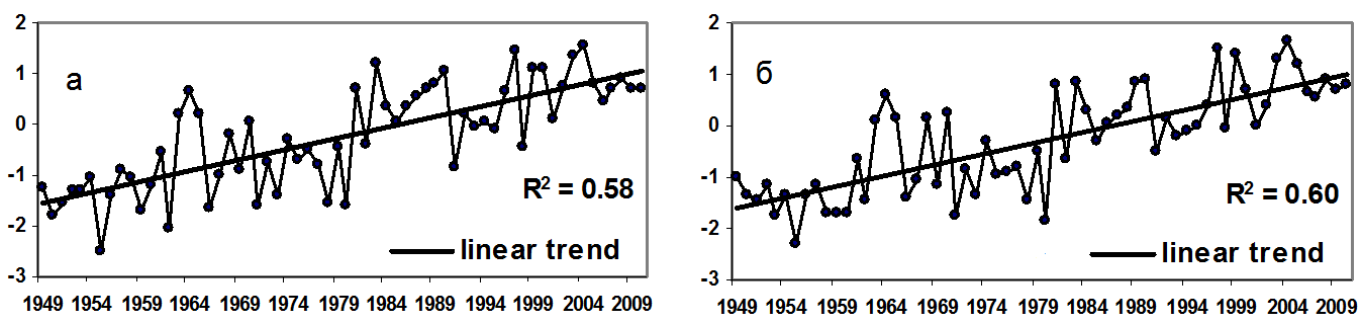


Рисунок 3.2 - Межгодовые изменения средних годовых аномалий температуры (а) и солёности (б) в промежуточных водах Охотского моря

Параметры межгодовой изменчивости термического состояния подповерхностных и промежуточных вод Берингова моря. На рисунке 3.3 представлены межгодовые изменения нормированных аномалий интегрального содержания тепла в ХПС Берингова моря (Matishov et al., 2014). Как следует из представленного рисунка, в межгодовых колебаниях термического состояния вод ХПС прослеживается ряд квазипериодических циклов. По результатам спектрального анализа выделены следующие колебания: 12-14 и 5-6 -летние. Проведенные

расчеты показали, что статистически значимый линейный тренд в ХПС Берингова моря не выделяется.

На рисунке 3.4 представлены межгодовые изменения нормированных аномалий интегрального содержания тепла в ТПС Берингова моря (Matishov et al., 2014). Как следует из представленного рисунка, во-первых, в межгодовых колебаниях термического состояния вод ТПС прослеживается ряд квазипериодических циклов. Более того, в целом для всего рассматриваемого периода выделяется значимый линейный рост термического состояния вод ТПС. По результатам спектрального анализа выделены следующие колебания: 6 лет, 3-4 года и квазидвухлетние.

Следует отметить, что представленный на рисунке 3.4 ряд межгодовых изменений нормированных аномалий интегрального содержания тепла в ТПС Берингова моря можно разделить на три периода. Первый период (1955-1964 гг.) характерен значительными межгодовыми изменениями аномалий интегрального содержания тепла и отсутствием значимого линейного тренда. Второй период (1965-1981 гг.) характерен наличием значимого линейного тренда, свидетельствующего о статистически значимом снижении содержания тепла в ТПС (рисунок 3.4). Третий период (1982-2012 гг.) характерен наличием значимого линейного тренда, свидетельствующего о статистически значимом росте содержания тепла в ТПС (рисунки 3.4, 3.5).

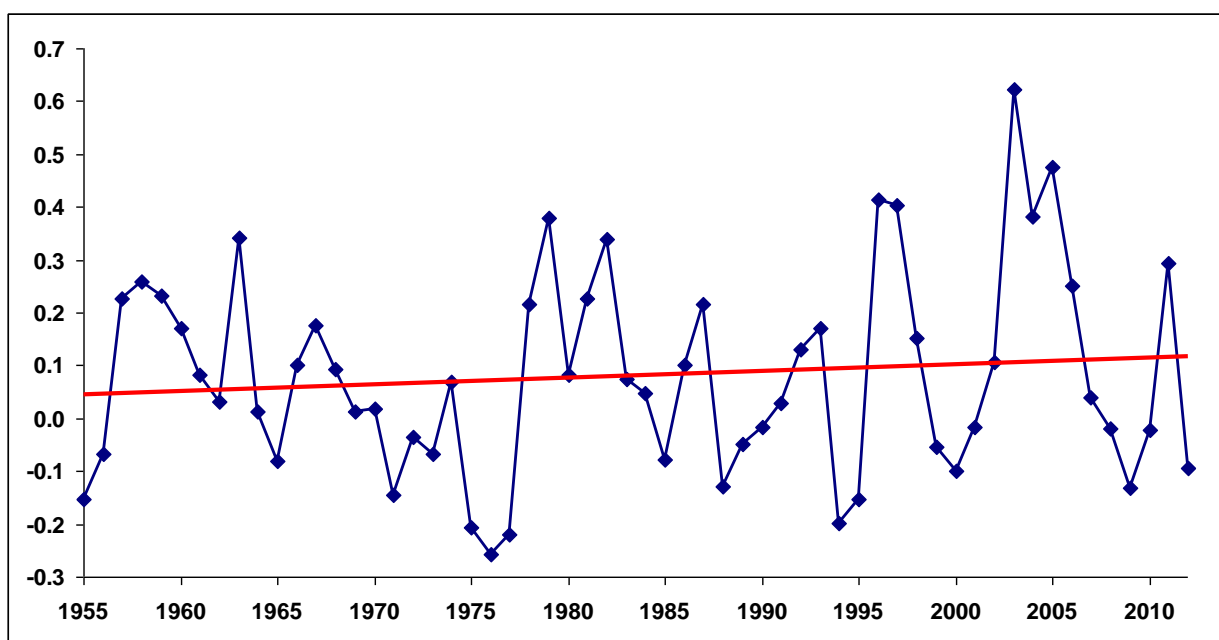


Рисунок 3.3 - Межгодовые изменения нормированных аномалий интегрального содержания тепла в ХПС Берингова моря

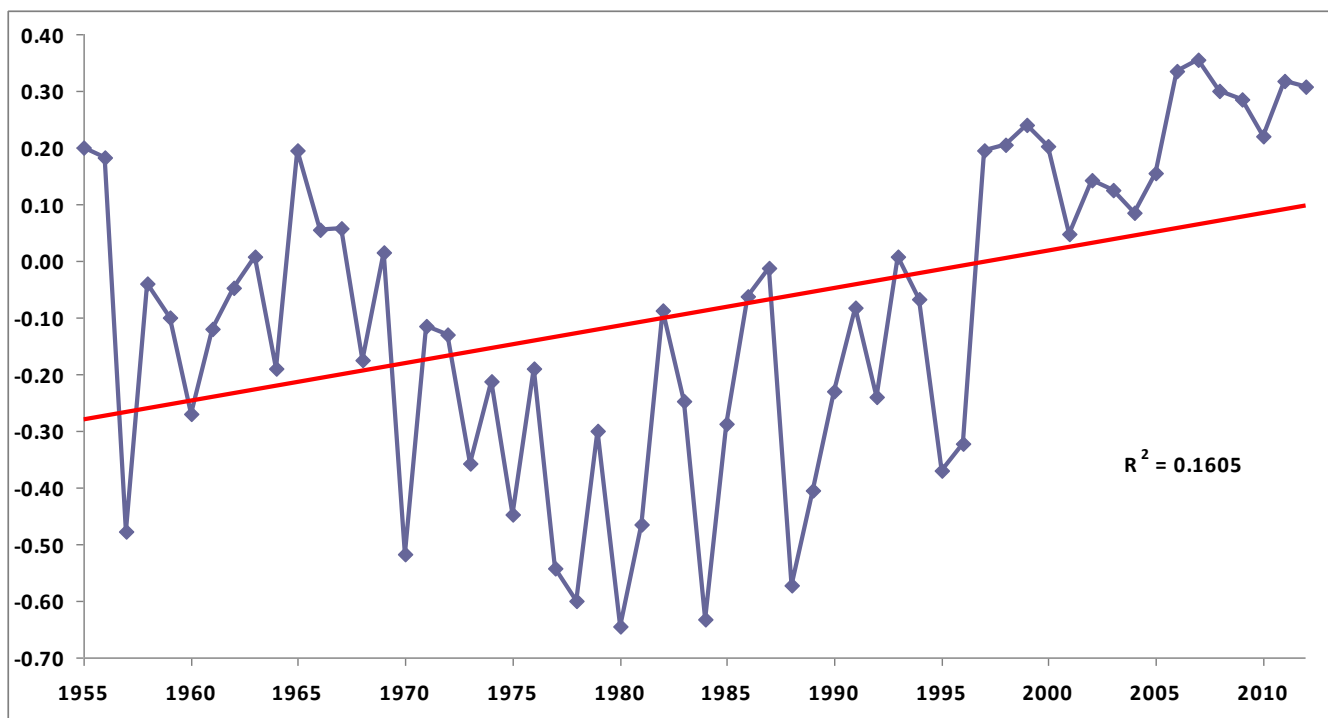


Рисунок 3.4 - Межгодовые изменения нормированных аномалий интегрального содержания тепла в ТПС Берингова моря

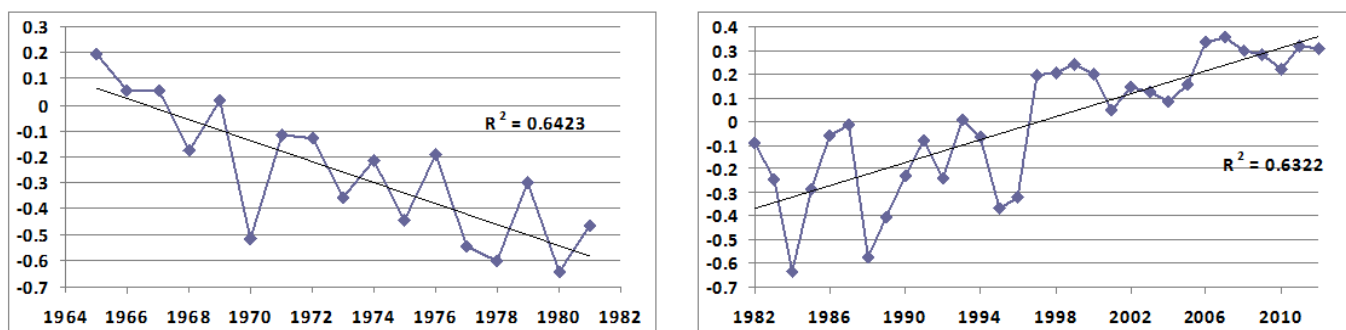


Рисунок 3.5 - Межгодовые изменения нормированных аномалий интегрального содержания тепла в ТПС Берингова моря по отдельным периодам

Оценка основных факторов, влияющих на формирование и изменчивость подповерхностных и промежуточных вод Охотского и Берингова морей. В результате проведенного исследования были выявлены статистически значимые корреляционные связи между рядом межгодовых изменений аномалий интегрального содержания тепла в ХПС Охотского моря, климатическими индексами (АО, WP) и локальными параметрами, характеризующими межгодовые изменения в



системе атмосфера-лед-океан Охотского моря и прилегающих регионов суши и Тихого океана: температурой воздуха на поверхности 1000 мб над северной частью Охотского моря и прилегающими районами суши, с суммой градусо-дней мороза на метеорологических станциях Охотск и Магадан, с ледовитостью Охотского моря, с температурой воды Японского моря на горизонте 50 метров в январе-марте, с температурой поверхности прилегающих районов Тихого океана с января по май (Лучин, Матвеев, 2016).

В термическом состоянии промежуточных вод Охотского моря (рисунок 3.2) минимальные значения характерны для временного интервала с 1956 по 1962 гг., а максимальные - для временного интервала с 1997 по 2004 гг. Эти два периода обозначим, соответственно, как «холодный» и «теплый». Отдельно для каждого из этих периодов были сформированы массивы данных и построены карты пространственного распределения температуры и солёности. Было получено, что в «холодный» период на преобладающей части Охотского моря были характерны более низкие значения температуры и солёности. Представленные различия в полях температуры и солёности позволяют сделать следующие выводы. В 50-е и 60-е годы отмечалась высокая продукция холодных вод на шельфе Охотского моря. Это подтверждается низкими значениями температуры и солёности (особенно в северной и западной частях рассматриваемой акватории). В последующие годы происходило постепенное снижение продукции холодных вод на шельфе и постепенно за рассматриваемый период (1949-2010 гг.) в промежуточных водах Охотского моря увеличивался вклад вод Тихого океана, о чем свидетельствует рост температуры и солёности. Эти изменения происходили на фоне статистически значимого роста температуры воздуха и снижения интенсивности выноса арктических воздушных масс на Охотское море, а также уменьшения количества дней с отрицательными значениями температуры воздуха на метеорологических станциях (данные метеостанций Охотск и Магадан). За период с 1949 по 2009 гг. отмечается также статистически значимое уменьшение ледовитости Охотского моря.

Термическое состояние подповерхностных вод Берингова моря на начало весенне-летнего периода формируется в течение всего предшествующего холодного периода года. Межгодовые изменения метеорологических условий в различные периоды холодного времени года не всегда однонаправлены. Это подтверждается, например, многолетним режимом ледовых процессов (Плотников, 2003), из которого следует, что начало льдообразования, период максимального развития ледовых условий моря и разрушение льда могут проходить в разных комбинациях по типам «теплых», «нормальных» или «холодных» лет. Из этого следует, что ледовитость конкретного месяца не может адекватно отражать термическое состояние вод моря. Аналогичные ограничения сопутствуют и рядам температуры воды на поверхности Тихого океана. В результате были получены статистически значимые связи между межгодовой изменчивостью термического

состояния ХПС Берингова моря и сформированными рядами следующих 4 индексов, которые отражают процессы более крупных пространственно-временных масштабов.

1. Интегральный индекс ледовитости, который получен как среднее из нормированных средних месячных значений аномалий ледовитости за декабрь, февраль и апрель (эти месяцы отражают начальную фазу льдообразования, период максимального развития ледовых условий моря и начало разрушения ледового покрова).

2. Интегральный термический индекс, характеризующий температуру поверхностных вод Тихого океана в районе центральных и восточных проливов Алеутской гряды в центрах 4-х двухградусных квадратов Тихого океана (1 - 51° с.ш. и 183° в.д. в августе предшествующего года; 2- 53° с.ш. и 189° в.д. в апреле; 3 - 55° с.ш. и 195° в.д. в апреле; 4 - 55° с.ш. и 197° в.д. в апреле).

3. Долгота центра летнего Азиатского минимума приземного давления в августе предшествующего года.

4. Временной коэффициент первой компоненты ЭОФ-разложения полей температуры воздуха на изобарической поверхности 500 гПа над ЕСП-2 в марте.

Следует отметить, что не были выявлены статистически значимые связи между межгодовыми изменениями термического состояния промежуточных вод Берингова моря и межгодовыми вариациями климатических индексов атмосферы и океана, представленных на сайте (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>), а также с межгодовыми вариациями локальных параметров в системе атмосфера-лед-океан Берингова моря и прилегающих регионов суши и Тихого океана.

По результатам работы опубликована 1 статья в журнале, входящем в русскую базу Web of Science (Матвеев и др., 2015), а также 4 публикации, входящие в базу РИНЦ (Круц, Лучин, 2013; Лучин, Круц, 2016; Лучин, Матвеев, 2016; Matishov et al., 2014).

## **4 Быстрое опреснение Камчатского течения**

Новые океанографические наблюдения, проведенные с помощью буев Арго в последние годы, позволили обнаружить быстрое опреснение Камчатского течения. Соленость верхнего слоя понизилась на 0,2 епс за 26 лет начиная с 1990 г. и на 0,2 епс по наблюдениям 2010–2015 гг. Значительные изменения солености и стратификации произошли и в Ойясио в XXI в. Наиболее вероятной причиной понижения солености Камчатского течения стало увеличение атмосферных осадков. На юго-востоке Камчатки осадки достигли экстремальных значений в 1996–1997 гг., увеличение осадков наблюдалось также в 2014–2015 гг. Соленость промежуточных вод за 26 лет выросла вместе с температурой (температура на 1,05°C, а соленость на 0,15 епс на изопикне 26,75σ<sub>θ</sub>). Вероятная причина роста солености и температуры промежуточных вод связана с усилением потока теплых вод Аляскинского течения и распространением на запад его алеутских вихрей (Шлык, Рогачев, 2016).

### **4.1 Гидрологический режим района Камчатского течения**

В северо-восточной части Азии в XX в. наблюдалась тенденция увеличения осадков (Пономарев, Каплуненко, Крохин, 2005). Заметное опреснение верхнего слоя северо-западной части Охотского моря до глубины около 500 м было обнаружено недавно (Рогачев, Шлык, 2009а; Рогачев, Шлык, 2015; Ohshima et al., 2014; Uehara et al., 2014). Понижение солености и плотности промежуточных вод ведет к заглублению изопикн и поэтому меняет динамику вод. Причина опреснения верхнего слоя может быть связана с перераспределением пресной воды из-за сокращения площади льда в Охотском море и увеличения осадков (Ohshima et al., 2014; Uehara et al., 2014).

Действительно, на севере Хабаровского края в 2013 г. осадки превысили норму в несколько раз (Вербицкая и др., 2015; Махинов и др., 2014). Паводок 2013 г. на Амуре стал самым крупным за весь период наблюдений (Вербицкая и др., 2015; Махинов и др., 2014; Рогачев, Шлык, 2015). На севере Охотского моря сток пресной воды формирует прибрежное течение и циклоническую циркуляцию в области расположения холодных шельфовых вод (Рогачев, Шлык, 2015; Рогачев, 2012; Рогачев, Шлык, 2014). В работе (Uehara, 2014) показано, что изменчивость характеристик плотных шельфовых вод контролируется аномалиями солености, которые можно проследить от Аляскинского и Субарктического течений вплоть до шельфовых вод Охотского моря. По этой причине японские авторы (Ohshima, 2014; Uehara, 2014) полагают, что аномалии солености в субарктических водах Тихого океана определяют соленость прибрежных вод Охотского моря.

Понижение солености плотных шельфовых вод в Охотском море отмечено за период с 1950 по 2005 г. (Ohshima, 2014; Uehara, 2014). При этом понижение солености в Камчатском течении не рассматривалось.

Ойясио и Камчатское течение – смежные пограничные течения субарктического круговорота. Система этих течений распространяется на 3000 км вдоль западного побережья океана от хр. Ширшова в Беринговом море на севере до о-ва Хоккайдо на юге. Часть потока вод Камчатского течения к югу от Камчатского пролива происходит от Аляскинского течения, не входящего в Камчатский пролив (рисунок 4.1). Ойясио называют течение к югу от Камчатки (Ohtani, 1970; Stabeno, Reed, 1992; Stabeno et al., 1994). Перенос вод этими течениями определяется градиентом давления, связанным с заглублением халоклина у континентального склона. Ойясио, Аляскинское и Камчатское течения содержат вихри разного размера (Рогачев, Шлык, 2009а,б; Okkonen, 1996; Rogachev, 2000b; Rogachev et al., 2007; Stabeno et al., 1994; Yasuda et al., 2000). Эти вихри имеют разное происхождение, разные характеристики и существенно меняют структуру вод.

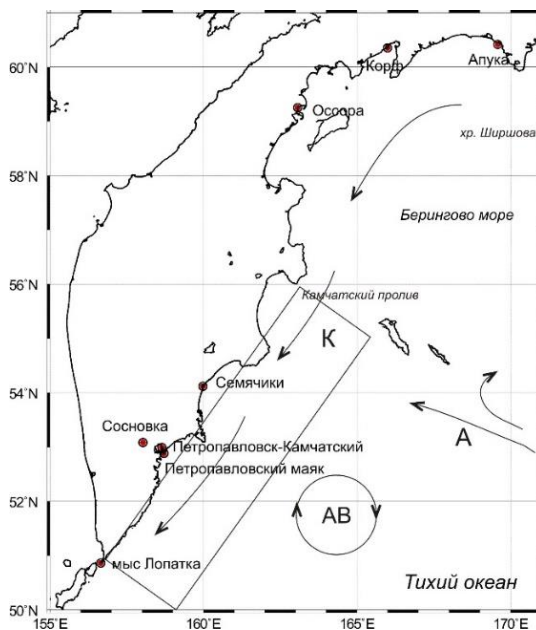


Рисунок 4.1– Район исследований и положение станций с наблюдениями за осадками. К – Камчатское течение, А – Аляскинское течение, АВ – алеутский вихрь. Прямоугольником показана область, выбранная для расчета характеристик Камчатского течения

Характеристики Камчатского течения и Ойясио изучались с помощью детальных съемок в рамках международного проекта ИНПОК (Rogachev, 2000a, b) и с использованием поверхностных

дрифтеров Аргос в конце XX в. (Stabeno, Reed, 1992; Stabeno et al., 1994). Траектории буйев Аргос показали хорошо сформированное течение с большой скоростью потока. Течение возникало сразу у хр. Ширшова в Беринговом море и входило в Камчатский пролив. В некоторые годы (например, в 1991 г.) буи поворачивали на восток в океан вблизи 50° с.ш. (к югу от Камчатки). Некоторые буи вошли в Охотское море. Часть буйев Аргос показала существование прибрежного течения (на глубинах менее 200 м). Один из буйев, запущенных в Камчатском течении в феврале 2014 г., вошел в Охотское море в марте, был захвачен охотским прибрежным течением через год, в феврале 2015 г., и достиг Шантарского архипелага уже в июне 2015 г. Этот буй стал первым буйем, подтвердившим существование связанных прибрежных течений Камчатки и Охотского моря (Рогачев, 2012; Рогачев, Шлык, 2014).

Вместе с тем прибрежные воды Камчатского течения и северо-западной части Охотского моря до сих пор изучены слабо. В трех больших заливах Камчатки формируются антициклонические вихри с ядром низкой солёности. Источником пресной воды для них может быть либо дрейфующий лед, либо вода низкой солёности из Берингова моря (Рогачев, Шлык, 2009а). Вихри Камчатского течения движутся на юг и достигают 49° с.ш. Таяние льда и сток пресной воды формируют узкое прибрежное течение с водой низкой солёности вдоль побережья Камчатки (Рогачев, Шлык, 2009а; Reid, 1973) также, как это происходит в Охотском море (Рогачев, 2012; Рогачев, Шлык, 2014).

Понижение солёности вод Охотского моря и течений западного субарктического круговорота рассмотрено в работах (Ohshima, 2014; Uehara, 2014). Значительное понижение солёности в прибрежных водах Охотского моря наблюдалось в 2013 г. (Рогачев, Шлык, 2015), т.е. в год катастрофического наводнения в Хабаровском крае (Вербицкая и др., 2015; Махинов и др., 2014).

На п-ове Камчатка температура воздуха устойчиво повышалась, а суммы атмосферных осадков в целом незначительно снижались с 1956 по 2009 г. Однако в различных климатических районах Камчатки эти изменения проявляются по-разному. На севере, западном и северо-восточном побережьях, в долине р. Камчатка и на крайнем юге годовые суммы осадков уменьшаются, а на восточном побережье и в горном районе увеличиваются (Шкаберда, Василевская, 2014).

Новые данные, полученные в последние годы, позволили значительно расширить период наблюдений и рассмотреть изменение характеристик Камчатского течения и Ойясио с 1990 по 2015 г.

## 4.2 Данные по району Камчатского течения

В настоящей работе использованы наблюдения, выполненные ТОИ в рамках международного проекта ИНПОК в 1990–1996 гг., а также новые данные автономных буев Арго, полученные в последние годы. Данные буев Арго были собраны и стали доступны благодаря проекту Кориолис и программам, которые внесли вклад в этот проект (<http://www.coriolis.eu.org>). Для определения средних значений солёности и температуры за каждый год мы выделили ограниченную область Камчатского течения (рисунок 4.1). В этой области определялись средние значения солёности на уровне 50 дбар, в слое минимума температуры и на разных изопикнических поверхностях. Значения солёности в слое минимума температуры и на уровне 50 дбар выбраны за тёплый период года (май–ноябрь), на изопикнической поверхности 26,75 $\sigma_{\theta}$ – за весь год. По этим данным определены значимые тренды изменения солёности.

Данные об атмосферных осадках взяты с сайта ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>), они включают ежемесячные суммы осадков за 1990–2015 гг. на восьми метеорологических станциях восточного побережья п-ова Камчатка. Положение метеостанций показано на рисунке 4.1. Год делился на холодный период – с ноября по март, с преобладанием твердых осадков, и тёплый – с апреля по октябрь, с преобладанием жидких осадков (Справочник..., 1968). Временные ряды осадков являются климатологически однородными; выборки за исследуемый период по основным статистическим показателям – репрезентативными. Устойчивые климатические тенденции выявлялись построением линейных трендов и оценкой их значимости по коэффициенту корреляции  $r$  (Чернышева, Платонова, 2009). Статистически значимо на 5%-м доверительном уровне для имеющихся рядов значение  $|r| \geq 0,40$ .

## 4.3 Изменения солёности Камчатского течения

*Осадки на восточном побережье п-ова Камчатка за период 1990–2015 гг.* Поскольку наиболее вероятной причиной понижения солёности может быть увеличение осадков, мы рассмотрели временные ряды осадков на восточном побережье Камчатки. Режим увлажнения Камчатки связан с особенностями ее рельефа. В холодную половину года Камчатка находится под влиянием алеутской депрессии; циклоны из районов Японии подходят к Камчатке и чаще всего перемещаются вдоль восточного побережья к Алеутским островам. Разница температур поверхностного слоя холодного Охотского моря и теплого Тихого океана способствует углублению циклонов на подходе к полуострову. Углубляясь, циклоны становятся высокими барическими образованиями, замедляют движение, и тем самым создаются условия для

продолжительных снегопадов, метелей и ветров штормовой силы. В результате на восточном побережье полуострова выпадает больше осадков, чем на западном. В теплый период неглубокие циклоны приходят на Камчатку с запада, через Охотское море. Летом большую часть времени на Камчатку и прилегающие акватории морей распространяется гребень тихоокеанского антициклона. И летом, и зимой интенсивная циклоническая деятельность, характерная для юго-восточной части полуострова, ослабевает к северо-западу. Южная часть полуострова относится к зоне избыточного увлажнения. Больше всего осадков за год выпадает на юго-восточном побережье Камчатки (1400–1600 мм), меньше всего – на севере (300–500 мм). Количество осадков резко увеличивается на наветренных склонах гор и уменьшается на их подветренной стороне. Для Камчатки характерны высокий снежный покров и его длительное залегание. В юго-восточной части полуострова на холодный период приходится около половины годового количества осадков (Справочник..., 1968).

В таблице 4.1 представлено изменение количества осадков на станциях восточного побережья п-ова Камчатка за период 1990–2015 гг. По результатам оценки трендов наблюдается положительная тенденция в многолетнем ходе осадков за холодный период года на всех станциях, за исключением станций Апука, Корф и мыс Лопатка. Для станций Оссора, Сосновка и Петропавловский маяк отмечаются значимые тренды увеличения осадков (128, 164 и 248 мм/26 лет соответственно) (рисунок 4.2а,б,в).

За исследуемый период выявлена тенденция увеличения годового количества осадков на всех станциях, за исключением самой северной станции Апука (таблица 4.1). На станции Оссора отмечается значимый положительный тренд (267 мм/26 лет). На юго-восточном побережье полуострова прослеживается увеличение годовых сумм осадков с 2009 г. (рисунок 4.2 г, д, е). Например, на станции Петропавловск-Камчатский с 2009 по 2015 г. осадки увеличились на 600 мм (рисунок 4.2г).

Временные ряды осадков на станциях Петропавловск, Оссора, Сосновка и Петропавловский маяк показывают высокие или экстремальные значения за 1996–1997 гг. В эти годы понижение солёности и усиление стратификации наблюдалось в области Ойясио (данными по Камчатскому течению в этот период мы не располагаем). Два разных процесса могли привести к понижению солёности в Ойясио в этот период. Первый из них – увеличение осадков (рисунок 4.2) и поток вод низкой солёности Камчатского течения. Второй – ослабление приливного перемешивания как результат 18,6-летнего приливного цикла (Ohshima, 2014; Uehara, 2014).

Таблица 4.1 – Изменение количества атмосферных осадков с 1990 по 2015 г., мм

Станция	Теплый период	Холодный период	Год
	года	года	
Апука	-6	-48	-73
Корф	19	-1	34
Оссора	<b>122</b>	<b>128</b>	<b>267</b>
Семячик	-73	191	121
Сосновка	-6	<b>164</b>	193
Петропавловск-Камчатский	1	239	225
Петропавловский маяк	1	<b>248</b>	240
Мыс Лопатка	38	-37	7

Примечание. Выделены значимые величины для 5%-го доверительного уровня.

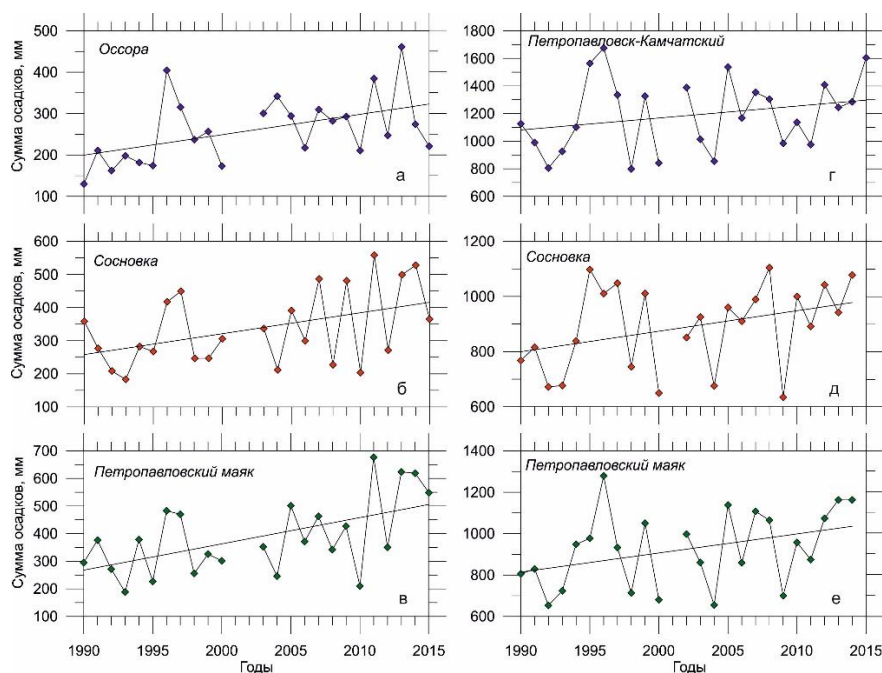


Рисунок 4.2– Временные ряды и линейные тренды сумм атмосферных осадков для отдельных станций за холодный период (а, б, в) и за год (г, д, е)

*Понижение солёности в верхнем слое Камчатского течения.* Временные ряды солёности в слое минимума температуры и на уровне 50 дбар показывают значимый тренд понижения солёности верхнего слоя Камчатского течения (рисунок 4.3). На уровне 50 дбар понижение



солёности составило 0,2 епс за 26 лет. При этом быстрое понижение произошло после 2011 г. с минимальным значением 32,8 епс в 2014 г.

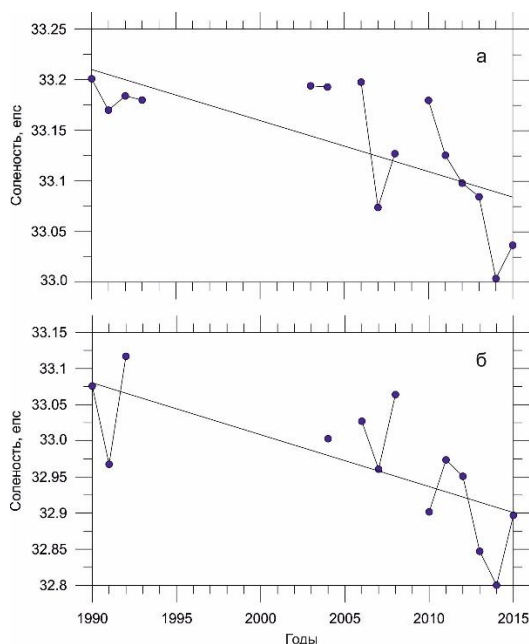


Рисунок 4.3 –Понижение солёности в Камчатском течении при минимальной температуре (а) и на уровне 50 дбар (б). Тренд солёности при минимальной температуре  $-0,13 \text{ епс} \pm 0,05$ , на уровне 50 дбар  $-0,2 \text{ епс} \pm 0,06$  за 26 лет (1990–2015 гг.)

Известно, что структура Камчатского течения и Ойясио определяется присутствием антициклонических вихрей. Камчатские вихри имеют холодное ядро низкой солёности толщиной около 400 м. В 1990 г. минимальная температура в ядре камчатского вихря была самой низкой ( $0,02 \text{ }^\circ\text{C}$ ) при высокой солёности (33,11 епс) и плотности ( $26,58\sigma_\theta$ ). В 2004 г. она составила около  $0,73 \text{ }^\circ\text{C}$  при солёности 33,01 и меньшей плотности ( $26,46\sigma_\theta$ ) на уровне 63 дбар. В январе 2016 г. солёность в ядре вихря была около 32,75 епс, что на 0,36 епс ниже, чем в 1990 г. (20.01.2016, буй 2902584, ст. 55).

*Рост солёности и температуры в халоклине.* Новые данные указывают на заметный рост температуры и солёности промежуточных слоев в области Камчатского течения в период с 1990 по 2015 г. Солёность на изопикне  $26,75\sigma_\theta$  (что соответствует давлению 200–300 дбар) выросла с 33,47 епс в 1990 г. до 33,62 епс в 2015 г. (на 0,15 епс), а температура – с  $2,02 \text{ }^\circ\text{C}$  в 1990 г. до  $3,47 \text{ }^\circ\text{C}$  в 2015 г. (на  $1,45 \text{ }^\circ\text{C}$ ) соответственно. Изопикническая поверхность  $26,75\sigma_\theta$  по данным 1990 г. располагалась в слое 190–316 дбар. Рост температуры промежуточных слоев определяется

динамикой Аляскинского течения и его антициклонических вихрей (Рогачев, Шлык, 2009а,б; Rogachev et al., 2007).

#### 4.4 Обсуждение и выводы по разделу 4

В субарктических водах Камчатского течения вертикальный профиль температуры имеет подповерхностный минимум на изопикнах 26,4–26,6 $\sigma_\theta$ , который соответствует холодному промежуточному слою. Поскольку этот слой является основанием слоя зимнего охлаждения, сезонные изменения на изопикне больше 26,7 $\sigma_\theta$  малы. Глубже этого слоя сохраняется теплый промежуточный слой с температурой около 3,7 °С. Этот слой поддерживается благодаря поступлению теплых и соленых вод в восточную часть океана и их возвращению в западную часть океана Аляскинским течением и алеутскими вихрями.

Теплый промежуточный слой в Камчатском течении расположен на изопикне с большим значением плотности, чем в верхнем течении Ойясио. Холодный промежуточный слой поддерживается прежде всего благодаря халоклину. Различие в температуре между этими двумя слоями больше в Камчатском течении, чем в верхнем течении Ойясио. Присутствие вихрей приводит к заглублению теплого промежуточного слоя и увеличению толщины холодного слоя (Rogachev, 2000а,б; Rogachev et al., 2007).

*Изменение термохалинных характеристик.* Данные за 26 лет показали значительные изменения солености и температуры Камчатского течения. Наблюдения 1990 г. выявили у Камчатки и северных Курильских островов самую низкую температуру холодного и теплого промежуточных слоев, которая когда-либо наблюдалась в регионе. Воды Камчатского течения на 49–51° с.ш. имели самую низкую температуру промежуточных слоев за весь период наблюдений. Начиная с осени 1994 г. температура росла. Вероятной причиной низкой температуры в 1990 г. может быть ослабление потока теплых промежуточных вод Аляскинского течения в Берингово море (Stabeno, Reed, 1992). Другая вероятная причина изменения характеристик промежуточных слоев Камчатского течения и Ойясио связана с выносом теплой воды алеутскими вихрями. Такие вихри движутся с востока на запад и переносят теплую воду (3,8–4,2 °С) в своем ядре. Перенос теплой воды связан с отделением алеутских вихрей от Аляскинского течения и их движением на запад. Теплое ядро алеутских вихрей расположено в слое 130–400 дбар. В период с 1990 по 1998 г. в регионе происходили заметные изменения циркуляции вод. Они проявились в усилении потока вод через Камчатский пролив и относительном усилении прибрежной ветви Ойясио (Рогачев, Шлык, 2009а; Rogachev, 2000b). Особенно выразителен термохалинный переход в Субарктике в 1994–1997 гг. (Rogachev, 2000а,б). Он сопровождался увеличением на порядок переноса вод в

Ойясио и хорошо выраженной трансформацией характеристик теплого промежуточного слоя Камчатского течения и Ойясио. Экстремальные осадки в 1996–1997 гг. на восточном побережье Камчатки могут быть причиной понижения солености в период термохалинного перехода в Ойясио.

Понижение солености верхнего слоя Камчатского течения с 1990 по 2015 г. может быть следствием значительных осадков на восточном побережье Камчатки, при этом самые быстрые изменения солености отмечались в последние пять лет. Значимый тренд солености в верхнем слое Камчатского течения превосходит величины, приведенные ранее в работах (Ohshimaetal., 2014; Ueharaetal., 2014). За исследуемый период для побережья в целом выявлена тенденция увеличения годового количества, а также положительная тенденция в многолетнем ходе осадков за холодный период. Значительное повышение годовых сумм осадков характерно для юго-востока с 2009 г.

Таким образом, новые наблюдения, с использованием буев Арго, позволили обнаружить быстрое и значительное опреснение верхнего слоя Камчатского течения в 2010–2015 гг., которое не отмечалось ранее. Соленость верхнего слоя в Камчатском течении понизилась на  $0,2 \text{ епс} \pm 0,06$  за 26 лет (1990–2015 гг.). Причиной понижения солености в верхнем слое Камчатского течения и верхнем течении Ойясио может быть увеличение осадков на юго-восточном побережье Камчатки.

По результатам работы опубликованы статьи в рецензируемых журналах, входящих в РИНЦ и список ВАК (Рогачев, Шлык, 2013а, б; 2014; 2015а, б; 2016; Шлык, Рогачев, 2016).

## 5 Влияние региональных атмосферных синоптических процессов на сезонную изменчивость циркуляции вод в районе Курильской гряды

Курильский архипелаг разделен глубокими проливами Буссоль и Крузенштерна на три группы: северную, центральную и южную (рисунок 5.1). Таким образом, зона Курильской островной дуги является зоной перехода от суровых арктических условий Охотского моря (Северные Курилы) к более мягкому субарктическому климату Тихого океана (Южные Курилы), поэтому гидрометеорологический режим данной акватории сочетает в себе черты двух климатических зон. На это накладывается географическое расположение Курильских островов на пути южных тропических циклонов. Помимо этого, рассматриваемый регион сложен цепью вулканических хребтов, каждый из которых состоит из слившихся подножий ряда вулканов (Атлас Курильских островов, 2009). Все вышеперечисленное способствует устойчивому развитию региональных синоптических процессов в каждой из групп Курильской дуги, которые учитывались при анализе гидродинамической ситуации на исследуемой акватории.

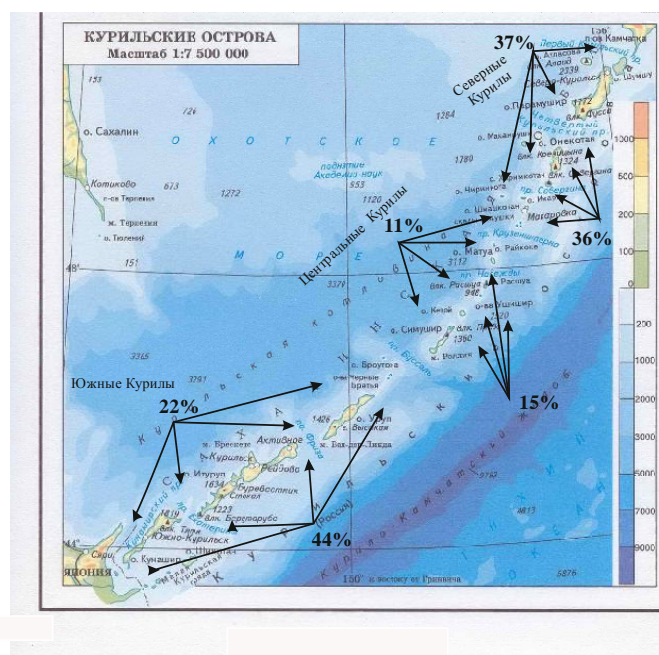


Рисунок 5.1 - Карта Курильских островов

На основе численного моделирования (Власова и др., 2008) исследована сезонная пространственно-временная изменчивость циркуляции вод в зоне Курильских островов под воздействием «северо-западного» типа атмосферных процессов (Полякова, 1999), как наиболее

часто повторяющегося в пределах изучаемой акватории (от 27% в декабре до 48.7% в июле) за период 1949-1994 гг.

В результате выполненных работ получены следующие результаты:

К общим особенностям гидродинамического режима исследуемого региона можно отнести преобладающую циклоническую циркуляцию вод с отдельными вкраплениями антициклонических круговоротов и вихрей. Это связано с тем, что основные пути циклонов над акваторией северной части Тихого океана и ДВ морей под воздействием «северо-западного» типа атмосферной циркуляции пролегают в направлении с юго-запада - на северо-восток: от Японских до Алеутских о-вов, вдоль всей зоны Курильской гряды. Но на этом фоне выделяются и региональные сезонные особенности циркуляции вод изучаемого региона.

*Северные Курилы* (Власова, Деменок, 2013):

- выявлено, что общая схема поверхностных течений на данной акватории ослабляется в весенне-летний период и интенсифицируется в осенне-зимний сезон, что связано с ослаблением влияния «северо-западного» типа атмосферных процессов (рисунок 5.2, 5.3).

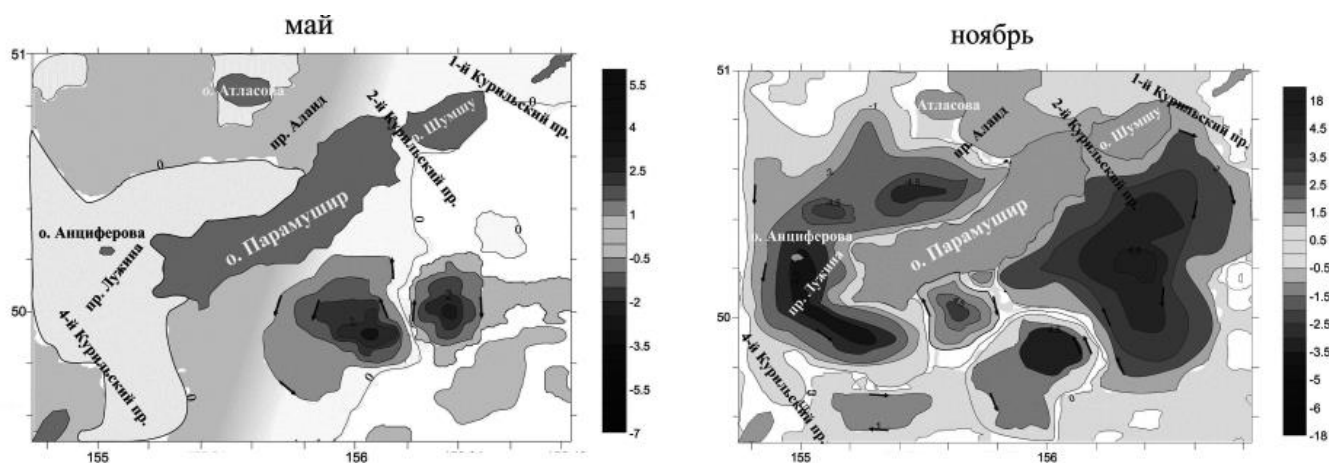


Рисунок 5.2 - Циркуляция поверхностных вод ( $1 \times 10^7 \text{ см}^3/\text{сек}$ ) в районе о-вов Парамушир и Шумшу под влиянием «северо-западного» типа атмосферных процессов за период 1949-1994 гг.



Рисунок 5.3 -График изменчивости сезонной интенсивности «северо-западного» типа атмосферных процессов.

- проведен анализ полученных схем циркуляции с охотоморской и тихоокеанской сторон Северных Курил. Охотоморская акватория характеризуется преимущественно циклонической деятельностью с наличием квазистационарного, но слабо выраженного антициклонического вихря на северо-западе острова Парамушир. Тихоокеанская акватория характеризуется наличием квазистационарного антициклонического круговорота вблизи о-вов Парамушир и Шумшу, сохраняющегося большую половину года, с мая по декабрь;
- исследован водообмен в проливах Северных Курил. Установлено, что основная роль в пополнении бассейна Охотского моря тихоокеанскими водами принадлежит Четвертому Курильскому и Лужина проливам. Основной вынос охотоморских вод осуществляется через Первый и Второй Курильские проливы. В весенний период, когда происходит активное таяние льда в Охотском море, гидродинамическая ситуация несколько меняется, сток охотоморских вод в разной степени происходит практически через все проливы (таблица 5.1).

Таблица 5.1 –Водообмен на акватории Северных Курилах

Месяцы	Проливы				
	Первый Курильский	Второй Курильский	Алаид	Лужина	Четвертый Курильский
март	↑	↑	↔	↕	↕
апрель	↓	↓	↔	↑	↕
май	↓	↑	↔	↓	↕
июнь	↓	↓	↔	↕	↕
июль	↓	↓	↔	↕	↕
август	↓	↓	↔	↕	↕
сентябрь	↓	↓	↔	↕	↕
октябрь	↓	↓	↔	↕	↕
ноябрь	↓	↓	↔	↕	↕
декабрь	↓	↓	↔	↕	↕
январь	↓	↑	↔	↑	↕
февраль	↑	↑	↔	↕	↕

**Южные Курилы** (Власова, Деменок, 2013; Власова, 2013):

- показана сезонная изменчивость картины течений в поверхностном слое и слое 0-200 м: как циклонические, так и антициклонические структуры интенсифицируются в ноябре-декабре, что соответствует рассматриваемому типу синоптических процессов;
- выявлено, что во все сезоны в поверхностном слое имеет место циклоническая завихренность вокруг о-ва Итуруп, проявляющаяся сезонно, антициклоническая - вокруг о-ва Итуруп в декабре и о-ва Симушир в марте (рисунок 5.4);
-

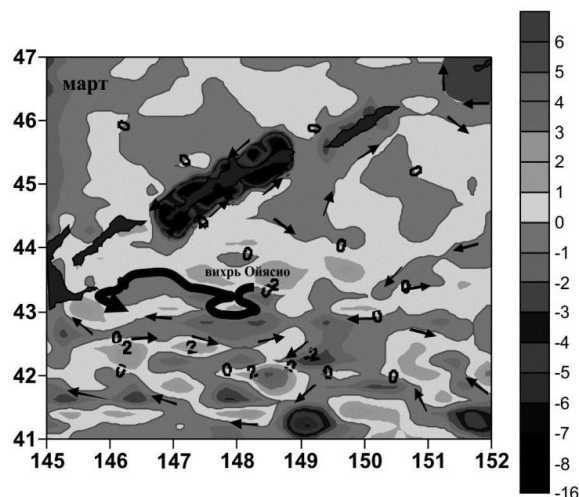


Рисунок 5.4 – Функция тока ( $1 \times 10^7 \text{ см}^3/\text{сек}$ ) на поверхности в районе Южных Курил в марте при «северо-западном» типе атмосферных процессов за период 1949-1994 гг.

- определена ориентация гидродинамических структур в поверхностном слое: зимой они вытянуты как в меридиональном, так и широтном направлении, весной и летом - в основном в широтном, осенью - в юго-западном, что соответствует сезонной изменчивости «северо-западного» типа атмосферных процессов (рисунок 5.4). В слое 0-200 м практически во все сезоны наблюдается ориентация структур в юго-западном направлении (рисунок 5.5);

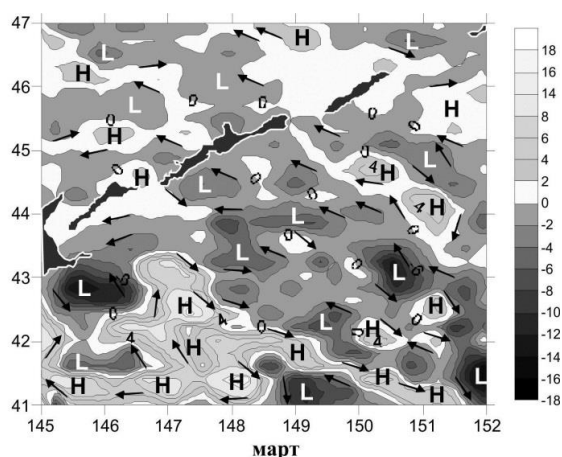


Рисунок 5.5- Функция тока ( $1 \times 10^{11} \text{ см}^3/\text{сек}$ ) в слое 0-200 м для акватории Южных Курил в марте при «северо-западном» типе атмосферных процессов за период 1949-1994 гг.

(L-циклон, H-антициклон);



- показано, что независимо от сезона, на всей акватории Южных Курил в слое 0-200 м антициклонические структуры занимают большую площадь, но выражены слабее, чем в поверхностном слое. Вероятно, это связано с конвергенцией вод Куроисио и Ойясио, что приводит к их активному вихреобразованию и перемешиванию (Истоки Ойясио, 1997). При этом области конвергенции в антициклональных вихрях на глубине 100-150 м переходят в области дивергенций, что обуславливает ниже этих горизонтов растекание опустившихся поверхностных вод (Куроисио и прилегающие районы Тихого океана, 1972);
- выявлены сезонные особенности динамики вод в слое 0-200 м. Так в зимний период антициклонический круговорот вокруг о-ва Итуруп, наблюдавшийся на поверхности, разрушается. Объясняется это, видимо тем, что в слое 75-125 м существует холодный промежуточный слой, а действие синоптических процессов с глубиной ослабевает;
- исследован водообмен в проливах Южных Курил: сток охотоморских вод в основном происходит через проливы Измены и Екатерины, а в проливах Фриза и Буссоль наблюдается как поступление тихоокеанских, так и вынос морских вод (таблицы 5.2, 5.3). Как видно из таблицы 5.3 максимальный расход вод наблюдается в самом широком и глубоком проливе Буссоль.

Таблица 5.2 -Водообменна акватории Южных Курил

месяц	Пр. Измены	Пр. Екатерины	Пр. Фриза	Пр. Буссоль
	↓ - сток <u>охотоморских вод</u> ;      ↔ - двухсторонняя схема течений			
I	↕	↓	↕	↕
II	↓	↓	↕	↕
III	↓	↕	↓	↓
IV	↓	↓	↓	↓
V	↓	↓	↕	↕
VI	↓	↓	↕	↕
VII	↓	↓	↕	↕
VIII	↓	↓	↕	↕
IX	↓	↓	↓	↕
X	↓	↓	↓	↕
XI	↕	↓	↕	↕
XII	↕	↕	↓	↕

Таблица 5.3 -Результирующие расходы воды в поверхностном слое Южных Курил, полученные авторами при моделировании

Расходы воды в верхнем однородном слое ( $1 \times 10^8 \text{ см}^3/\text{сек}$ )				
месяцы/проливы	Измены	Екатерины	Фриза	Буссоль
январь	0.05	1.09	<b>7.00</b>	0.07
февраль	0	0	0	0
март	0	0	0	0
апрель	<b>1.31</b>	4.26	2.05	3.12
май	0.42	3.84	4.52	6.70
июнь	0.40	1.77	3.25	4.15
июль	0.20	3.21	5.61	6.31
август	0.86	3.15	6.28	10.19
сентябрь	0.41	<b>4.41</b>	2.98	<b>16.42</b>
октябрь	0.06	0.65	0.83	1.68
ноябрь	0.16	1.04	1.2	5.08
декабрь	0.20	1.78	1.23	3.11

**Центральные Курилы** (Власова, 2016):

- исследована сезонная пространственно-временная изменчивость антициклонической циркуляции поверхностных вод в зоне острова Уруп. Показано, что в течение года в районе острова Уруп формируются антициклонические круговороты и вихри, пространственно-временная изменчивость которых зависит от региональных синоптических процессов (рисунок 5.6). Как видно из рисунка, максимальная интенсивность антициклонических структур в районе приходится на осенне-зимний период, что отлично коррелируется с рисунком 5.3. Минимум интенсивности падает на начало весны (март), что несколько отличается от рисунка 5.3, где минимум наблюдается в июне. С апреля до конца года происходит усиление антициклонической деятельности вод. Вероятно, это связано с тем, что центральные Курилы более всего подвержены влиянию обеих климатических зон: арктической с севера и субарктической с юга;

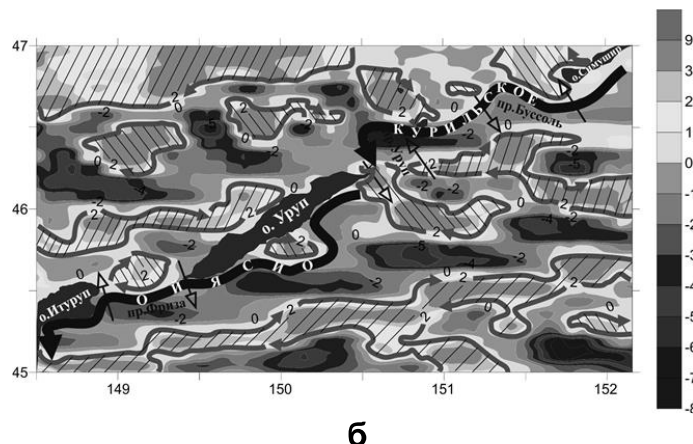
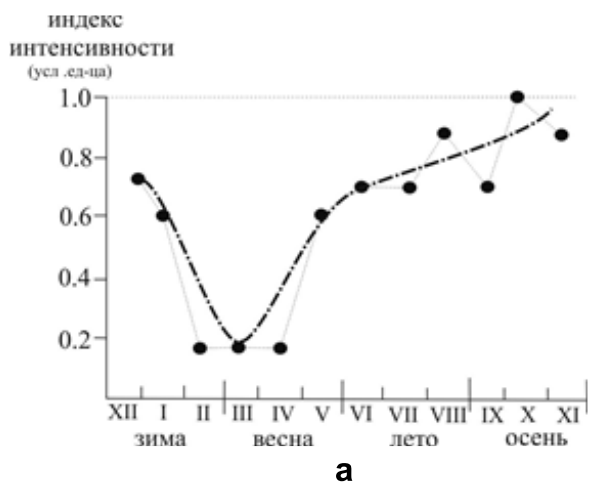


Рисунок 5.6 - а - График изменчивости сезонной интенсивности антициклонических вихревых структур, б - функции тока на поверхности ( $1 \times 10^6 \text{ см}^3/\text{сек}$ ) при «северо-западном» типе атмосферных процессов в районе острова Уруп в июле за период 1949-1994 гг.

- проанализированы все возможные причины возникновения антициклонической циркуляции в исследуемом районе: наличие вблизи Курильской гряды в море и океане разнонаправленных потоков и их конвергенция; поперечная завихренность ветра; тепловой поток литосферы, связанный с вулканической активностью Курил;
- показано, что Курильское течение квазистационарно, а течение Ойясио меняет конфигурацию за счет своего активного вихреобразования в зависимости от сезонной изменчивости «северо-западного» типа атмосферной циркуляции.

Таким образом, гидродинамический режим акватории островодужной Курильской гряды значимо зависит от региональных синоптических процессов. Так, при исследовании циркуляции вод при действии ветра в северо-западном направлении было показано, что в осенне-зимний период года общепризнанная картина течений в принципе сохраняется: превалирует циклоническое движение вод, и интенсифицируются все гидродинамические структуры. В весенне-летний сезоны при ослаблении северо-западного ветра картину течений помогают формировать ветры других направлений.

Новизна и научная значимость полученных результатов заключается в развитии и уточнении существующей концепции структуры и динамики вод на акватории островной зоны Курильской гряды. Практическая значимость вытекает из установленного ряда неизвестных особенностей структуры и динамики вод Курильской дуги под влиянием «северо-западного» типа атмосферных процессов.

По результатам исследований опубликованы статьи в рецензируемых журналах, индексируемых в базе данных РИНЦ (Власова, 2013; Власова, Деменок, 2013а, б), а также в трудах конференции, индексируемых в базе РИНЦ (Власова, 2016).

## **6 Механизмы и условия формирования региональных особенностей термохалинной структуры вод в Курильских проливах**

Проливы Курильской островной дуги - это экономически значимые промысловые и судоходные зоны в дальневосточном регионе России. В то же время, это сложные в океанологическом отношении и весьма динамически активные районы Тихого океана. Процессы обмена океан – море, усложненные изменчивыми климатическими условиями, связанными с муссонным характером атмосферной циркуляции региона, приливными явлениями в сочетании со сложным рельефом дна и изрезанностью береговой черты, обуславливают здесь значительную разномасштабную изменчивость и неоднородность гидрофизических характеристик вод. Основная задача проведенных исследований - выявление особенностей, а также возможных причин и механизмов формирования разномасштабных неоднородностей термохалинной структуры вод и поля скорости звука в проливах и прилегающих к ним акваториях. Составной частью исследований является оценка роли проливов в процессах формирования особенностей характеристик вод Курило-Камчатского течения и Куроисио - значимых структурообразующих элементов вод северо-западной части Тихого океана. При этом особое внимание уделено изучению механизмов формирования особенностей гидрологических условий, связанных с термическими аномалиями, приливными процессами, интенсификацией динамики вод, вихревой активностью. Проведение данных исследований обосновано необходимостью знаний о состоянии и изменчивости гидрологических условий, как для научных, так и практических задач - решения экологических проблем и безопасности мореплавания.

### **6.1 Используемые материалы в районе Курильских проливов**

Основой исследований послужили материалы базы данных ТОИ ДВО РАН и международных организаций, включающих архивные материалы океанологических наблюдений за более чем полувековой период и постоянно пополняющиеся данные, полученные экспедиционными исследованиями с применением современной зондирующей аппаратуры. Сформированные массивы океанографических данных для исследуемого района значительно превышают информационную базу, которой располагали предшествующие исследователи. Это позволило более полно и детально исследовать на новом, более качественном материале особенности формирования и изменчивости характеристик вод.

## **6.2 Механизмы и условия формирования разномасштабных неоднородностей термохалинной структуры вод проливов и прилегающих акваторий**

Изучение особенностей структуры термохалинных полей с учетом проведенных нами ранее исследований (Богданов, Мороз 2000, Мороз 2013) показало, что воды рассматриваемой акватории представляют собой модификации субарктической структуры - точнее охотоморской, тихоокеанской и трансформированной в проливах (Курильской) ее разновидности. Каждая - весной, летом и осенью состоит из поверхностной водной массы, холодного промежуточного слоя (ХПС) с минимумом температуры и теплого промежуточного слоя (ТПС) с максимумом температуры, а также глубинных и придонных вод. При этом каждой из модификаций термохалинной структуры вод района присущи свои характерные особенности.

В охотоморских водах наиболее явно выражен ХПС (температура в ядре холодного промежуточного слоя Охотского моря сохраняется близкой к нулю на большей части акватории в течение всего года) и весьма слабо выражен ТПС. В тихоокеанских водах хорошо выражен как ХПС, так и ТПС. Тихоокеанские воды находятся в постоянном контакте и взаимодействии с охотоморскими водами в зонах проливов благодаря чрезвычайной динамической активности района (связанной пространственно-временной изменчивостью приливных и приостровных течений). Для Курильской разновидности субарктической структуры характерны: более низкие значения температуры и более высокие значения солености на поверхности относительно сопредельных вод моря и океана в теплое полугодие (и наоборот – в холодное), расширение вертикальных границ ХПС, более сглаженные температурные экстремумы промежуточных водных масс, что представлено на схеме разреза через пролив Буссоль (рисунок 6.1б). Курильская разновидность субарктической структуры вод формируется в процессе обмена море-пролив-океан в условиях резко выраженных приливных явлений и связанных с ними высоких скоростей течений в сочетании со сложным рельефом дна.

Приливные процессы, которые в значительной мере обуславливают динамику вод, изменения вертикальной и горизонтальной структуры вод являются доминирующим фактором, определяющим гидрологический режим в проливных зонах и прилегающих к ним акваториям (Богданов, Мороз 2000; Мороз 2011, 2014). Приливы в районе Курильской гряды и в Охотском море формируются главным образом приливными волнами, распространяющимися из Тихого океана. Обусловленные непосредственным воздействием приливообразующих сил собственные приливные движения Охотского моря малы. Распространение приливных волн сопровождается колебаниями уровня и приливными течениями. При подходе к Курильской гряде амплитуда приливных колебаний уровня в океане не превышает 1 м, а скорость приливных течений

составляет около 10-15 см/с. В Курильских проливах фазовая скорость приходящих приливных волн уменьшается, а амплитуда приливных колебаний уровня увеличивается до 1,5-2,5 м. Скорости приливных течений возрастают до 5 узлов и более. Максимальных величин скорости приливных течений достигают в таких проливах Курильской гряды, как пролив Надежда - до 11 узлов, пролив Средний - до 10,4 узлов, пролив Севергина - до 9,4 узлов, пролив Креницина - до 9 узлов, пролив Дианы - до 8,8 узлов (Охотское море, 1998).

Во всех основных проливах гряды величины колебаний уровня и скорости приливных течений достаточно велики, учитывая, что скорости непериодических течений здесь не превышают 0,5 узла (табл. 6.1).

Таблица 6.1 - Приливные характеристики в основных проливах Курильской гряды

Пролив	Глубина пролива	Ширина пролива	Скорости приливных течений	Высота прилива
VI Курильский	Около 600м	55,6 км	до 3 узлов*	2 м
Крузенштер на	От 200м до 1990м	66,7 км	3-7 узлов (с юга на север)	1-2 м
Буссоль	западный 1300м, поднятие 515м восточный 2340м,	83,8 км	1-2 узла	1 м
Фриза	около 600м	46,3 км	3-4 узла	1м
Екатерины	200-300м	22 км	4 узла и более	1-2м
*1 узел = 1 морская миля/час = 1.853 км/час = 51.479 см/с				

Характер приливов в Курильском районе осложняется тем, что он формируется двумя, хотя и неравнозначными, системами приливных волн моря и океана, каждая из которых испытывает отражение от берегов. В результате в зоне гряды суммарный прилив имеет неправильный суточный характер. В самих проливах имеют место сложные поступательно-стоячие волны,



сопровождающиеся возвратно-поступательными приливными течениями. Приливные течения в проливах преимущественно близки к реверсивным. При этом, чем более изрезана береговая линия островов и сложнее рельеф дна проливов, тем сложнее структура приливного потока. Кроме того, на стыках приливных противотечений наблюдается фронтогенез, образуются полосы пены и сулои, достигающие в проливах Курильской гряды высоты 1,5 м. В результате встречи приливных течений с различными скоростями и движущихся с различных направлений возникают приливные вихри и водовороты. Также, генерируются вихри различного масштаба из-за пространственной неравномерности скоростей приливных течений, связанной с трением приливного потока о дно и берега проливов, их взаимодействия с постоянными течениями.

Спутниковые данные ИК-изображений акватории района Курильских островов, полученные в Центре регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН (<http://www.satellite.dvo.ru/>), свидетельствуют о значительной разномасштабной вихревой активности как в приостровных зонах, так и непосредственно в проливах гряды (рисунок 6.1а).

По данным экспедиционных исследований ТОИ ДВО РАН в период теплого полугодия, полученным с применением современной зондирующей аппаратуры, неоднократно в зонах проливов отмечалось наличие разномасштабных неоднородностей по своим характеристикам отличающихся от окружающих их трансформированных вод. Аномально холодные линзы вод были обнаружены и в прикурильской зоне Тихого океана – в зоне течения Ойясио. Эти неоднородности проявляются в плоскостях карт и разрезов полей гидрофизических характеристик (температуры, солености и скорости звука) в виде пятнистых областей. В ХПС такие области имеют вид линзообразных ядер с более низкими значениями температурного минимума слоя. Неоднородности ХПС представляют собой особый интерес.

Для субарктической структуры вод исследуемой акватории характерен немонотонный вертикальный профиль температуры с двумя экстремумами – минимумом температуры на глубинах 75-150 м (соответствующим ядру ХПС) и максимумом температуры на глубинах 400-600 м (соответствующим ядру ТПС). Вместе с тем, по данным экспедиционных наблюдений на ряде гидрологических станций в зонах проливов обнаруживается второй, а иногда и слабо выраженный третий минимум температуры на горизонтах более 200 м. Формирование второго минимума температуры ХПС имеет место во всех основных проливах гряды (рисунок 6.1. в).

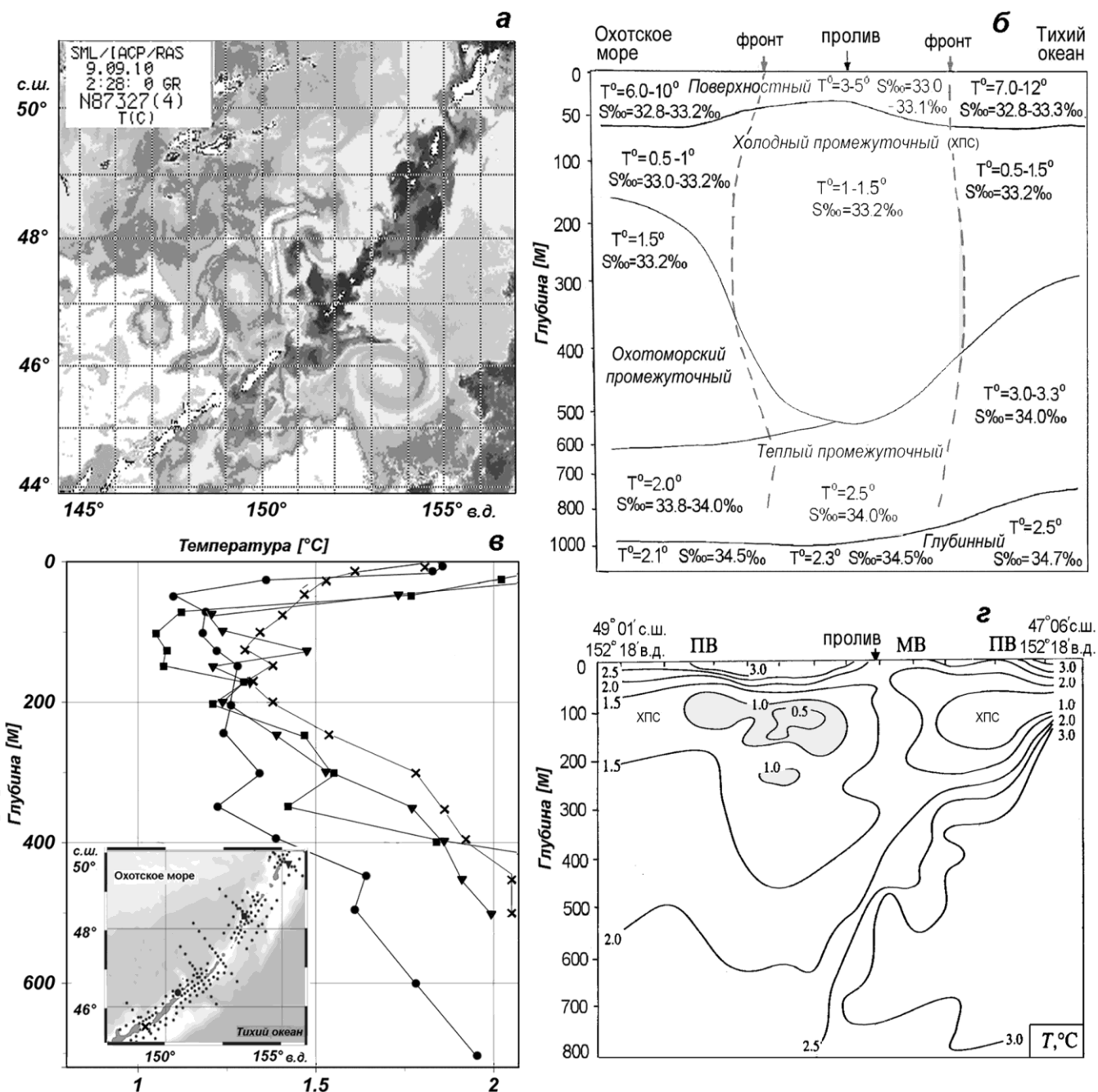


Рисунок 6.1 – Вихревая структура поля поверхностной температуры по спутниковым ИК-изображениям – а, схема структуры вод море-пролив-океан в Курильских проливах (лето) – б, профили температуры в основных проливах гряды – в, трансформация поля температуры в приливном цикле на разрезе через пролив Крузенштерна при полной (ПВ) и малой (МВ) воде - г

При этом было обнаружено, что в каждом из проливов наблюдается по несколько станций с двухядерным ХПС как в глубоких зонах проливов, так и на шельфе. Так, в проливе Фриза верхний минимум ХПС (с температурой около 0,5°С) отмечался на глубине около 100м, а второй минимум

слоя (с температурой около  $0,9^{\circ}\text{C}$ ) отмечался на глубинах около 200-300м. Данные по плотности на соответствующих горизонтах имели значения около  $26,60\sigma_{\theta}$  и  $26,80\sigma_{\theta}$ . Станции с двухядерным ХПС расположены были, как правило, в южных частях проливов и непосредственно прилегающих к ним акваториях. Причина этого явления вполне объяснима, если учесть, что для проливов Курильской гряды характерно развиваемое в различной степени двустороннее направление циркуляции вод. Ранее нами было установлено, что в северных зонах проливов происходит, как правило, поступление тихоокеанских вод в Охотское море, а в южных – вынос охотоморских вод в океан (Богданов, Мороз, 2000). Отсюда следует, что формирование структуры вод с двухядерным ХПС имеет место при трансформации в проливных зонах именно охотоморских вод.

В охотоморских водах ТПС располагается на 300-400 м глубже тихоокеанских, а между ХПС и ТПС в охотоморских водах имеет место охотоморский промежуточный слой с пониженными значениями термохалинных характеристик. В случае неравномерной приливной адвекции возможно неравнозначное перемещение некоторых объемов в толще вод, это обуславливает перемещение отдельных зон фронтальных разделов границ водных масс, вызывая трансформацию структуры вод. В результате происходит формирование приливных интрузий. При этом именно интрузии холодных вод охотоморского промежуточного слоя (глубина положения слоя 200-500м) формируют второй более глубокий минимум ХПС в проливах.

На разрезе поля температуры в проливе Крузенштерна, выполненном с учетом приливного цикла в период океанографической съемки (рисунок 6.1, г) наблюдается ХПС с формированием второго менее масштабного линзообразного ядра (с температурой около  $1,0^{\circ}\text{C}$ ) под основным также линзообразным ядром слоя. Разрез выполнен в период падения уровня в центральной зоне пролива и подъема – в охотоморской и в тихоокеанской зонах, т.е. полная вода и приливной поток направлен как со стороны Охотского моря, так и навстречу. При этом имеет место существенное локальное заглубливание изотерм в охотоморской зоне пролива, свидетельствующее о вихревом образовании.

Источниками активного вихреобразования являются фронтальные зоны – зоны взаимодействия между разнонаправленными течениями. В процессе приливной адвекции возможен “захват” отдельных мелкомасштабных вихрей при неравнозначности потоков. В затоках вод, связанных с этими захваченными вихрями, проникают воды с другими характеристиками. Так, в глубоководных зонах проливов где влияние приливного перемешивания менее значительно и сохраняется стратификация вод, в случае совпадения направления приливного потока с неперидическими течениями возможен перенос подобными захваченными вихрями через зону пролива из прилегающих акваторий порций вод с практически неизменными характеристиками. В результате - в проливах в отдельных областях этих вихрей происходит формирование пятнистого

характера термохалинных полей («очагов изолированной воды» с отличающимися от окружающих вод своими аномальными характеристиками). На разрезах температурных полей в ХПС наблюдается локализация однородных ядер минимальной температуры холодного промежуточного слоя в виде линз. Пространственные размеры таких линз варьируются от 50 м до 200 м по глубине и от сотен метров до километра в диаметре.

В основе трансформации структуры вод в приливном цикле и, сопровождающемся при этом, интрузионном переслоении лежит механизм диапикнического проникновения вод с иными характеристиками. Очевидно, что этот процесс имеет место в шельфовых зонах Курильских проливов. Как показывают результаты проведенных нами исследований, это важный, но не единственный механизм формирования указанных особенностей структуры вод при значительной динамической активности района (Мороз, 2015). Следует отметить важную роль динамики вихревых образований. Посредством захваченных вихрей происходит перенос порций вод различных модификаций субарктической структуры. При водообмене море-пролив-океан эти воды питают систему КурилоКамчатского течения и Ойясио. Однако необходимо учесть, что при изменении направленности потоков водообмена в проливах гряды и интенсивности непериодических течений имеет место изменчивость процессов фронтогенеза, вихреобразования и, в результате - изменчивость характеристик переносимых вод.

Таким образом, интенсивное вихреобразование и фронтогенез на фоне выраженного реверсивного характера приливных течений, периодически меняющих направление, формируют неоднородности структуры вод. Тем самым объясняется механизм формирования неоднородностей (интрузий) в структуре промежуточных вод и их динамики в процессе водообмена.

### **6.3 Особенности изменчивости характеристик поля скорости звука**

Исследования показали, что вихреобразование и фронтогенез, сопровождающие приливные процессы и обуславливающие формирование неоднородностей термохалинных полей, играют важную роль и в формировании особенностей гидроакустических характеристик вод Курильского района, в частности – поля скорости звука.

Для каждой гидрологической структуры вод, характеризующейся своими термохалинными характеристиками, существует соответствующая ей определенная гидроакустическая структура, которая характеризуется своей формой кривой вертикального распределения скорости звука и характеристиками - глубиной положения и численными значениями экстремумов, видом звукового канала и его значениями. Учитывая, что скорость распространения звука в морской воде

зависит в основном от трех факторов: температуры воды, солености и гидростатического давления, а субарктическая структура вод характеризуется практически монотонным вертикальным профилем солености и немонотонным профилем температуры, наибольший вклад в изменение скорости звука в водах данной структуры вносит температура морской воды. То есть, тип профиля скорости звука здесь в первую очередь определяется типом термической структуры вод (Богданов, Мороз, 2000). Для типичного вертикального профиля скорости звука исследуемого района в период теплого полугодия характерно практически однородное распределение значений от поверхности до глубины сезонного термоклина, уменьшаясь далее с глубиной, профиль скорости звука имеет минимум (на глубине, соответствующей положению глубины минимума ХПС). Затем значения скорости звука увеличиваются при росте температуры в ТПС и далее с глубиной при росте гидростатического давления. Формируется подводный звуковой канал (ПЗК) термического типа или так называемый плоскостойкий волновод.

Данные экспедиционных исследований в районе Курильской гряды показывают, что для поля скорости звука, как и поля температуры, здесь также характерны неоднородности. В плоскостях карт и поперечных разрезов они представляют собой области, ограниченные замкнутыми изотаксами. Наличие таких локализованных областей отмечается и в поле минимума скорости звука (соответствующему ядру ХПС) – зоне ПЗК.

Подобные особенности структуры поля скорости звука говорят о том, что наряду с типичным ПЗК - плоскостойким волноводом, здесь происходит формирование слабовыраженных трехмерных ПЗК (Богданов и др., 1987). Этот факт достаточно важен, так как свидетельствует о том, что формирование трехмерных ПЗК в зоне Курильской гряды предопределяется особенностями региональной структуры вод, а именно, формированием неоднородностей в ХПС.

Таким образом, на основе проведенных исследований получены новые научные результаты, касающиеся особенностей гидрологических условий в зонах проливов Курильской островной дуги. Выявлены различные стороны механизма воздействия приливных процессов на формирование особенностей структуры вод в зонах Курильских проливов. Продуцируемые приливными процессами такие их составляющие, как приливные течения и колебания уровня, имеют свои региональные особенности в проливах Курильской гряды. Вихреобразование и фронтогенез, продуцируемые приливными процессами, играют важную роль в формировании неоднородностей структуры вод. Происходит образование интрузий вод различного происхождения и формирование линзообразных ядер в ХПС, наблюдается присутствие вторичных ядер слоя, а также наличие слабовыраженных трехмерных ПЗК, связанных с образованием линзообразных ядер ХПС. При этом, в результате водообмена море-пролив-океан выносимые в Тихий океан воды формируют характеристики вод системы течений Курило-Камчатского и

Ойясио. Полученные результаты исследований важны как для понимания особенностей сложных гидрологических условий зоны Курильской островной гряды, так и для решения различных задач рационального природопользования в этом экономически значимом районе.

По результатам исследований опубликованы статьи в рецензируемых журналах, индексируемых в РИНЦ (Мороз, 2014а, б, 2015) и в монографии ТОИ ДВО РАН (Мороз, 2013).

## 7 Низкочастотные изменения уровня моря, циркуляции вод и энергетики синоптических процессов в Японском море

Уровень океана – единственный дистанционно измеряемый параметр, описывающий процессы не только в тонком приповерхностном слое, но и в толще вод, являясь интегральной характеристикой течений, вихрей, приливов и волн, а также признанным индикатором климатических изменений. Актуальной является оценка региональных проявлений изменений глобального климата, в том числе в уровне окраинных морей. По данным спутниковых альтиметрических измерений средний уровень Мирового океана возрастает со скоростью более 3 мм/год, но пространственное распределение тенденций (линейных трендов) далеко не однозначно. Представляется актуальным исследование низкочастотной (межгодовой и более долгопериодной) изменчивости уровня моря и оцененных на его основе (Фукс, 2003) характеристик циркуляции вод, в том числе синоптического масштаба, на основе данных спутниковых альтиметрических измерений, доступных уже за период более 20 лет.

### 7.1 Данные спутниковой альтиметрии и методы статистического анализа

Для анализа использовались аномалии уровня Японского моря, основанные на объединении измерений радарных альтиметров, установленных на искусственных спутниках Земли, за 1993-2013 гг. (данные проекта Ssalto/Duacs программы AVISO+; [www.aviso.altimetry.fr](http://www.aviso.altimetry.fr)). Это ежедневные сеточные поля с пространственным разрешением  $0.25^\circ$ , но при анализе следует учитывать, что измерения повторяются раз в 10 или 30-35 дней, в зависимости от орбит спутников, что, однако, не препятствует анализу межгодовой и более долгопериодной изменчивости. Для устранения годового хода и внутригодовой изменчивости выполнена низкочастотная фильтрация данных с периодом отсечения 1.2 г.

Для оценки энергетики синоптических процессов рассчитана вихревая кинетическая энергия (eddy kinetic energy; Wunsch, Stammer, 1998), определяемая как  $= (u'^2 + v'^2)/2$ , где  $u' = -(g/f) \cdot \partial \xi / \partial y$  и  $v' = (g/f) \cdot \partial \xi / \partial x$  – составляющие геострофической скорости течения в приповерхностном слое моря,  $g$  – ускорение свободного падения,  $f$  – параметр Кориолиса,  $\xi$  – аномалия уровня моря,  $x$  и  $y$  – географические координаты. Для снижения уровня шума выполнена низкочастотная фильтрация  $E_m$  с периодом отсечения 20 недель.

Для фильтрации данных и оценки временных масштабов используется вейвлет-преобразование с материнским вейвлетом Морле 6-го порядка (Torrence, Compo, 1998). Для

выявления статистически значимых закономерностей пространственно-временной изменчивости выполнено разложение низкочастотных аномалий уровня Японского моря и  $E_m$  на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ). Для выявления долгосрочных тенденций, в том числе нелинейных, на фоне значительных колебаний используется преобразование Хуанга (Huang et al., 2008), с помощью которого временные ряды разлагаются на так называемые собственные модовые функции (Intrinsic Mode Functions – IMF; Huang, Wu, 2008). IMF описывают колебания, симметричные относительно нуля (среднего), период которых увеличивается от первой к последующим функциям. Остаточный член является постоянным или описывает общую тенденцию изменения.

## **7.2 Низкочастотные синфазные колебания уровня Японского моря и тенденции в 1993-2013 гг.**

Старшая мода, учитывающая 45 % дисперсии поля, описывает синфазные на всей акватории низкочастотные колебания уровня Японского моря (рисунок 7.1а), в которых явно выражена квазидвухлетняя изменчивость, интенсивная в течение всего периода наблюдений (рисунки 7.1б, 7.2). В 1998-2002 гг., когда квазидвухлетние колебания ослаблялись, наблюдались колебания с периодами 4-6 лет, после чего произошло нелинейное перераспределение энергии от этих масштабов к квазидвухлетним (прямой каскад), интенсивность которых увеличилась (рисунки 7.1б, 7.2). Эта мода изменчивости, которую можно связать с изменениями объема воды в море за счет дисбаланса расходов воды в проливах, вносит наибольший вклад в поле уровня моря в районе к востоку от побережья Приморья (рисунок 7.1а). В южной (субтропической) части моря, где эффект поступления теплых вод наиболее значителен, изменчивость во многом определяется и другими процессами, в первую очередь перераспределением водных масс между юго-западной (ЮЗ) и юго-восточной (ЮВ) частями моря (см. раздел 7.3).

Применение преобразования Хуанга к временной функции синфазной моды выявило три IMF и остаточный член. IMF 1 и IMF 2 описывают колебания уровня Японского моря с периодами от 2 до 4–5 лет, IMF 3 и остаточный член совместно – долгосрочные тенденции. При этом в 1993–1998 гг. уровень Японского моря поднимался, со средним (медиана) по акватории темпом 8.7 мм/год, в 1999–2008 гг. однонаправленная тенденция отсутствовала, а в 2009–2103 гг. возобновился рост (со средним темпом 8.3 мм/год) (рисунок 7.1б).

По альтиметрическим данным за 1992–2002 гг. была обнаружена противофазная взаимосвязь уровня Японского моря и индекса Северотихоокеанского колебания (Pacific Decadal Oscillation - PDO) (Gordon, Giulivi, 2004). Поднятие уровня связывалось с усилением ветви Куроисио, питающей



Цусимское течение, что происходит при уменьшении общего расхода Кюросио в отрицательной фазе. Однако при удлинении периода наблюдений проявился неоднозначный характер этой взаимосвязи: «противофазный» режим наблюдался в 1993–1999, 2002–2005 гг. и после 2011 г., а в 2000–2001 и 2006–2010 гг. уровень Японского моря и PDO изменялись синфазно (рисунок 7.16). Цусимское течение питается водами не только Кюросио, но и Тайваньского течения, а летом и осенью также водами, поступающими из Желтого моря, поэтому изменяющийся характер взаимосвязи с PDO можно объяснить несогласованной изменчивостью этих течений.

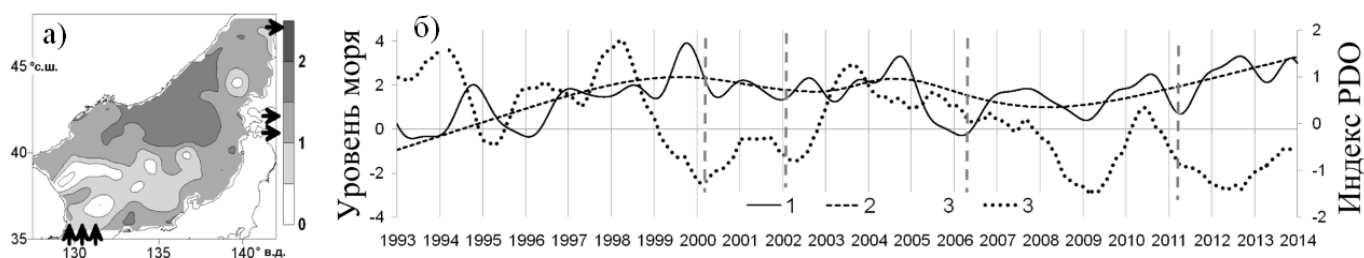


Рисунок 7.1 – Низкочастотные синфазные колебания уровня Японского моря: а – пространственная функция синфазной моды, см (стрелки отмечают поступление воды в Корейский пролив и вытекание из проливов Сангарского и Лаперуза); б – нормализованная временная функция моды (1), сумма IMF 3 и остаточного члена преобразования Хуанга (2), нормализованный индекс PDO, сглаженный с 11-месячным скользящим средним (3; правая ось ординат). Вертикальные пунктирные линии соответствуют смене фазы взаимосвязи с PDO

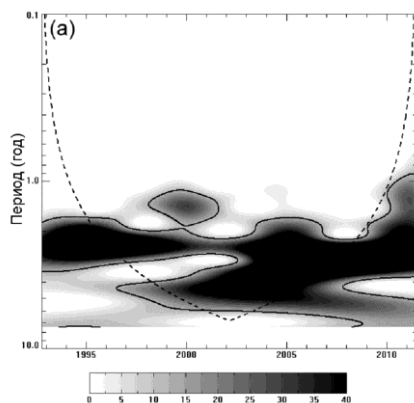


Рисунок 7.2 – Вейвлет-диаграмма нормализованной временной функции старшей синфазной моды аномалий уровня Японского моря; сплошной линией показан уровень 95%-й статистической значимости по отношению к красному шуму, пунктиром – конус влияния краевых эффектов

### 7.3 Межгодовая изменчивость адвекции тепла на север в западной и восточной частях Японского моря

Вторая мода разложения низкочастотных аномалий уровня Японского моря на ЭОФ (9% дисперсии поля) описывает аномалии, имеющие противоположный знак в западной и восточной частях моря (рисунок 7.3а). В положительную фазу (когда временная функция положительна; рисунок 7.3в) аномалии положительны в восточной части моря – вдоль побережья Японских островов (где уровень моря и в среднем наиболее высок), т.е. усиливается адвекция тепла с Цусимским течением в восточной части моря. В отрицательную фазу аномалии положительны в западной части моря, при этом усиливается Восточно-Корейское течение в ЮЗ части моря. Квазидвухлетние аномалии уровня моря в ЮВ и ЮЗ частях моря ранее связывались с изменчивостью в системе Цусимского и Восточно-Корейского течений (Hirose, Ostrovskii, 2000; Choi et al., 2004). Нами установлено, что эти колебания захватывают все море, а не только его субтропическую (южную) часть и происходят также с полугодовой и годовой циклическими (Трусенкова, Каплуенко, 2013), а межгодовая изменчивость развивается не только на квазидвухлетнем, но и на 5-6-летнем масштабах (рисунки 7.3, 7.4а). Можно выделить межгодовые режимы преобладания положительной (1993–1995 гг. и 2004–2006 гг.) или отрицательной (1997–1999 гг. и 2007–2010 гг.) фазы (рисунок 7.3в, кривая 1).

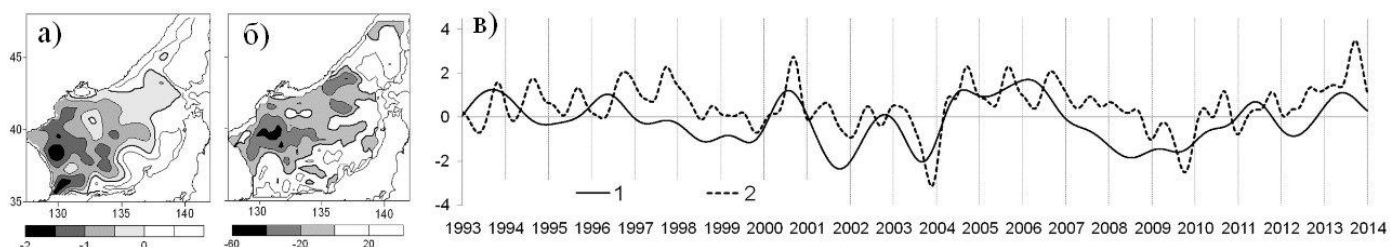


Рисунок 7.3 – Адвекция тепла с юга на север в Японском море: пространственные функции мод «запад – восток» аномалий уровня моря (а; см) и вихревой кинетической энергии ( $E_m$ ; б;  $см^2/с^2$ ); нормализованные временные функции мод аномалий уровня моря (1) и  $E_m$  (2)

Поднятие уровня моря в северо-западном районе между  $38^{\circ}$ – $44^{\circ}$  с.ш. означает усиление здесь антициклонической циркуляции, но она связана не с крупномасштабными течениями, а с синоптическими процессами. На основе феноменологического анализа многолетнего архива спутниковых инфракрасных изображений поверхности Японского моря уже было установлено,

что адвекция тепла в район залива Петра Великого может осуществляться системами синоптических вихрей в западной части моря или струями западной ветви Цусимского течения с востока (от района Сангарского пролива и южной части о. Хоккайдо; Никитин и др., 2002; Лобанов и др., 2007).

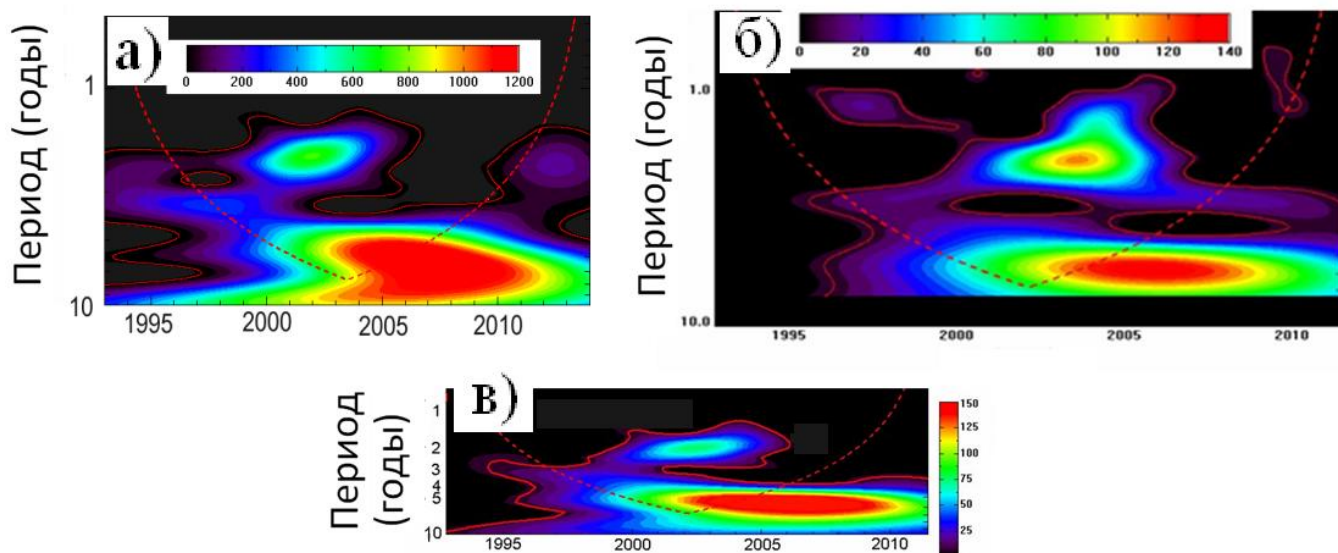


Рисунок 7.4 – Вейвлет-диаграммы нормализованных временных функций мод «запад – восток» аномалий уровня Японского моря (а),  $E_m$  (б), а также их совместная диаграмма (в); сплошными линиями показан уровень 95%-й статистической значимости по отношению к красному шуму, пунктиром – конусы влияния краевых эффектов

Это предположение подтверждается с помощью одной из мод вихревой кинетической энергии ( $E_m$ ), учитывающей 6% дисперсии поля. Она описывает аномалии противоположного знака в северо-западном (СЗ) районе (примерно к северу от  $38^{\circ}$ - $39^{\circ}$  с.ш. и к западу от  $137^{\circ}$  в.д.), с одной стороны, и в южной, восточной и северной (к северу от  $44^{\circ}$ - $45^{\circ}$  с.ш.) частях моря, с другой (рисунок 7.3б). Для краткости (хотя и не вполне точно) эта мода также названа модой «запад – восток», как и мода уровня моря. Временные функции обеих мод близки (рисунок 7.3в, кривая 2), а коэффициент корреляции между ними равен 0.6. В положительную фазу моды  $E_m$  синоптические процессы усиливаются в южной, восточной и северной (к северу от  $44^{\circ}$ - $45^{\circ}$  с.ш.) частях Японского моря (рисунок 7.3б). В отрицательную фазу синоптические процессы усиливаются в северо-западной части моря между  $38^{\circ}$  и  $44^{\circ}$  с.ш.

Колебания, связанные с модами «запад – восток», усиливаются после 2000 г. (рисунок 7.4). Как в собственных вейвлет-спектрах временных функций мод уровня моря и  $E_m$ , так и в их совместном спектре статистически значимы квазидвухлетний и 5-6-летний масштабы (рисунок 7.4). Колебания на квазидвухлетнем масштабе наиболее интенсивны в 2000-2005 гг., на 5-6-летнем – с 2002-2003 гг. (рисунок 7.4).

Таким образом, межгодовые изменения интенсивности адвекции тепла от Корейского пролива на север к российским берегам происходят на квазидвухлетнем и 5–6-летнем временных масштабах, причем в те периоды, когда адвекция интенсифицируется в западной части Японского моря, вдоль восточного берега моря она ослабляется и наоборот.

#### **7.4 Межгодовая изменчивость энергетики синоптических процессов в районе к востоку от побережья Приморья**

Исследования межгодовой изменчивости энергетики синоптических процессов в Мировом океане, оцененной с помощью параметра  $E_m$ , относительно немногочисленны, однако можно привести примеры выявления квазидесятилетних колебаний в районе Продолжения Курошио (Qiu, Chen, 2005, 2010) и в системе субарктического и субтропического круговоротов северной Атлантики (например, Penduff et al., 2004). Последние связывались с изменениями крупномасштабной циркуляции вод при смене фаз Северо-атлантического колебания.

Межгодовая изменчивость  $E_m$  в Японском море описывается модой «запад – восток» (см. раздел 7.3) и еще одной модой, учитывающей около 11% дисперсии поля и имеющей пространственный максимум в субарктическом районе к востоку от побережья Приморья (рисунок 7.5a), где также находится пространственный максимум синфазной моды уровня моря (рисунок 7.1a). (Для краткости эта мода будет далее называться приморской). Временная изменчивость моды характеризуется не очень правильным годовым ходом и межгодовой изменчивостью, для оценки которой исходные аномалии усреднены внутри приморского ядра (в зоне, где пространственная функция превышает  $15 \text{ см}^2/\text{с}^2$ ; рисунок 7.5б). На вейвлет-диаграмме четко проявляются квазидвухлетние и 5–6-летние колебания (рисунок 7.6).

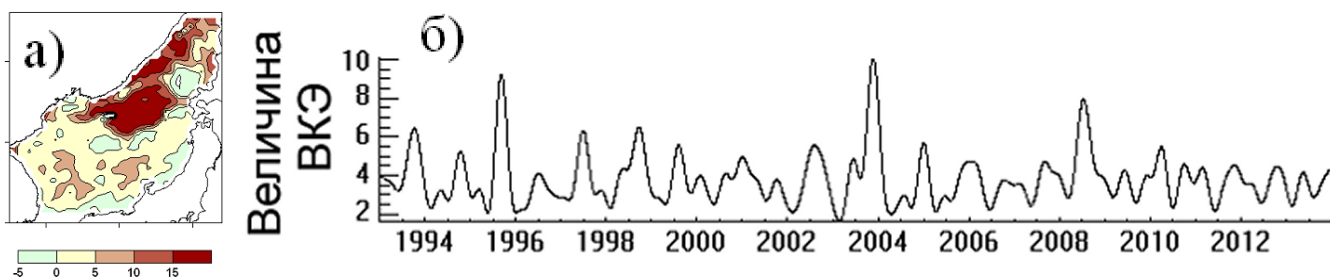


Рисунок 7.5 –Пространственная функция приморской моды  $E_m$  (а;  $\text{см}^2/\text{с}^2$ ) и средняя величина  $E_m$  в ядре приморской моды (б;  $\text{см}^2/\text{с}^2$ )

$E_m$  в ядре приморской моды не свойственна однонаправленная тенденция (линейный тренд), а локальные максимумы достигались в 1995, 2003 и 2009 гг. (рисунок 7.4б). Отметим, что осенью 2003 г. в этом районе выполнялась подробная гидрологическая съемка, в ходе которой были зарегистрированы значительные положительные аномалии температуры воды деятельного слоя (Ванин, 2004). Отсутствие привязки к динамическим или батиметрическим структурам, неправильный годовой ход и квазидвухлетняя изменчивость, характерная для атмосферных процессов, указывают на то, что ВКЭ в этом районе возбуждается ветром.

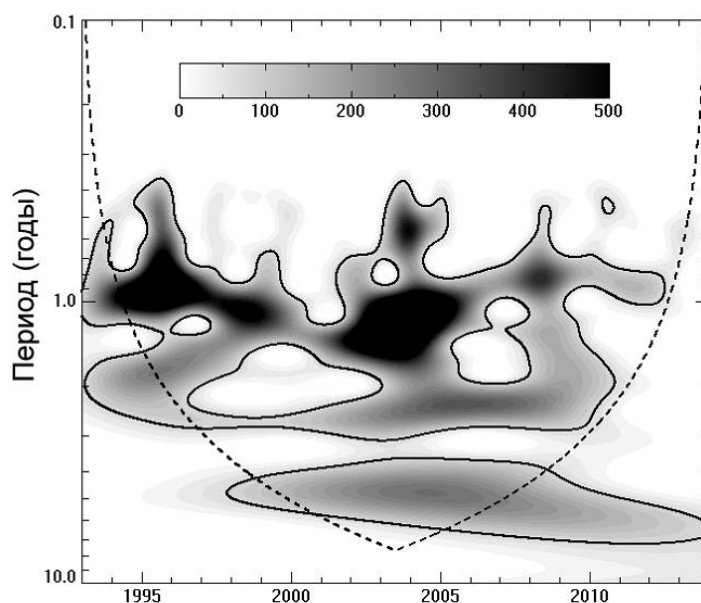


Рисунок 7.6 –Вейвлет-диаграмма  $E_m$ , осредненной в ядре приморской моды ( $\text{см}^4/\text{с}^4$ )

В целом, межгодовые изменения энергетики синоптических процессов в Японском море, выраженные величиной  $E_m$ , оказались весьма умеренными – две моды («запад – восток» и

приморская), которым свойственны межгодовые масштабы, учитывают менее 20% дисперсии поля. Это немного, в сравнении с модами, представляющими регулярные сезонные колебания (с максимумом в октябре – ноябре и минимумом в марте – апреле), учитывающими около 50% дисперсии поля, которые описывают сезонные изменения генерации  $E_m$ . Следует отметить, что, как и в других районах Мирового океана, в Японском море генерация  $E_m$  происходит, в основном, за счет гидродинамической неустойчивости и взаимодействия потока с неоднородностями рельефа дна. Синфазные изменения интенсивности крупномасштабной циркуляции и энергии синоптических процессов в годовом ходе (Трусенкова, Каплуненко, 2013; Трусенкова, 2014) указывают на заметный вклад баротропной (сдвиговой) неустойчивости.

### 7.5 Выводы по разделу 7

В результате проведенных исследований установлено следующее.

1. В низкочастотной области имеет место нелинейная тенденция синфазных на всей акватории изменений уровня Японского моря: подъем в 1993–1998 гг., отсутствие однонаправленной тенденции в 1999–2008 гг. и более медленный подъем в 2009–2015 гг.

2. В синфазных всей акватории, включая субтропическую и субарктическую зоны, колебаниях уровня Японского моря наиболее энергонесущим является квазидвухлетний масштаб.

3. Адвекция теплых вод от Корейского пролива на север, охватывающая как субтропическую, так и субарктическую зоны, вплоть до российских берегов, усиливается и ослабляется попеременно в западной и восточной частях Японского моря. Этот процесс характеризуется полугодовой, годовой, квазидвухлетней и 5–6-летней изменчивостью.

4. Наиболее значительная межгодовая изменчивость энергетики синоптических процессов имеет место в субарктическом районе к востоку от побережья Приморья, где ей свойственны квазидвухлетний и 4–5-летний масштабы.

По материалам работы опубликованы статьи (Трусенкова, Каплуненко, 2013; Трусенкова, 2014 – WoS; Митник и др., 2015 – РИНЦ), результаты вошли во Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (Лобанов и др., 2014) и в Национальный отчет России для международной ассоциации физических наук об океане Международного геодезического и геофизического союза (National..., 2015).

## **8 Температурные изменения вдоль российского побережья Японского моря в современный период**

Район исследования – морское побережье Приморского края, омываемое водами Японского моря. Как известно, климат Приморского края относится к муссонному типу климата умеренных широт с хорошо выраженными сезонами года (Климат., 1983). Одной из ведущих проблем при исследовании изменений климата по регионам является проблема взаимодействия океана и атмосферы, особенно в прибрежной зоне. Важную роль при изучении этого взаимодействия выполняет сеть гидрометеорологических станций, на которых проводятся регулярные наблюдения за гидрометеорологическими параметрами, в том числе за температурой воды и воздуха. Эти параметры относятся к группе реперных при оценке климатической изменчивости.

По результатам мировых исследований (Изменение... 2003; IPCC, 2007) последнее десятилетие прошлого века было самым тёплым десятилетием столетия. Для прибрежных районов Приморья данное утверждение подтверждается работами автора (Гайко, 2005, 2007, 2008). Кроме того можно отметить, что последние десятилетия (1991-2000 и 2001-2010 гг.), расположенные на рубеже веков, также характеризуются значительными климатическими изменениями для района исследования (Gayko, 2012; Гайко, 2013, 2015, 2016).

Представляемая работа является результатом ведения температурного мониторинга в прибрежной зоне Приморья по данным гидрометеорологических станций. В данной работе продолжено изучение изменчивости на различных пространственно-временных масштабах температуры воды и воздуха в прибрежной зоне северо-западной части Японского моря, включая последние годы. Для этого было проведено сравнение хода среднемесячных температур последнего десятилетия прошлого и первого десятилетия нынешнего столетий и проведено выявление особенностей температурного режима в исследуемом районе по годам (с 2011 по 2015 гг.) на фоне изменчивости температуры воды и воздуха в первом десятилетии 21-го века.

### **8.1 Данные прибрежных гидрометеорологических станций и методы их анализа**

Для решения поставленных в работе задач использовались данные наблюдений над температурой воды и воздуха на пяти прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС), расположенных вдоль побережья Приморья: ГМС Посьет, Владивосток, Находка, Рудная Пристань и Сосуново.

Для характеристики термических ресурсов климата в прибрежной зоне Приморского края использовались данные о средней месячной и средней годовой температуре приземного воздуха и

поверхностной температуре воды на станциях Приморья, любезно предоставленных Приморским управлением по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Для оценки термических ресурсов акватории использовался метод построения графиков и таблиц.

Для выявления наличия линейного температурного тренда во временном ходе температуры воды и воздуха по станциям был применен регрессионный анализ. Для оценки статистической значимости использовались критерии Стьюдента и Фишера. В качестве количественного критерия значения коэффициента корреляции на 5% уровне значимости для длительности рядов 80 лет принят  $r_{кр} \geq 0,24$  (или  $R^2 \geq 0,058$ ).

## 8.2 Температурные характеристики прибрежной зоны за последние 10 лет

**Межгодовая изменчивость температуры.** Для изучения межгодовой изменчивости среднегодовой температуры воды и воздуха вдоль побережья Приморья за период с 1931 по 2015 гг. и для сравнения хода этих параметров между собой исследовалась динамика хода температур за этот период. В целом, при анализе временного хода среднегодовых значений и температуры воды, и температуры воздуха выявлен значимый на 5%-ом уровне тренд, за исключением станции Находка, где в ходе температуры воды тренд не выявлен (табл. 8.1).

Таблица 8.1. Коэффициенты полинома первой степени, аппроксимирующего трендовую составляющую температуры воды и воздуха (a, b), и коэффициент детерминации ( $R^2$ ) на ГМС Приморья (1931-2015 гг.)

ГМС	Температура воды, °С			Температура воздуха, °С		
	a	b	$R^2$	a	b	$R^2$
Посьет	0.008	8.717	<b>0.202</b>	0.017	5.301	<b>0.358</b>
Владивосток	0.013	8.021	<b>0.347</b>	0.023	4.717	<b>0.449</b>
Находка	0.000	7.417	0.001	0.027	4.157	<b>0.602</b>
Рудная Пристань	0.008	5.877	<b>0.074</b>	0.018	3.091	<b>0.371</b>
Сосуново	0.011	4.515	<b>0.151</b>	0.020	1.181	<b>0.365</b>
Примечание. Выделенным шрифтом обозначены значимые на 5%-ом уровне значимости коэффициенты.						

Наблюдаемый рост среднегодовой температуры воздуха свидетельствует об общем увеличении температурного фона в изучаемом районе.

**Сравнение температуры последнего десятилетия 20-го и первого десятилетия 21-го столетий с нормой (1961–1990 гг.).** Сравнение среднемесячных температур за периоды 1991-2000 и 2001-2010 гг. с нормой было проведено отдельно для температуры воды и температуры



воздуха по вычисленной разности между средней температурой периодов для каждой прибрежной станции Приморья (рисунок 8.1). С этой целью были вычислены разности между среднепериодными среднемесячными температурами воды и воздуха для каждой станции, и результаты занесены в табл. 8.2.

На ГМС Посъет средняя месячная температура воды в 90-е годы в зимние и весенние месяцы была выше, чем в 2000-е годы, отклонения составили 0,2-0,3°C. В летние и осенние месяцы, кроме июля и октября, температура воды в 90-е годы была ниже, причём в июне и августе значительно. Во Владивостоке в тёплый период в 90-е годы температура воды была ниже, чем в 2000-е. В осенне-зимние месяцы, наоборот, в 90-е годы – выше, чем в 2000-е. На ГМС Находка в 90-е годы температура воды для большинства месяцев была ниже (в мае даже на 1,2°C), чем в первое десятилетие 2000-х. В 90-е годы более высокая температура была отмечена в сентябре и октябре. Температура воды в январе, марте и декабре для обоих десятилетий была практически одинаковой. На станциях восточного побережья средняя месячная температура воды в 1990-е годы была выше почти во все месяцы, за исключением июля и августа на ГМС Рудная Пристань и февраля на ГМС Сосуново, где она была немного выше в 2000-е годы.

Средняя месячная температура воздуха на ГМС Посъет в 90-е годы была выше, чем в 2000-е, всего в течение четырёх месяцев: в феврале, марте, июле и декабре, причём в декабре на 1,0°C (табл. 8.2). Остальные месяцы были теплее в 2000-е годы с максимальной амплитудой в июне и августе. На ГМС Владивосток характер распределения температуры воздуха зимой, весной и летом аналогичен таковому на ГМС Посъет, отличия только в величине отклонений. В 90-е годы значительно теплее были июль и декабрь, а в 2000-е – январь и август. На ГМС Находка картина распределения температуры воздуха ближе к распределению температуры на ГМС Посъет. В Находке в 90-е годы температура воздуха была выше в течение пяти месяцев, наибольшая амплитуда отмечена в январе, а в 2000-х годах – в июне и августе. На ГМС Рудная Пристань и Сосуново половина месяцев теплее в 1990-е годы (на обеих станциях: февраль, май, июль, сентябрь и октябрь) с наибольшими отклонениями в феврале. Другая половина месяцев теплее в 2000-е годы (на обеих станциях: январь, март, июнь, август и ноябрь) с наибольшими амплитудами в июне и августе на ГМС Рудная Пристань и в январе на ГМС Сосуново.

Анализ различий в температурах воды и воздуха между десятилетиями по сумме отклонений температур показал, что в целом на юге Приморья – в юго-западной (ГМС Посъет) и юго-восточной (ГМС Находка) частях зал. Петра Великого, более тёплыми были 2000-е годы, а в центральной части залива (ГМС Владивосток) – 90-е.

Таблица 8.2. Сравнение среднемесячной температуры воды, осреднённой за периоды 1991-2000 и 2001-2010 гг., с осреднённой за период 1961-1990 гг.

Ст	Δt	Месяцы												Год
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Температура воды, °С														
П	1	0,2	0,2	0,4	0,6	0,4	0,4	1,3	0,3	1,0	1,2	0,1	0,0	0,4
	2	-0,1	0,0	0,1	0,3	0,7	1,3	0,7	1,3	1,3	1,2	0,4	-0,3	0,5
	3	0,3	0,2	0,3	0,3	-0,3	-0,9	0,6	-1,0	-0,3	0,1	-0,3	0,3	-0,1
В	1	0,5	0,5	0,5	0,6	0,8	1,1	1,6	1,2	0,9	2,0	1,3	0,5	0,9
	2	-0,1	0,1	0,1	1,1	1,4	2,0	1,2	1,3	1,1	1,1	0,5	-0,1	0,7
	3	0,6	0,4	0,4	-0,5	-0,6	-0,9	0,4	-0,1	-0,2	0,9	0,8	0,6	0,1
Н	1	0,2	0,0	0,4	0,5	0,4	0,8	1,2	1,0	1,1	2,9	0,1	-0,2	0,7
	2	0,2	0,2	0,3	1,1	1,6	1,8	1,6	1,5	0,6	1,2	0,2	-0,2	0,8
	3	0,0	-0,3	0,1	-0,6	-1,2	-0,9	-0,4	-0,5	0,4	1,8	-0,2	0,0	-0,1
Р	1	0,3	0,4	0,3	0,3	0,7	1,1	1,1	1,5	1,5	1,6	-0,4	-0,6	0,7
П	2	0,0	0,0	-0,4	0,0	0,3	0,8	1,4	1,6	0,4	-0,3	-0,9	-0,9	0,2
	3	0,3	0,4	0,7	0,3	0,4	0,3	-0,3	-0,1	1,1	1,9	0,5	0,3	0,5
С	1	0,2	0,1	0,3	0,5	1,1	1,6	2,6	2,1	1,3	1,2	-0,6	-0,5	0,9
	2	0,2	0,4	0,3	0,2	0,7	1,3	2,4	1,5	1,0	-0,8	-1,2	-0,6	0,5
	3	0,0	-0,3	0,0	0,3	0,4	0,3	0,2	0,6	0,4	2,0	0,6	0,2	0,4
Температура воздуха, °С														
П	1	0,4	1,8	0,7	0,8	0,3	0,4	1,3	0,3	0,7	0,6	-0,1	0,4	0,6
	2	0,7	1,1	0,5	1,1	0,6	1,6	0,5	1,1	1,1	0,7	-0,1	-0,6	0,7
	3	-0,3	0,7	0,2	-0,3	-0,2	-1,2	0,8	-0,8	-0,4	-0,2	-0,1	1,0	-0,1
В	1	0,2	1,7	0,6	1,1	0,6	1,1	2,2	1,0	1,1	1,7	0,2	1,4	1,1
	2	0,8	1,7	0,5	1,1	0,7	1,5	0,9	1,6	1,6	1,4	-0,1	-0,7	0,9
	3	-0,6	0,0	0,2	0,0	-0,1	-0,4	1,3	-0,6	-0,5	0,3	0,3	2,1	0,2
Н	1	1,0	1,8	0,9	0,7	0,5	0,8	1,5	0,6	1,2	0,8	-0,1	0,9	0,9
	2	1,3	1,4	0,8	1,3	0,8	2,2	1,0	1,4	1,2	0,9	0,3	-0,2	1,1
	3	-0,3	0,4	0,1	-0,6	-0,3	-1,4	0,5	-0,9	0,1	-0,1	-0,4	1,1	-0,2
Р	1	0,5	1,6	0,4	0,7	0,9	0,6	1,1	0,8	1,2	0,8	-0,3	-0,1	0,8
П	2	0,9	0,5	0,6	0,8	0,7	1,7	1,0	1,7	1,0	0,8	0,1	-0,7	0,8
	3	-0,3	1,2	-0,2	-0,1	0,2	-1,1	0,1	-0,9	0,2	0,1	-0,4	0,6	-0,1
С	1	-0,1	0,5	-0,3	0,6	0,7	0,9	1,3	1,4	1,7	1,0	-0,5	-1,2	0,7
	2	0,9	-0,4	0,5	0,2	0,2	1,6	1,2	1,5	1,4	0,7	0,2	-0,9	0,7
	3	-1,0	0,9	-0,7	0,4	0,5	-0,7	0,1	-0,1	0,3	0,4	-0,6	-0,3	-0,1
Примечание. Δt1 = [t <sub>ср</sub> (1991-2000) минус t <sub>ср</sub> (1961-1990)],°С; Δt2 = [t <sub>ср</sub> (2001-2010) минус t <sub>ср</sub> (1961-1990)],°С; Δt3 = [t <sub>ср</sub> (1991-2000) минус t <sub>ср</sub> (2001-2010)],°С.														

На восточном побережье Приморского края на станциях Рудная Пристань и Сосуново картина распределения температуры иная – температура воды выше в 1990-е годы, а температура воздуха – в 2000-е годы (табл. 8.2), что связано, возможно, с меандрированием Приморского течения и местными особенностями циркуляции атмосферы.

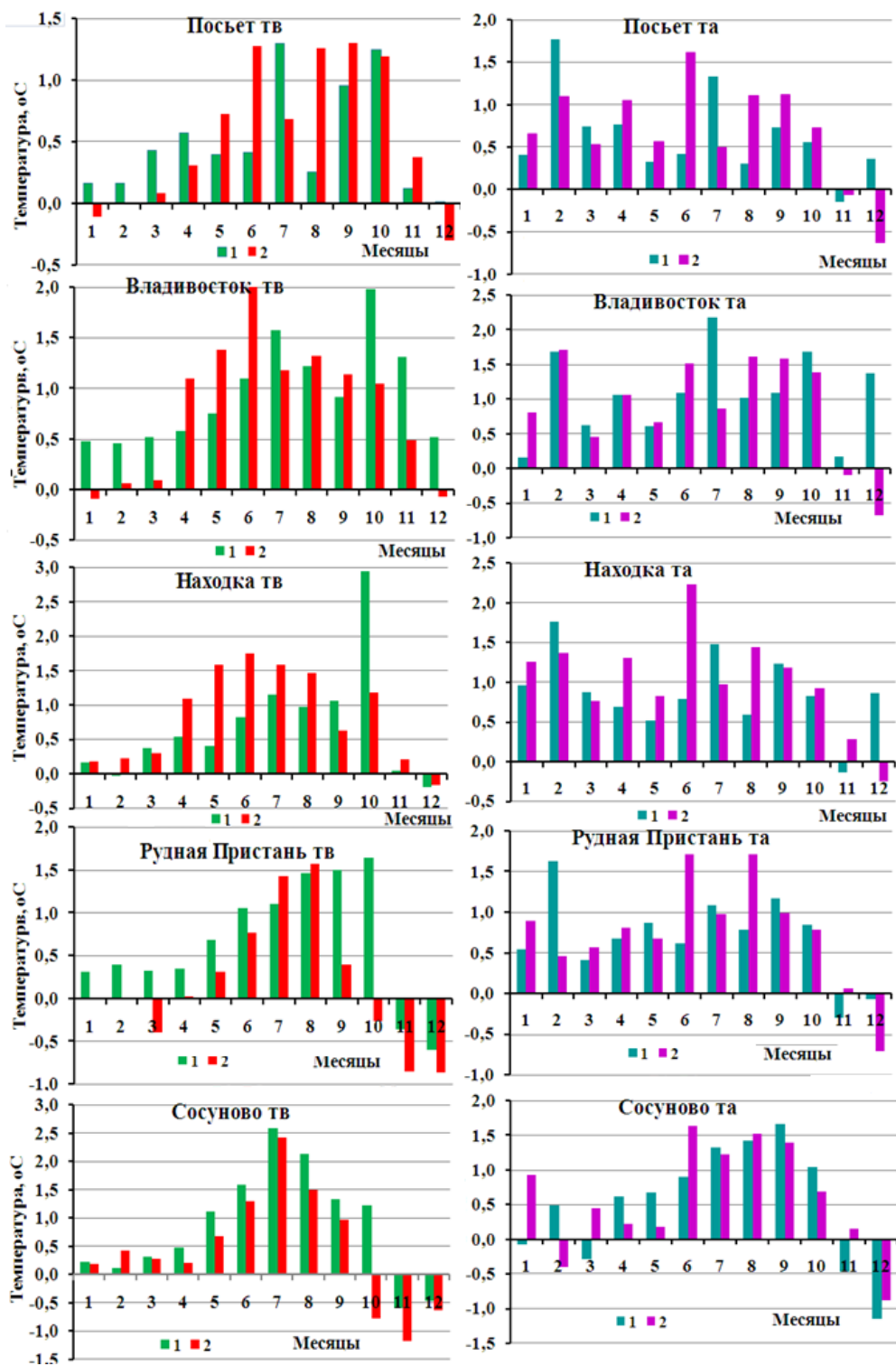


Рисунок 8.1 - Отклонения среднемесячной температуры воды (слева) и воздуха (справа), осреднённой за периоды 1991–2000 (1) и 2001–2010 (2) от нормы (1961–1990) на ГМС Приморья

Распределение температуры в 2011-2015 гг. и их сравнение с температурой первого десятилетия 21-го столетия. Для выявления особенностей распределения температуры воды и

воздуха в 2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 годах было проведено сравнение среднемесячных температур за эти годы со среднемесячной среднепериодной температурой первого десятилетия 21-го столетия. По результатам вычислений была построена таблица аномалий температуры воды и воздуха на ГМС Приморья за этот период (табл. 8.3).

При этом для каждой прибрежной станции были рассчитаны аномалии между среднемесячными температурами воды и воздуха за эти пять лет и среднемесячными температурами за период с 2001 по 2010 год.

Анализируя таблицу 8.3 по сумме отклонений за год можно отметить, что в 2011 г. температура воды на ГМС Посыет и Владивосток была в ниже, чем средняя за десятилетие, на ГМС Находка и Рудная Пристань – немного выше, а на ГМС Сосуново равна среднепериодной температуре. В 2012 г. (за исключением ГМС Сосуново), 2013, 2014 и 2015 гг. на всех станциях температура воды была выше средней за десятилетие.

Температура воздуха с 2011 по 2013 гг. (на ГМС Владивосток и Сосуново – только в 2013 и 2012 гг. соответственно) была ниже среднепериодной. В 2014 и 2015 гг. на всех станциях температура воздуха была выше средней за десятилетие, за исключением ГМС Владивосток.

***Сравнение внутригодового хода температуры воды и воздуха в 2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 гг. между собой.*** При сравнении годового хода температуры воды и воздуха за эти пять лет между собой прослеживается значительный разброс температур на станциях, но всё же можно отметить некоторые закономерности (рисунок 8.2, табл. 8.3). В 2011 г. отрицательные температуры воды преобладали с октября по декабрь, в 2012-2013 гг. акцент отрицательных аномалий сместился на январь-апрель, а в 2013 г. распространился ещё и на сентябрь-октябрь. В 2014 г. понижение температуры воды относительно среднего за десятилетие мозаично произошло в феврале, ноябре, декабре и в августе, а в 2015 г. – в октябре и ноябре, за исключением Рудной Пристани и Сосуново (табл. 8.3).

Отрицательные аномалии температуры воздуха в 2011-2013 гг. почти на всех станциях наблюдались с декабря по июнь, причём в январе – на всех станциях. В 2014 г. массовое понижение температуры воздуха произошло с октября по март, и выборочно – в августе, сентябре и октябре. В 2015 г. зимние температуры воздуха значительно повысились, особенно в декабре, а вот в июне, августе, сентябре и ноябре – наоборот, понизились. Июльские температуры воздуха на всех станциях за все пять лет были выше среднепериодной (табл. 8.3).

Таблица 8.3. Аномалии температуры воды и воздуха на ГМС Приморья (2001-2015 гг.)

ГМС	ΔT	Месяцы												Год
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Аномалии температуры воды, °С														
П	ΔT11	-0,1	-0,1	-0,3	-0,9	-2,3	-0,4	1,0	0,3	0,2	-1,8	-0,5	-0,2	-0,4
	ΔT12	-0,1	-0,2	-0,2	-1,0	0,8	-1,7	0,7	0,3	0,9	1,4	0,9	0,0	0,2
	ΔT13	-0,2	-0,3	-0,4	-1,4	-1,3	0,7	1,7	1,1	-0,2	-0,1	0,7	0,8	0,1
	ΔT14	0,5	0,0	0,8	1,6	-1,3	-1,2	2,2	-0,1	0,2	1,0	-0,1	-0,6	0,0
	ΔT15	0,0	0,0	-0,2	0,7	0,2	-0,7	2,7	1,3	0,5	-0,9	-1,2	-0,1	0,2
В	ΔT11	0,0	0,3	0,4	-0,7	-1,2	-1,6	-0,3	0,1	-2,0	-1,5	-0,7	-0,8	-0,7
	ΔT12	-0,2	0,1	0,3	-1,3	-0,2	-0,8	0,1	-1,0	0,2	2,1	1,0	1,5	0,2
	ΔT13	0,1	-0,2	-0,1	-0,9	-0,3	0,9	0,3	1,0	-0,7	-0,8	1,7	1,5	0,2
	ΔT14	0,4	-0,1	0,4	1,1	1,1	1,8	3,0	0,8	-0,2	0,8	0,1	-1,0	0,7
	ΔT15	0,0	0,1	0,9	1,4	1,0	0,3	1,6	0,8	1,6	-0,1	-1,4	0,3	0,5
Н	ΔT11	0,2	0,3	0,7	0,7	0,1	0,9	1,6	1,4	0,7	-2,4	-1,4	-0,1	0,2
	ΔT12	-0,1	-0,3	-0,7	-0,6	0,3	0,7	0,4	-0,4	1,8	2,3	1,6	0,2	0,4
	ΔT13	-0,1	-0,1	-0,6	-1,7	-0,5	0,9	1,0	0,7	0,0	-0,9	2,7	1,9	0,3
	ΔT14	0,2	-0,2	2,4	1,1	0,7	1,3	2,0	-0,4	1,7	1,3	-1,5	-0,8	0,6
	ΔT15	0,0	0,1	0,5	0,6	-0,3	0,7	-0,3	1,6	2,0	-1,6	-0,4	-0,1	0,2
Р Пр	ΔT11	-0,1	0,1	0,6	1,2	0,2	0,3	0,4	-0,7	-0,2	-0,9	0,8	-0,6	0,1
	ΔT12	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	0,8	1,4	0,0	0,0	2,2	3,6	2,4	0,5	0,8
	ΔT13	-0,2	-0,3	-0,5	-0,4	-0,1	1,2	0,0	0,5	-0,9	-1,1	2,0	1,7	0,2
	ΔT14	-0,1	-0,1	0,6	2,3	1,3	1,3	1,6	-1,2	2,1	1,9	-0,7	-0,6	0,7
	ΔT15	-0,1	0,1	0,7	0,7	0,8	1,3	-0,2	1,3	3,1	0,1	1,1	1,4	0,9
С	ΔT11	0,1	-0,1	0,2	0,5	-0,6	-0,8	-2,1	-1,2	-1,4	1,0	2,6	1,9	0,0
	ΔT12	0,3	-0,4	-0,4	-0,6	-0,2	-1,7	-2,7	-2,8	-1,3	1,3	0,4	-0,2	-0,7
	ΔT13	-0,4	-0,6	-0,2	0,6	0,0	-0,9	-0,4	1,9	-1,9	-2,5	2,4	2,8	0,1
	ΔT14	1,3	0,3	1,3	2,3	1,8	1,7	1,4	-1,3	1,6	2,2	0,9	0,2	1,1
	ΔT15	-0,4	-0,5	-0,1	1,4	1,0	1,1	0,3	0,6	2,2	2,2	2,4	0,9	0,9
Аномалии температуры воздуха, °С														
П	ΔT11	-2,4	0,7	-0,2	-0,6	-2,3	-0,6	0,3	0,3	-0,1	0,5	0,9	-1,3	-0,4
	ΔT12	-2,0	-2,5	-0,6	-1,4	-0,2	-2,0	0,3	-0,7	0,6	-0,1	0,3	-3,0	-0,9
	ΔT13	-1,8	-3,2	-1,2	-1,6	-0,4	-0,3	1,8	0,6	0,0	0,5	1,3	1,3	-0,3
	ΔT14	-0,1	-1,8	1,5	2,1	0,7	0,4	2,9	0,2	-0,2	0,1	2,3	-1,7	0,5
	ΔT15	1,5	1,2	1,2	-0,1	1,0	0,0	1,3	0,0	0,3	-0,5	-1,1	3,0	0,6
В	ΔT11	-1,9	2,0	1,8	0,8	-0,4	1,1	2,3	1,8	0,7	1,6	1,7	-0,4	0,9
	ΔT12	-2,4	-0,4	1,1	0,7	1,5	0,3	2,2	0,3	1,1	0,7	1,8	-3,0	0,3
	ΔT13	-3,5	-2,3	-0,6	-1,3	-0,7	0,9	2,1	1,5	0,8	-2,0	2,4	-0,3	-0,3
	ΔT14	-1,4	-4,1	-0,4	0,5	0,0	0,1	1,8	-1,3	-1,5	-2,3	-0,2	-3,8	-1,1
	ΔT15	-0,3	-0,1	0,8	-0,6	-0,6	-0,8	0,1	-0,9	0,0	-1,3	-2,0	3,1	-0,2
Н	ΔT11	-2,4	1,7	-0,6	-0,7	-2,0	-0,6	0,7	0,9	0,0	0,4	0,4	-1,5	-0,3
	ΔT12	-2,5	-2,4	-0,5	-0,8	0,2	-1,1	0,4	-0,6	1,6	0,1	0,4	-3,7	-0,7
	ΔT13	-2,3	-2,3	-1,3	-1,9	-1,0	0,0	1,7	0,8	0,0	0,3	1,2	2,0	-0,2
	ΔT14	-0,6	-1,6	1,1	1,5	0,9	0,5	2,1	-0,4	0,5	0,2	1,7	-2,4	0,3
	ΔT15	1,2	1,7	1,7	0,0	1,0	-0,5	0,8	-0,1	1,2	-0,6	-0,3	3,3	0,8
Р Пр	ΔT11	-1,9	2,1	0,0	0,5	-2,5	-1,2	0,4	1,2	0,0	0,3	0,7	-1,0	-0,1
	ΔT12	-2,4	-1,8	-0,7	-0,8	-0,3	-1,1	0,5	-0,1	1,9	0,1	1,2	-2,3	-0,5
	ΔT13	-2,5	-1,5	-1,8	-0,5	-1,7	1,5	1,8	0,3	-0,5	0,0	1,5	2,7	-0,1
	ΔT14	-1,4	-0,2	0,7	1,7	0,9	0,5	1,4	-1,6	0,4	-0,3	1,4	-2,0	0,1
	ΔT15	1,6	2,3	2,5	0,4	0,9	-1,2	0,1	-0,7	1,2	-0,8	0,4	2,9	0,8
С	ΔT11	-0,5	2,8	0,4	0,2	-2,7	-1,0	0,3	0,8	-0,8	0,6	0,7	0,8	0,1
	ΔT12	-2,2	-1,9	-1,8	-0,6	0,1	-0,7	0,0	0,0	1,2	0,4	1,3	-1,4	-0,5
	ΔT13	-1,3	0,8	0,6	2,1	0,0	1,2	3,1	2,1	2,2	2,5	4,7	4,4	1,9
	ΔT14	-0,8	2,5	3,4	4,8	2,0	1,8	2,5	0,5	0,5	2,9	3,6	0,4	2,0
	ΔT15	1,2	4,0	3,1	0,1	0,8	-1,2	0,7	-0,2	1,0	-0,1	0,7	2,5	1,0

Примечание. П – Посыет, В – Владивосток, Н – Находка, Р Пр – Рудная Пристань, С – Сосуново; ΔT11 – (T11–Tcp.), ΔT12 – (T12–Tcp.), ΔT13 – (T13–Tcp.), ΔT14 – (T14–Tcp.), ΔT15 – (T15–Tcp.); Tcp. – средняя температура за период 2001-2010 гг.; T11, T12, T13, T14, T15 – температура за 2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 гг. соответственно.

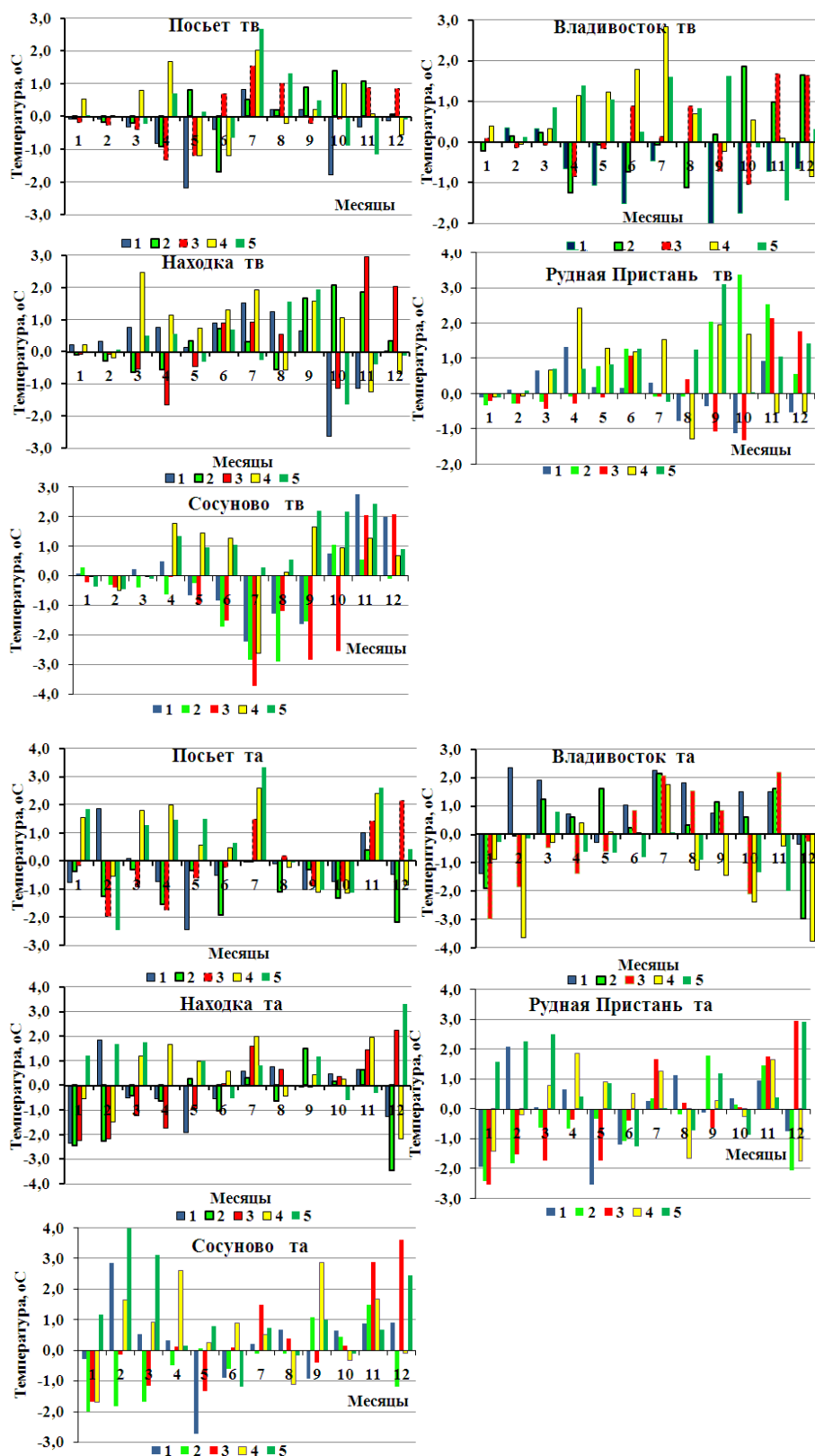


Рисунок 8.2 - Отклонение средней месячной температуры воды (ТВ) и воздуха (ТА) на ГМС Приморья от среднего за период 2001–2010 гг.: 1 – 2011, 2 – 2012, 3 – 2013, 4 – 2014 и 5 – 2015 г.

### 8.3 Характер изменений температурного режима за последние 10 лет

Проведенные исследования подтверждают, что гидрологический режим прибрежных вод Приморского края весьма сложен и подвержен влиянию как климатических, так и адвективных факторов. Анализ различий в температурах воды и воздуха между десятилетиями по сумме отклонений показал, что в юго-западной и юго-восточной частях зал. Петра Великого, более тёплыми были 2000-е годы, а в центральной части залива – 90-е.

На восточном побережье Приморского края температура воды выше в 1990-е гг., а температура воздуха – в 2000-е, что связано, возможно, с меандрированием Приморского течения, действием апвеллинга и местными особенностями циркуляции атмосферы.

В 2012, 2013, 2014 и 2015 гг. практически на всех станциях среднегодовая температура воды была выше средней за десятилетие.

Среднегодовая температура воздуха с 2011 по 2013 гг. почти на всех станциях была ниже среднепериодной, а в 2014 и 2015 гг. – выше средней, за исключением ГМС Владивосток.

При сравнении внутригодового хода температуры воды и воздуха в 2011, 2012, 2013, 2014 и 2015 гг. между собой был отмечен значительный разброс температур на станциях, но всё же можно выделить некоторые закономерности: в период с 2011 по 2014 гг. произошло понижение температуры воздуха зимой то есть зимы на всех станциях стали холоднее, но в 2015 г. картина изменилась на противоположную: на всех станциях, за исключением ГМС Владивосток, отмечены положительные аномалии температуры воздуха в зимние месяцы. Июльские температуры воздуха на всех станциях за все пять лет были выше среднепериодной.

По результатам работы опубликованы статьи в рецензируемых журналах, индексируемых в базе РИНЦ (Гайко, 2014а, б; 2015; 2016а, б), и в монографии (Гайко, 2013).

## 9 Исследование склоновой конвекции в заливе Петра Великого

Процесс склоновой конвекции (каскадинга) связан со в стеканием вод повышенной плотности, формирующихся на шельфе зимой в результате термохалинной конвекции. Каскадинг в заливе Петра Великого является важнейшим механизмом не только очистки вод залива, но и вентиляции глубинных вод всего Японского моря. Именно здесь нами была зарегистрирована глубокая конвекция, обусловившая обновление вод Центральной котловины моря (2500-3600 м) аномально холодной зимой 2001 г. (Lobanovetal., 2002; Talleyetal., 2003). Изучение процесса каскадинга важно для понимания механизмов и вентиляции глубинных слоев Японского моря и оценки его реакции на глобальные климатические изменения.

Для исследования конвективных процессов в период 2010-2016 гг. было проведено несколько коротких экспедиций на НИС «Профессор Гагаринский», НИС «Луговое» и НИС «Академик М.А.Лаврентьев», в которых были установлены и подняты автономные донные станции, а также выполнены СТД-съемки области шельфа и континентального склона залива Петра Великого. Результаты исследований 2010-2013 гг. представлены в отчете по теме в 2014 г. В настоящем разделе представлены основные результаты работ 2014-2016 гг.

Положение установленных в этот период автономных буйковых донных станций (АБС) и схемы основных СТД-съемок представлены на рисунках 9.1 и 9.2. В таблицах 9.1-9.3 дана

Таблица 9.1 - Сведения о зимних постановках и подъеме АБС в 2013-2014 гг.

№ ст.	Широта, сев.	Долгота, вост.	Глубина места, м	Дата, время постановки	Дата, время подъема	Состав измерителей	Район
1	42°24,814'	131°47,307'	1150	23.12.2013	14.05.2014	SBE19	Склон
2	42°30,697'	131°47,683'	94	23.12.2013	14.05.2014	RBR 620, Infinity	Кромка шельфа, центр
3	42°46,493'	131°34,493'	56	29.12.2013	14.05.2014	SBE-37SMP	<u>о. Стенина - Желтухина</u>
5	43°07,210'	132°11,881'	40	22.12.2013	утерян	SBE-37SMP	Север <u>Уссур. зал</u>
6	43°02,174'	131°57,455'	38	22.12.2013	<u>_.05.2014</u> <u>поднят</u> <u>рыбаками</u>	SBE-37SMP	<u>О. Скрыплева</u>
7	43°04,330'	131°50,354'	48	22.12.2013	14.05.2014	RDSP 600 (затек)	Токаревский <u>прол.</u>



Таблица 9.2 - Сведения о зимних постановках и подъеме АБС в 2015 г.

№	Широта, сев.	Долгота, вост.	Глубина места, м	Дата, время постановки	Дата, время подъема	Состав измерителей	Район
1	42°25,715'	131°16,975'	98	14.01.2015	22.05.2015	SBE-37, Infinity	Гамов
2	42°30,805'	131°47,752'	94	13.01.2015	17.05.2015	RBRXRX-620, Infinity	Кромка шельфа, центр
3	42°31,068'	132°19,537'	101	14.01.2015	16.05.2015	SBE-37, Infinity	Аскольд
4	42°24,941'	131°47,837'	1140	13.01.2015	17.05.2015	RinkoARO-USB, Aquadopp	Склон
5	42°10,083'	131°45,894'	2967	21.02.2015	17.05.2015	SBE19, Aquadopp	Подножье склона

Таблица 9.3 - Сведения о зимних постановках и подъеме АБС в 2015-2016 гг.

№ ст.	Широта, сев.	Долгота, вост.	Глубина места, м	Дата, время постановки	Дата, время подъема	Состав измерителей	Район
2	42°52,362'	132°45,061'	20	18.12.2015	15.06.2016	RBRXRX-620, ARO2-USB, Aquadopp	зал. Восток
5	42°30,981'	132°19,570'	99	18.12.2015	30.04.2016	ACTD-Lite, Infinity	Аскольд
7	42°21,468'	131°06,734'	101	19.12.2015	21.04.2016	SBE 37 SMP, Infinity	Гамов
8	42°25,442'	131°47,517'	1105	20.12.2015	30.04.2016	SBE 19plus, ARO2-USB, Aquadopp	Склон
9	42°30,997'	131°48,079'	93	20.12.2015	26.04.2016	RBRXRX-620, InfinityAEM USB	Кромка шельфа, центр

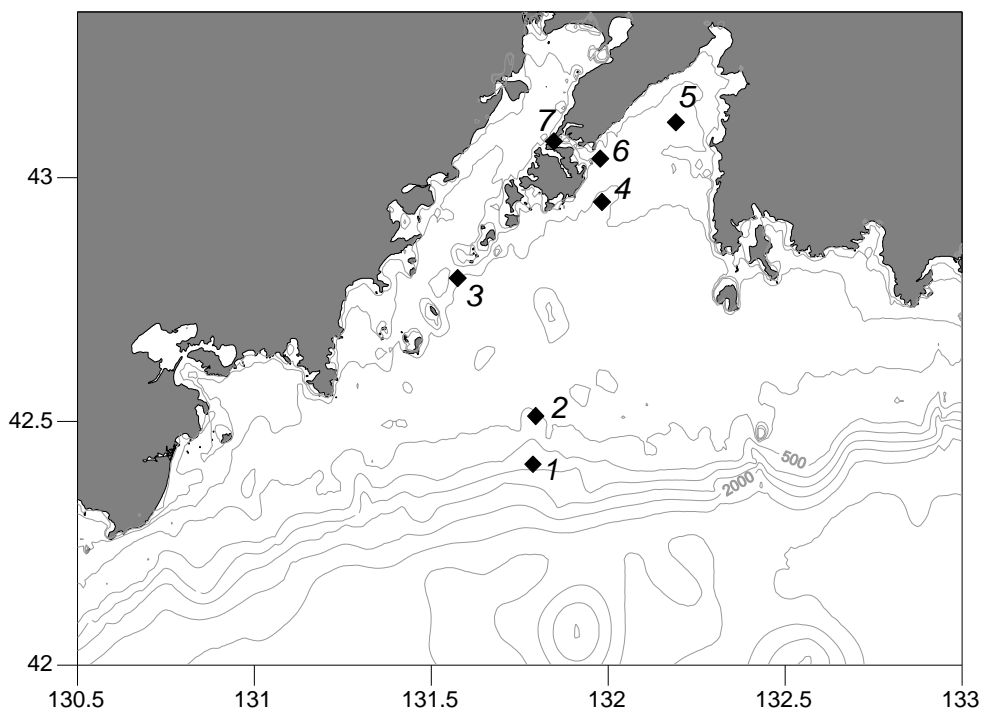


Рисунок 9.1 – Положение донных АБС, установленных на период 23.12.2013 14.05.2014 г.

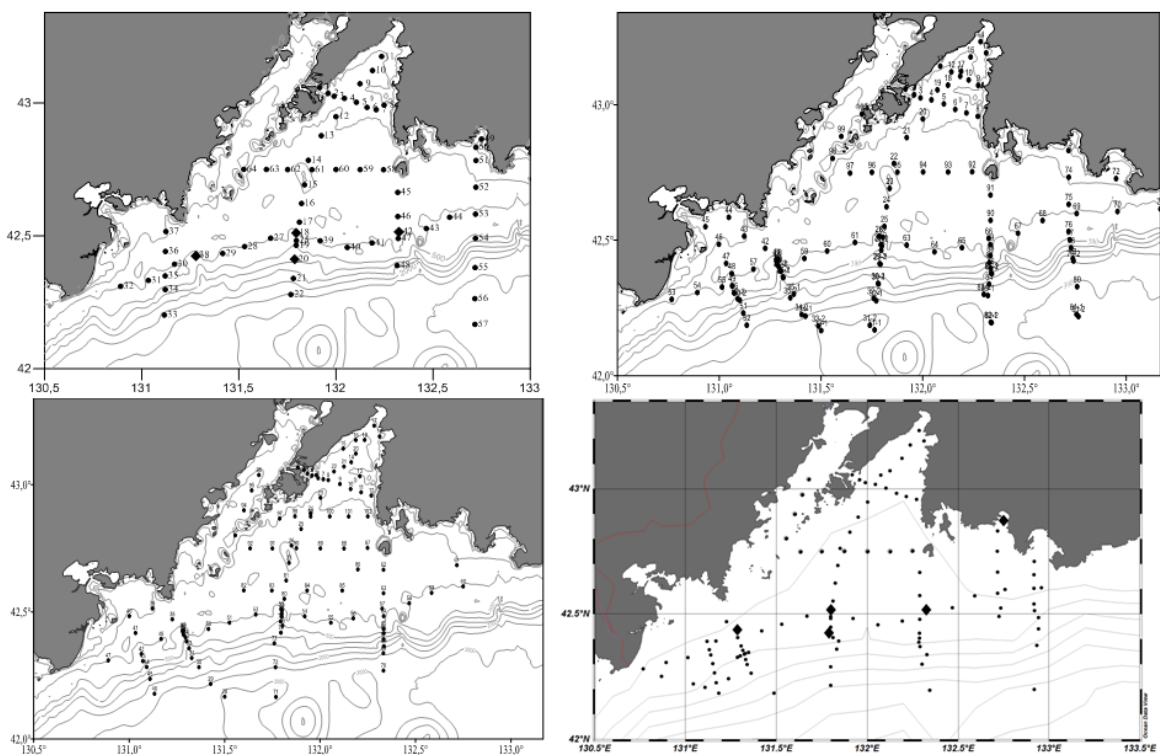


Рисунок 9.2 – Схемы работ экспедиций НИС «Профессор Гагаринский» в рейсах № 64-2 12-16 января (а), 65-1 20-27 февраля (б), 65-2 25-30 марта (в) 2015 г. и 69 10-24 марта 2016 г. (г).

Точки – положение станций СТД-зондирований, ромбики – положение АБС

В зимний период 2013-2014 гг. было установлено 5 АБС на шельфе залива Петра Великого и одна АБС на склоне на глубине 1150 м (рисунок 9.1). В январе 2015 г. нами были установлены 3 донных АБС на кромке шельфа залива на глубинах около 100 м и одна АБС на континентальном склоне на глубине 1140 м (рисунок 9.2а). В феврале была поставлена еще одна АБС у подножья склона на глубине 2967 м (рисунок 9.2б). Кроме того были выполнены три СТД съемки области шельфа и склона - в январе, феврале и марте 2015 г. (рисунок 9.2). В зимний период 2015-2016 гг. так же как и в предыдущем году было установлено 3 АБС на кромке шельфа и одна АБС на склоне (глубина 1105 м), а также АБС в заливе Восток. Выполнена СТД-съемка в середине марта 2016 г.

Судовые измерения выполнялись с помощью океанографических измерительных и пробоотборных комплексов на основе СТД-зондов SBE-9, SBE-19 и Rinko, оснащенных датчиками температуры, электропроводности, флуоресценции, ФАР, мутности, оптическими датчиками растворенного кислорода и альтиметрами.

На основе измерений на АБС установлено, что ежегодно в период с конца января по середину апреля регистрировалось несколько эпизодов подхода вод высокой плотности к кромке шельфа (рисунок 9.3).

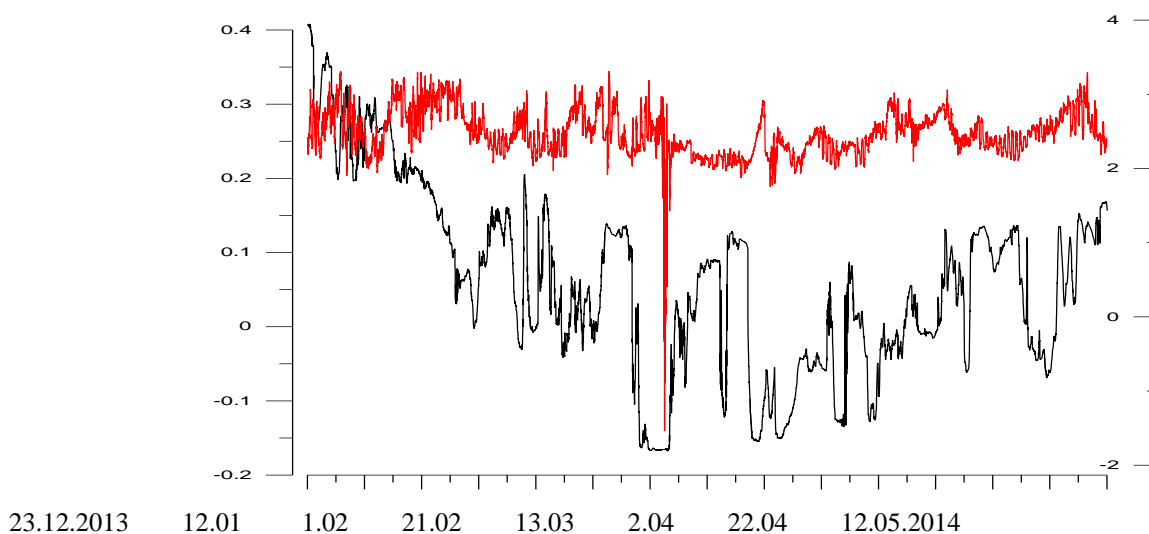


Рисунок 9.3 – Эпизод каскадинга, впервые зарегистрированный на склоне залива Петра Великого 25 февраля 2014 г. Изменение температуры воды у дна на АБС-1, расположенной на склоне (глубина 1150 м, красный цвет) и АБС-2, расположенной у кромки шельфа (94 м, черный цвет). Положение АБС показано на рисунке 9.1

Их продолжительность составляла от нескольких часов до нескольких суток. Между тем проявление каскадинга на склоне на глубине 1100-1150 м было зарегистрировано только один раз. На основе измерений на АБС впервые установленной на континентальном склоне залива Петра Великого, зарегистрирован эпизод проникновения вод с отрицательной температурой (каскадинг) до глубины более 1000 м (рисунок 9.3). Данное единичное событие на протяжении зимнего сезона 2013-2014 гг. произошло 25 февраля и имело продолжительность около 12 часов, несмотря на присутствие шельфовых вод с низкой температурой вблизи кромки на протяжении нескольких суток (18-26 февраля). Эти факты указывают на эпизодичность проникновения каскадинга в глубинные слои моря и более частую адвекцию в промежуточные воды. Однако сравнение с данными прошлых лет позволяет предполагать значительную межгодовую изменчивость этого процесса, в зависимости от суровости зимних условий.

На основе СТД-зондирований впервые были проведены прямые наблюдения каскадинга. В частности установлено, что каскадинг может наблюдаться уже в начале зимы и проникать до глубин 350-600 м (рисунок 9.4). Однако, вследствие более мягкой зимы 2014-2015 гг. глубокого проникновения вод каскадинга, как это было в 2001 г., не зарегистрировано.

По результатам специальных СТД-съемок в марте 2016 г. была получена трехмерная структура каскадинговых плюмов (рисунок 9.5) на глубинах 200-600 м, толщина которых достигала 200 м, а протяженность 5-12 км.

Анализ T,S характеристик вод Амурского и Уссурийского заливов показал, что придонные воды с максимальной плотностью, обусловленной предельно низкой температурой и соленостью, превышающей 34,2 епс, могут образовываться не только в Амурском заливе, но и в северо-восточной части Уссурийского залива в результате формирования морского льда. В январе эти воды могут быть основным источником вод высокой плотности, определяющим геострофическую динамику вод на шельфе и процесс каскадинга на склоне залива.

Эволюция гидрологических процессов в заливе Петра Великого в зимнее время к концу периода формирования и распространения высокоплотных вод приводит к возникновению в шельфовой зоне залива трех областей вод с характерным набором гидрологических параметров: восточной – с низкой температурой и пониженной соленостью; центральной – с низкой температурой и повышенной соленостью; западной – с повышенной температурой и повышенной соленостью.

Сравнение характера изменчивости параметров донных вод на шельфе с результатами измерений 2012-2014 гг. указывает на существенную межгодовую изменчивость формирования вод повышенной плотности в заливе Петра Великого.

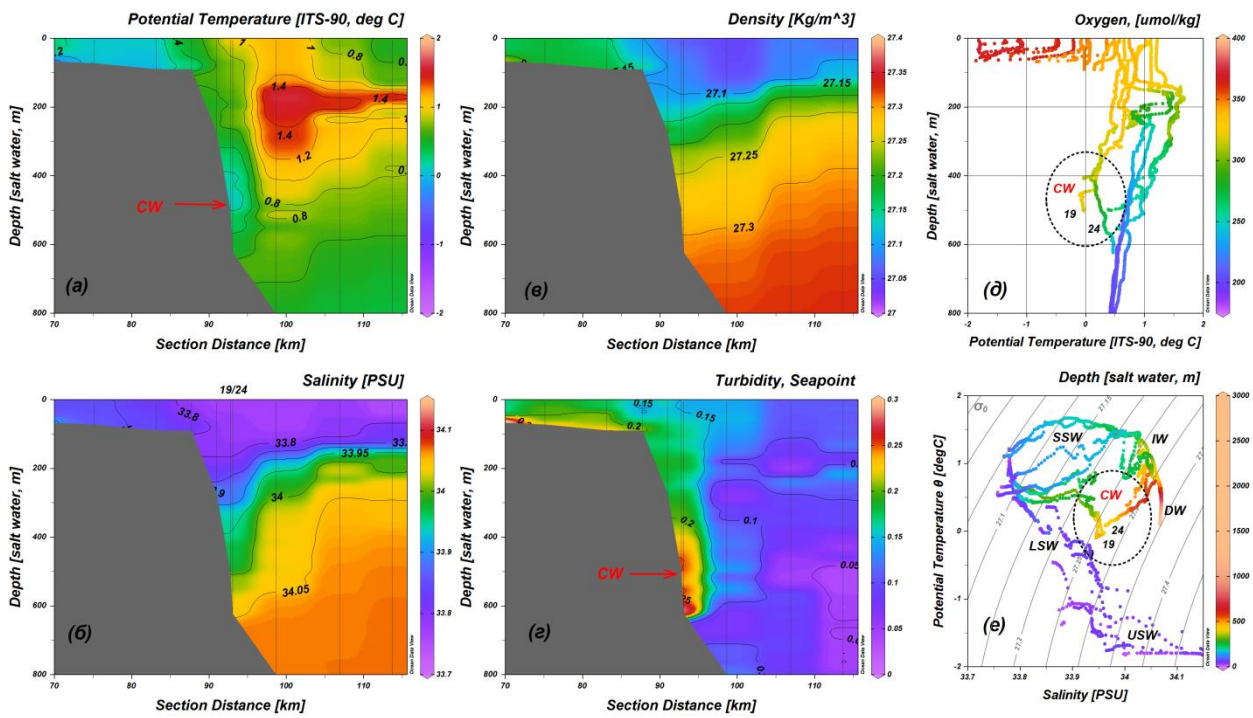


Рисунок 9.4 – Эпизод каскадинга на склоне залива Петра Великого в диапазоне глубин 350-550 м по СТД-измерениям экспедиции на НИС «Профессор Гагаринский» (рейс №64-2) 12-13 января 2015 г. Распределение температуры воды (а), солености (б), условной плотности (в) и мутности (г) вдоль квази-меридионального разреза из вершины Уссурийского залива (слева) поперек склона и подножья котловины в районе 131°48'в.д.; вертикальные профили температуры воды и содержание кислорода на станциях разреза (д) и T,S - диаграмма (е). CW – воды каскадинга; USW – воды верхнего шельфа; LSW – воды нижнего шельфа; SSW – поверхностные воды моря; IW – промежуточные воды; DW – глубинные воды; 19 и 24 – номера океанографических станций

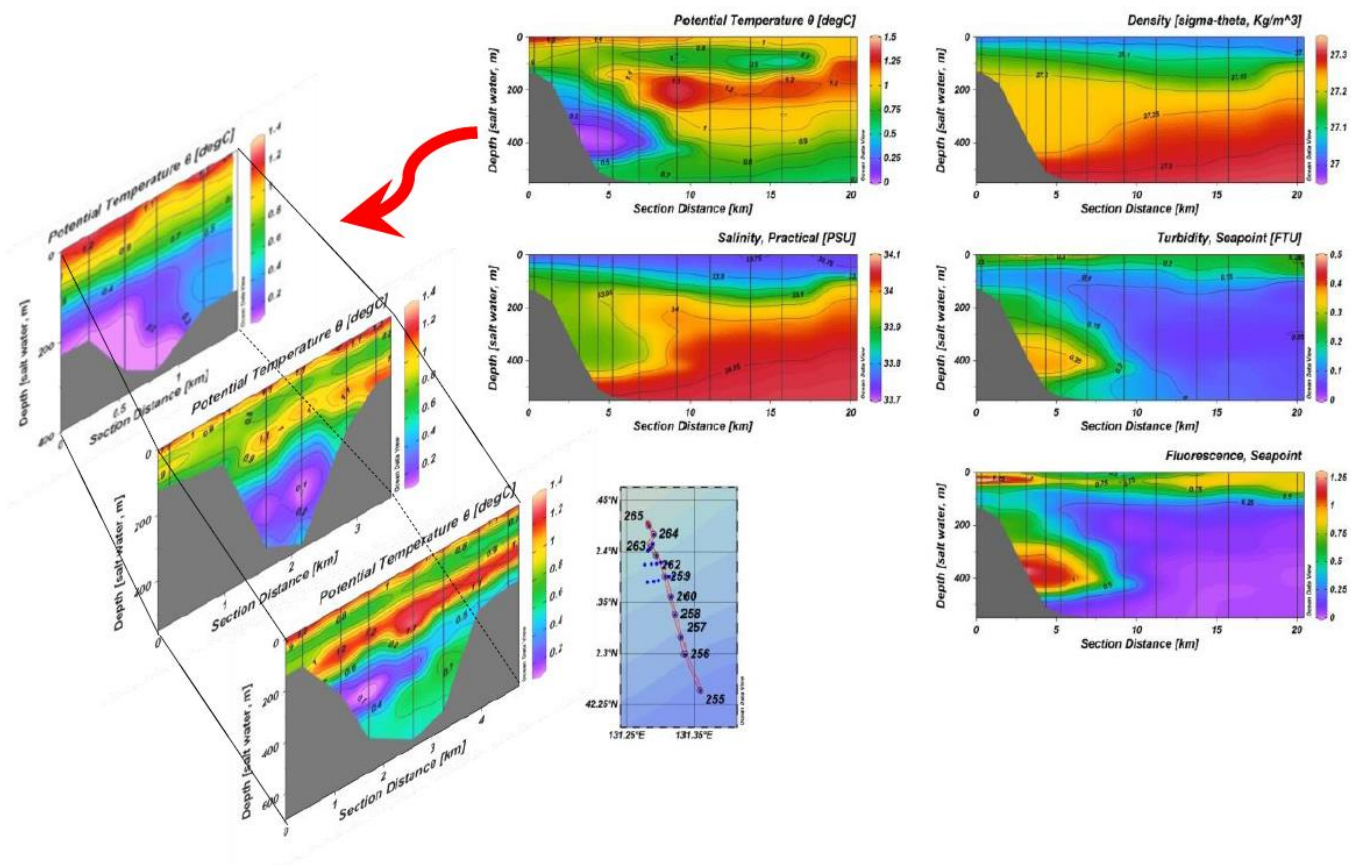


Рисунок 9.5 – Трехмерная структура каскадингового плума в поле температуры воды на континентальном склоне в районе залива Посыет в марте 2016 г.

## **10 Исследование синоптических и мезомасштабных процессов в прибрежных районах дальневосточных морей**

### **10.1 Исследование процессов в шельфовой зоне Японского и Охотского морей в летний период**

В летний период между весенней и осенней вспышками цветения фитопланктона продуктивность шельфа связана с тремя основными физическими процессами, обеспечивающими поступление биогенных элементов в верхний фотический слой океана – интенсивным вертикальным приливным перемешиванием, речным стоком и прибрежным ветровым апвеллингом. На шельфе Охотского моря расположены несколько устойчивых зон интенсивного приливного перемешивания, ограниченных фронтами приливного перемешивания. Она из таких зон – район Шантарских островов, другая - вход в залив Шелихова. Формирование субмезомасштабных вихрей на фронтах и их последующая адвекция в поле постоянных течений обеспечивают биологическую продуктивность прилегающих районов северо-западного шельфа Охотского моря. На северо-восточном шельфе острова Сахалин в период летних муссонных ветров наблюдается ветровой апвеллинг. Продуктивность прибрежной зоны у северо-западного побережья Японского моря в осенний период определяется ветровым апвеллингом (Жабин, Дмитриева, 2014). Шельф Охотского моря находится под прямым влиянием одной из самых многоводных рек восточной Азии – реки Амур.

Работы, выполненные в течении отчетного периода, позволяют рассмотреть характеристики ветрового апвеллинга у восточного побережья о. Сахалин (Жабин, Дмитриева, 2016) и у побережья Приморья (Жабин, Дмитриева, 2014). В ходе исследования влияния стока реки Амур на океанологические условия шельфовых районов Охотского и Японского морей рассмотрен гидрологический режим и процессы смешения речных и морских вод в Амурском лимане (Шулькин, Жабин, Абросимова, 2014; Стробыкина, Жабин и др., 2016).

**Влияние сезонной и синоптической изменчивости поля ветра на интенсивность апвеллинга у восточного побережья о. Сахалин и у побережья южного Приморья.** Под апвеллингом понимается выход более холодных вод с подповерхностных глубин в верхний слой океана. Прибрежный апвеллинг вызывается ветром, направленным вдоль побережья таким образом, что берег (в северном полушарии) расположен слева. В этом случае экмановский перенос, направленный от берега, выносит воды поверхностного слоя от побережья, что вызывает компенсационный подъем более холодных глубинных вод. Существует еще один процесс,

который играет существенную роль в динамике прибрежного апвеллинга - экмановская накачка, связанная с горизонтальной неоднородностью поля ветра. Положительная (отрицательная) завихренность касательного напряжения ветра приводит к дивергенции (конвергенции) ветровых течений и последующему подъему (опусканию) вод. На апвеллинг оказывают существенное влияние сезонная и синоптическая изменчивость поля ветра, плотностная стратификация и морфология шельфа. Ветровой апвеллинг относится к основным физическим процессам, определяющим продуктивность и биоразнообразие прибрежных районов океана.

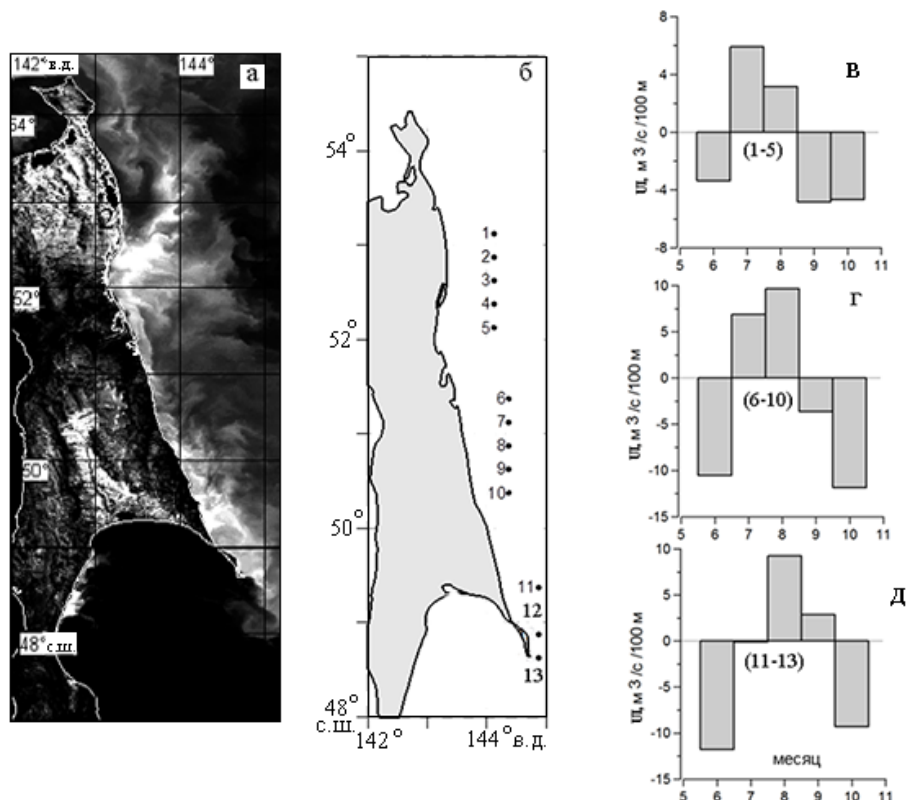


Рисунок 10.1 - Спутниковое ИК изображение (а) зоны апвеллинга у восточного побережья о. Сахалин (31. 08.2008), карта с точками расчетной сетки (б) и среднемесячные значения индекса апвеллинга в северной (в), центральной (г) и южной (д) частях шельфовой зоны. Светлые тона на ИК-снимке соответствуют холодным водам апвеллинга

Исходя из вышесказанного были сформулированы основные задачи исследования - на основе анализа спутниковых данных рассмотреть влияние сезонной и синоптической изменчивости поля ветра на интенсивность апвеллинга у восточного побережья о. Сахалин (Охотское море) и у южного Приморья (Японское море), оценить относительный вклад экмановского переноса и экмановской накачки в генерацию апвеллинга. Многолетние данные о



приводном ветре и распределении температуры поверхности моря были получены при помощи спутникового скаттерометра SeaWinds /QuikSCAT (1999-2009) и инфракрасного (ИК) - радиометра AVHRR-3, установленного на спутниках серии NOAA.

Интенсивность апвеллинга оценивалась по величине вызванного ветром направленного от берега экмановского переноса (индекс апвеллинга) и значениям вертикального переноса вод, связанного с экмановской накачкой. Полученные результаты показали, что апвеллинг у восточного побережья о. Сахалин (рисунок 10.1а) в основном связан с летними южными муссонными ветрами над акваторией Охотского моря. В северной и центральной частях восточносахалинского шельфа апвеллинг наблюдается в июле – августе. В южной части района у побережья полуострова Терпения апвеллинг начинается в августе и продолжается по сентябрь (рисунок 10.1б-д). Изменчивость продолжительности и интенсивности апвеллинга обусловлена региональными особенностями ветрового режима. Экмановский перенос и экмановская накачка вносят приблизительно равный вклад в генерацию апвеллинга. Показано, что апвеллинг, связанный с пространственной неоднородностью завихренности напряжения ветра, вызывает понижение температуры воды у восточного побережья о. Сахалин. Синоптическая изменчивость поля ветра над Охотским морем приводит как к апвеллингу, так и к даунвеллингу в прибрежной зоне о. Сахалин. Смена событий апвеллинга и даунвеллинга вызывает отрыв холодных вод от побережья и последующую адвекцию в сторону открытого моря.

У побережья южного Приморья апвеллинг (рисунок 10.2а) наблюдается в переходный период от летнего к зимнему типу муссонной атмосферной циркуляции (сентябрь-октябрь). Осенний апвеллинг определяется синоптической изменчивостью поля ветра, связанной с выходом атмосферных циклонов на территорию Приморья. Сезон с наиболее благоприятными для развития апвеллинга условиями соответствует периоду зимних муссонных ветров (ноябрь-февраль) с максимумом в январе. Получены количественные оценки интенсивности прибрежного апвеллинга у южного Приморья. Показано, что как экмановский перенос, так и экмановская накачка вносят вклад в генерацию ветрового апвеллинга в этом районе (рисунок 10.2б).

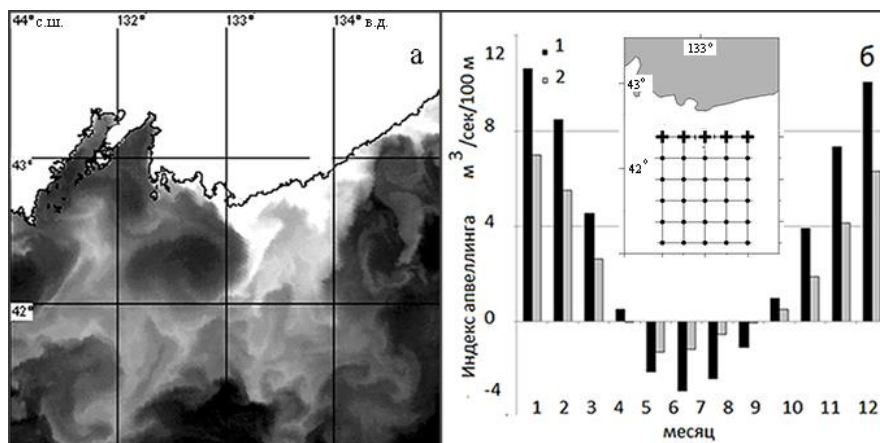


Рисунок 10.2 - Спутниковое ИК- изображение (а) зоны апвеллинга у побережья южного Приморья (23. 09. 2008) и средние значения экмановского переноса и экмановской накачки (б) в зоне апвеллинга. Светлые тона на ИК-снимке соответствуют холодным водам апвеллинга, темные – теплым водам открытой части Японского моря. Условные обозначения: 1– экмановский перенос, 2- вертикальный перенос, вызванный экмановской накачкой. На вставке показано положение узлов расчетной сетки

**Исследование океанологических условий в зоне влияния стока реки Амур.** Амур относится к наиболее многоводным рекам восточной Азии. Среднегодовой объем стока составляет около  $390 \text{ км}^3$ , 87% стока приходится на летние месяцы. Устьевая область реки включает в себя Амурский лиман и прилегающие участки шельфа Охотского и Японского морей. С другой стороны, Амурский лиман это мелководный и узкий пролив, соединяющий эти два моря. В рамках целевой программы ДВО РАН “Комплексные исследования природной среды бассейна р. Амур” в 2005–2009 гг. были выполнены экспедиционные работы в бассейне и устьевой области Амура. На основе анализа этих данных рассмотрены гидрологические процессы в Амурском лимане, определяющие смешение речных и морских вод. Обобщены сведения о гидрологическом режиме вод этого района. Исследована изменчивость поля солености в различные фазы гидрологического цикла реки (рисунок 10.3). Показано, что на водообмен в эстуарии реки Амур и распределение речного стока существенно влияют разность уровня между Японским и Охотским морями и ветровые течения. Летом сток Амура поступает в Охотское море, в период зимней межени сток направлен преимущественно в сторону Японского моря.

На стыке двух систем - реки и моря существуют биогеохимические барьеры. Эти зоны известны как маргинальные фильтры (Лисицин, 1994). Здесь наблюдается широкий спектр явлений: смешение речных и морских вод, осаждение крупных фракций взвешенного материала,

коагуляция глинистых частиц, физико-химическое взаимодействие веществ (флокуляция и коагуляция органических веществ и металлов, сорбция, десорбция), интенсификация биологических процессов. В свою очередь эти процессы находятся под влиянием изменений речного стока, зависят от характера плотностной стратификации вод и гидродинамических условий.

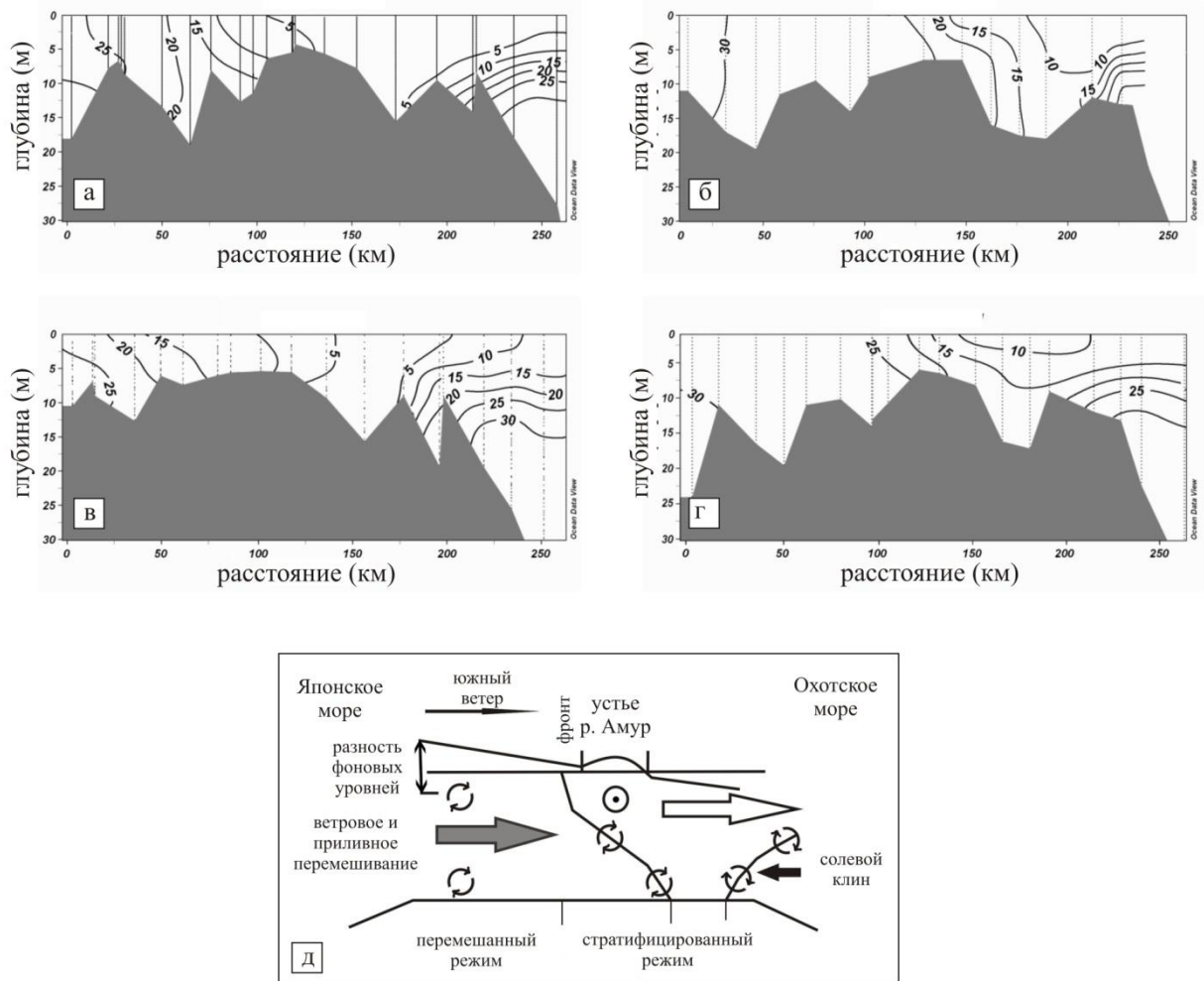


Рисунок 10.3 - Распределение солености, ‰, на продольном разрезе через Амурский лиман: а – июнь 2005 г, б – июль 2005, в – июнь 2006, г – июль 2007, д – схема, показывающая структуру вод лимана и основные структурообразующие процессы в летний период

Совокупность этих факторов влияет на функционирование морских экосистем в районах, находящихся под влиянием речного стока. Растворенная и взвешенная формы железа относятся к основным микробиогенным элементам, определяющим биопродуктивность прибрежных вод океана. Для оценки влияния речного стока на прилегающие морские акватории ключевым является

характер изменчивости солености, которая является наиболее удобным консервативным параметром, отражающим соотношение речных и морских вод в прибрежных акваториях. Распределение других компонентов относительно солености позволяет учесть изменение их концентрации за счет смешения и указывает на наличие/отсутствие физико-химических или биогеохимических процессов в водах с промежуточными значениями солености. Содержание растворенного железа в речных водах по крайней мере на порядок выше, чем в морских.

Эксперименты и полевые наблюдения показали, что флокуляция (преобразование органических и неорганических растворенных и коллоидных веществ во взвешенные частицы) растворенного железа идет на начальных стадиях смешения при солености меньше 5‰, а при солености около 15‰ она заканчивается практически полностью. В работе (Шулькин, Жабин, Абросимова, 2014) выполнен совместный анализ распределения солености, растворенных и взвешенных форм железа в Амурском лимане и Сахалинском заливе при различных объемах речного стока в летний период. Показано, что изменчивость величины стока реки Амур заметно влияет на распределение солености и железа в эстуарии (Амурском лимане). Зона солоноватых вод (соленость меньше 5‰) расположена в непосредственной близости от устья реки Амур, изохалина 10‰ может выходить за пределы Амурского лимана (рисунок 10.4). На уменьшение концентрации растворенного железа дополнительное воздействие оказывают коагуляционные процессы, связанные со смешением речных и морских вод.

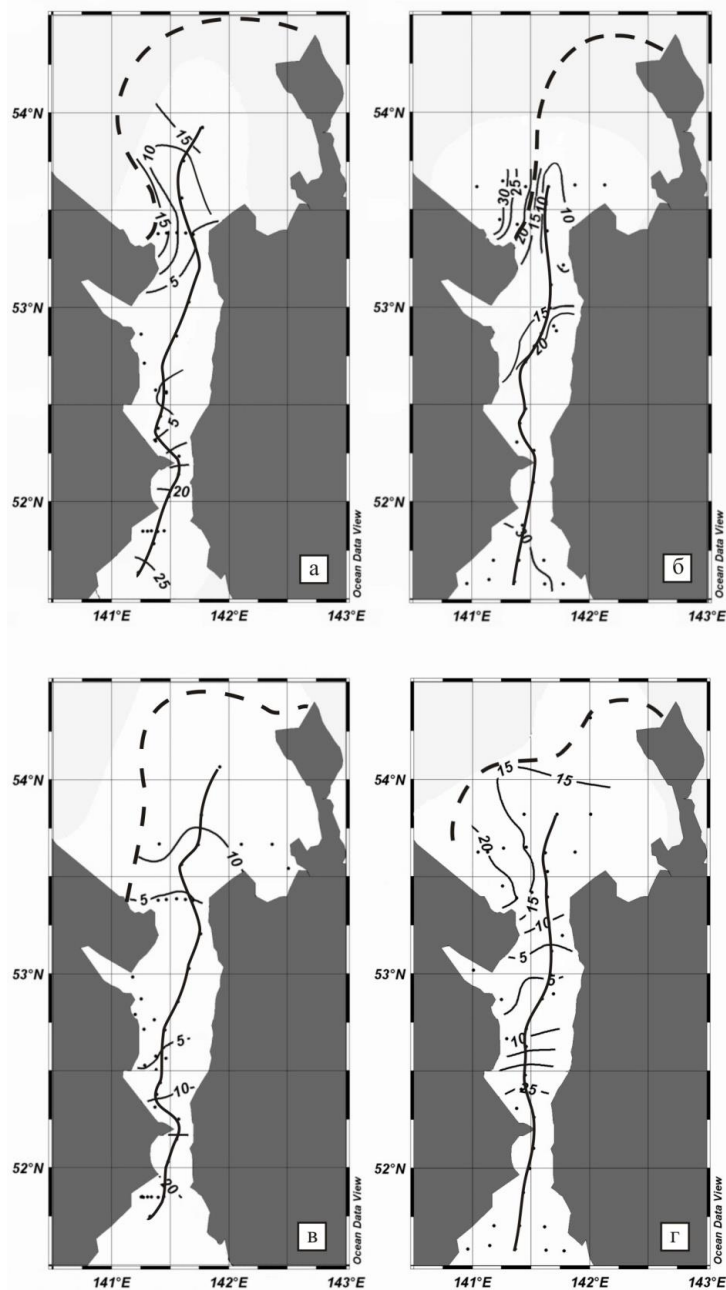


Рисунок 10.4 - Распределение поверхностной солёности в Амурском лимане при различных объёмах речного стока: (а) июнь 2005, 25600 м<sup>3</sup>/с; июль 2005, 16228 м<sup>3</sup>/с; июнь 2006, 15000 м<sup>3</sup>/с; июнь 2007, 14800 м<sup>3</sup>/с. Штриховая линия показывает границу стоковой линзы реки Амур определенную по спутниковым данным в инфракрасном диапазоне (AVHRR NOAA). Сплошная линия - положение разрезов, представленных на рисунке 10.3

Участок стоковой линзы реки Амур с солёностью 10-15‰ расположен в восточной части Сахалинского залива Охотского моря, толщина линзы распресненных вод не превышает 12 м.

Объем и соленость стоковой линзы определенно зависит от величины речного стока, однако форма и размеры линзы в основном определяются локальными ветровыми условиями. За пределами стоковой линзы концентрации железа соответствуют фоновым значениям для морских вод.

## 10.2 Исследование процессов в районе южных Курильских островов

К субмезомасштабным процессам относятся стримеры (струйные течения на периферии мезомасштабных вихрей), поперечные струйные течения в системах прибрежного апвеллинга (filaments) и мелкомасштабные вихри. Эти явления наблюдаются во фронтальных зонах и при взаимодействии мезомасштабных (синоптических) вихрей с водами прибрежных районов. Характерные горизонтальные масштабы субмезомасштабных структур составляют 0.1–10 км, вертикальные –10–100 м, временные – 1–10 дней. Субмезомасштабные процессы играют важную роль в горизонтальном и вертикальном переносе массы, плавучести и трассеров в верхнем слое океана. Субмезомасштабная изменчивость рассматривается как промежуточное звено в переносе энергии от мезомасштабных движений (горизонтальный масштаб ~100 км) к мелкомасштабной турбулентности. Прямые инструментальные наблюдения субмезомасштабных процессов практически отсутствуют, что связано в первую очередь с пространственными и временными масштабами этих структур. Для исследования субмезомасштабной изменчивости можно использовать спутниковые данные высокого и среднего разрешения (Ivanov, Ginzburg, 2002). В настоящее время в связи с сокращением морских экспедиционных исследований спутниковые данные становятся одним из основных источников информации об океанологических условиях Охотского моря. На основе комплексного анализа спутниковой информации в этом разделе отчета проведено исследование субмезомасштабных процессов в районе Курильских островов и взаимодействия мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей в глубоководной Курильской котловине Охотского моря.

Объединенный многолетний массив данных спутниковой альтиметрии проекта AVISO об аномалиях уровня моря (пространственное разрешение 1/3 град, интервал осреднения – 5 дней) дает возможность рассмотреть мезомасштабную изменчивость в глубоководной части Охотского моря. Архивы изображений поверхности моря в инфракрасном диапазоне спектра, полученные с ИСЗ серии NOAA (пространственное разрешение 1.1 км) и спутников Landsat 5 и 7 (разрешение 80–120 м), можно использовать для изучения субмезомасштабных процессов в прибрежных районах Охотского моря. Данные о концентрации хлорофилла *a*, полученные при помощи сканирующих спектрорадиометров SeaWiFS и MODIS Aqua (пространственное разрешение

исходных данных 1 км) позволяют рассмотреть особенности распределения фитопланктона в районах с высоким уровнем субмезомасштабной активности (рисунки 10.5-10.7).

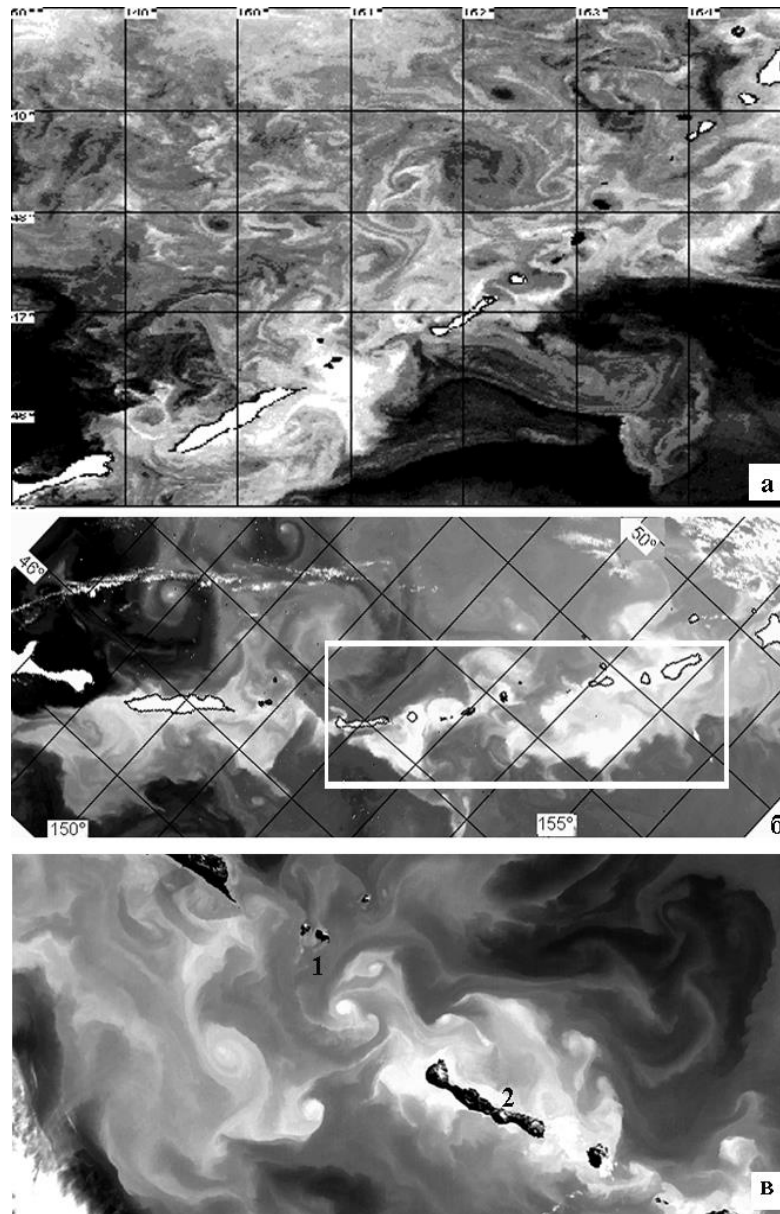


Рисунок 10.5 - Инфракрасные изображения зоны интенсивного приливного перемешивания на шельфе Курильских островов, полученные 14 мая 2001 г (а, AVHRR NOAA), 15 октября 2004 г (б, AVHRR NOAA) и 26 октября 2008 (в, Landsat-7 ETM+, тепловой инфракрасный диапазон).

Холодным водам соответствует светлый тон изображения, теплым – темный. Условные обозначения: 1- пр. Буссоль; 2- о. Симушир; 3- о. Уруп. Белым прямоугольником показано положение зоны интенсивного приливного перемешивания

Спутниковые ИК изображения (AVHRR NOAA, рисунок 10.5а, б) и Landsat 7 ETM+ , рисунок 10.5в) показывают, что в центральной и северной частях Курильской котловины постоянно наблюдаются субмезомасштабные вихри, имеющие диаметр 3–10 км. Наибольшее количество субмезомасштабных вихрей обычно регистрируется в районе, прилегающем к центральной части Курильских о-вов. На шельфе и в проливах Курильской гряды наблюдаются сильные приливные течения, связанные в основном с главной лунно-солнечной деклиационной суточной приливной волной K1. В районах с высоким уровнем диссипации кинетической энергии приливов за счет придонного трения (шельф, проливы, банки) формируются перемешанные по вертикали стационарные зоны с резкими фронтальными границами, называемыми фронтами приливного перемешивания.

По спутниковым данным (рисунок 10.5б) основная зона приливного перемешивания расположена на шельфе центральной части Курильской островной дуги между прол. Буссоль и Четвертым Курильским прол. Область приливного перемешивания на спутниковых ИК изображениях в летний период выделяется как зона минимальных значений температуры поверхности моря. Эта зона приливного перемешивания характеризуется высоким уровнем диссипации энергии приливов. При определенных условиях фронты приливного перемешивания могут становиться неустойчивыми, что приводит к формированию субмезомасштабных вихрей. Анализ архива свободных от облачности спутниковых ИК изображений (AVHRR NOAA, Landsat 5 TM и Landsat 7 ETM+, 2003–2012 гг.) показал, что субмезомасштабные вихри периодически формируются на отдельных участках курильского фронта приливного перемешивания. Субмезомасштабные вихри в основном являются циклоническими. По спутниковым ИК данным ядро субмезомасштабных вихрей в поверхностном слое содержит холодные (теплый период года) или теплые (зимний период) воды курильской зоны приливного перемешивания. Наибольшее количество субмезомасштабных вихрей на спутниковых ИК изображениях наблюдалось в районе прол. Буссоль. Субмезомасштабные вихри наблюдались как в самом прол. Буссоль (рисунок 10.5в), так и вблизи мыса на южной оконечности о-ва Симушир. В качестве основного механизма генерации субмезомасштабных вихрей в таких районах обычно рассматриваются эффекты, возникающие при взаимодействии приливных и постоянных течений с неоднородностями рельефа дна (банки и материковый склон) и береговой линии (Signell, Geyer, 1991).

Общее представление о структуре мезомасштабного вихревого поля (горизонтальный масштаб ~ 100 км) в Курильской котловине можно получить при помощи совместного анализа спутниковых ИК изображений и поля скорости поверхностных геострофических течений, рассчитанных по данным альтиметрии (рисунок 10.6).



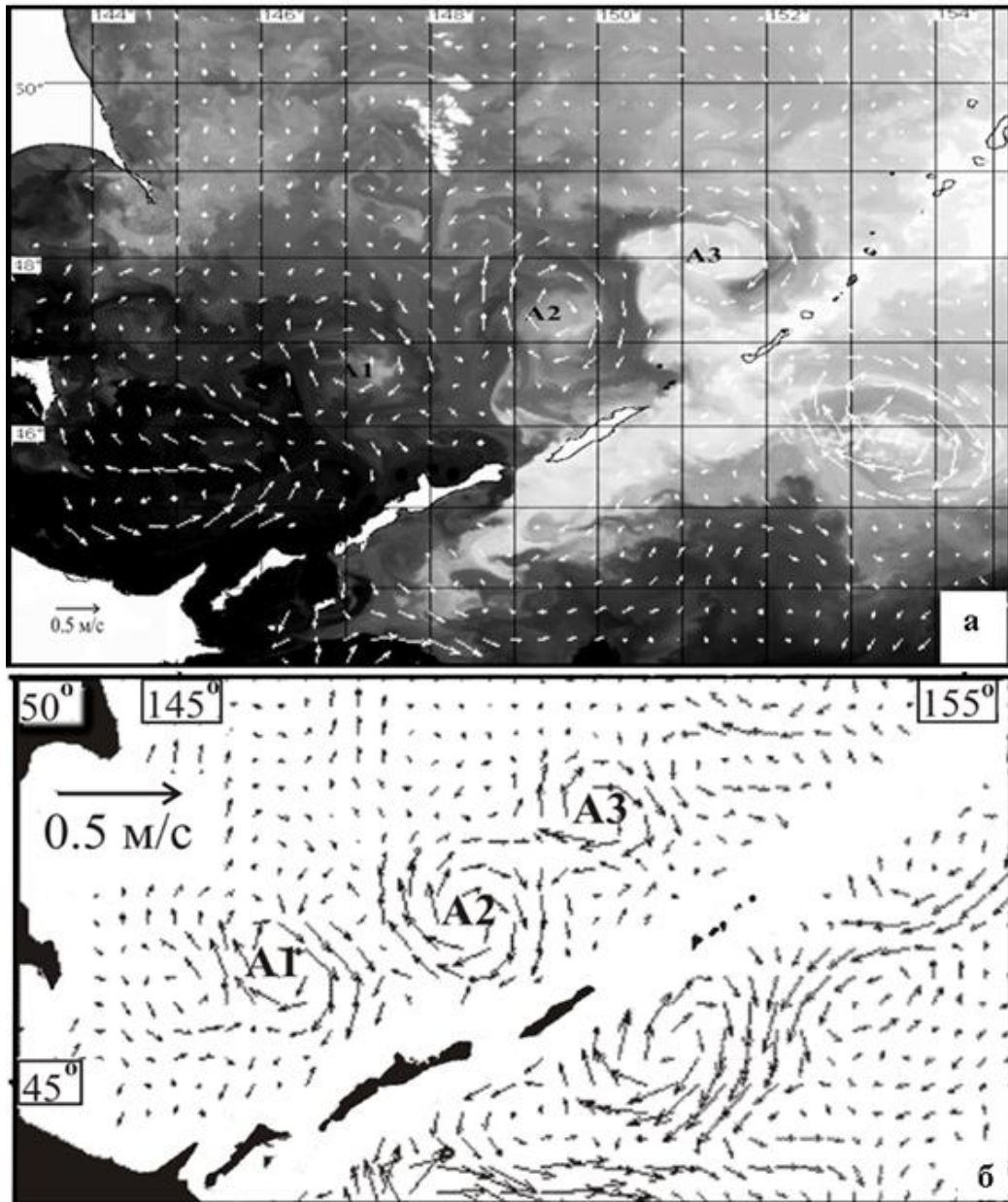


Рисунок 10.6 - Инфракрасное изображение Охотского моря (а), полученное 12 сентября 2010 г. (AVHRR NOAA) и среднее поле поверхностных геострофических течений в сентябре (б), рассчитанное по данным спутниковой альтиметрии AVISO для периода с 2000 по 2011. На ИК-изображение нанесены вектора поверхностных геострофических течений, полученные по данным спутниковой альтиметрии AVISO (9 - 13 сентября 2010 г). Холодным водам соответствует светлый тон ИК-изображения, теплым – темный. Синоптические вихри обозначены символами А1, А2 и А3

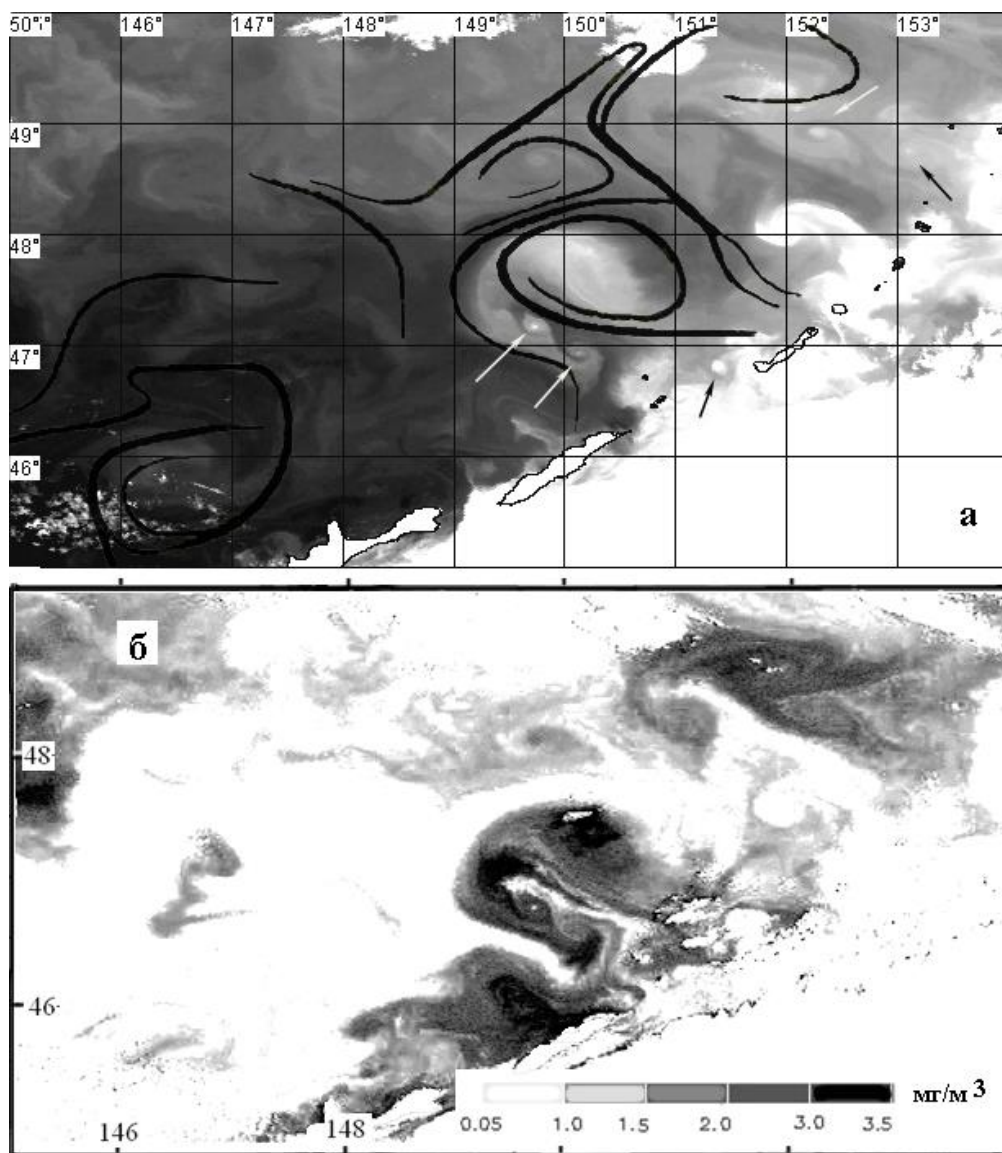


Рисунок 10.7 - Инфракрасное изображение северо- западной части Курильской котловины Охотского моря, полученное 5 сентября 2005 г. (а, NOAA AVHRR, холодным водам соответствует светлый тон изображения, теплым водам– темный) и хлорофилла а (б, MODIS Aqua, 5 сентября 2005 г) . На инфракрасном изображении показано распределение наибольших показателей Ляпунова, рассчитанных на 5 сентября 2005 г. ( $\lambda > 0.5$  день<sup>-1</sup>). Стрелками показано положение мезомасштабных вихрей

Спутниковые данные показывают, что циркуляция вод в глубоководной части Охотского моря в основном определяется тремя квазистационарными антициклоническими вихрями, расположенными вдоль оси Курильской котловины. Спутниковые наблюдения показывают (рисунок 10.7а), что субмезомасштабные циклонические вихри, которые формируются в районе

пролива Буссоль и на курильском фронте приливного перемешивания, взаимодействуют с северным мезомасштабным антициклоническим вихрем, расположенным в районе прол. Буссоль (на рисунке 10.6 этот вихрь обозначен как А3).

При этом активность такого взаимодействия зависит от положения и интенсивности вихря А3. По спутниковым данным, полученным как в летне-осенний, так и в весенний периоды, на юго-восточной периферии вихря А3 обычно наблюдалась цепочка из двух–пяти субмезомасштабных вихрей. Эти субмезомасштабные вихри определяют формирование холодного (в летнее - осенний период) или теплого (зимний и весенний периоды) ядра мезомасштабного вихря А3 в поверхностном слое. Температура в ядрах субмезомасштабных вихрей соответствовала температуре вод курильской зоны интенсивного приливного перемешивания. Субмезомасштабные вихри прослеживались на расстоянии до 70 км от прол. Буссоль. Время существования субмезомасштабных вихрей при скорости среднего течения на периферии вихря А3 0.1 м/с составляет 8–10 дней. Анализ многолетнего ряда спутниковых ИК данных (AVHRR NOAA) и данных объединенного массива альтиметрических наблюдений AVISO, сентябрь 2003–2012 гг.) показал, что ситуации, при которых мезомасштабный вихрь А3 взаимодействует с субмезомасштабными вихрями, генерируемыми в районе прол. Буссоль, являются типичными. При этом интенсивность такого взаимодействия зависит в основном от положения вихря А3 относительно прол. Буссоль и, в меньшей степени, от величины аномалии уровня моря в центре вихря.

В последнее время в океанологии начали использоваться методы и средства, разработанные в нелинейной динамике и теории динамических систем (Samelson, 2013). Лагранжева диагностика, основанная на расчете различных локальных показателей Ляпунова, позволяет выделять устойчивые во времени и в пространстве динамические структуры в поле скорости поверхностных течений. Показатели Ляпунова, определенные по масштабу, дают возможность рассмотреть эффекты, связанные с относительной дисперсией (горизонтальным неоднородным перемешиванием вод) и выделить районы и структуры с различным динамическим режимом (Aurellet al., 1997). При расчете определенного по масштабу показателя Ляпунова  $\lambda = 1/\tau(\log(\delta\tau/\delta_0))$  определяется время  $\tau$ , за которое две частицы жидкости, первоначально находящиеся на расстоянии  $\delta_0$ , двигаясь по своим траекториям, расходятся на расстояние  $\delta\tau$ . В этом случае показатели Ляпунова характеризуют экспоненциальную скорость расхождения траекторий близлежащих частиц жидкости.

При обратном интегрировании по времени области наибольших значений показателя Ляпунова приблизительно соответствуют неустойчивым многообразиям гиперболических траекторий, по которым двигаются частицы жидкости. Эти области соответствуют зонам

наибольшего растяжения пятен пассивного трассера. С другой стороны, траектории частиц не могут пересекать неустойчивые многообразия. Поэтому неустойчивые многообразия являются транспортными барьерами, ограничивающими и определяющими движение жидкости. Обратное интегрирование по времени дает возможность установить положение транспортных барьеров, ограничивающих так называемые “транспортные коридоры”, по которым происходит адвективное движение, и определить происхождение вод, которые распространяются по этим транспортным коридорам. На рисунке 10.7а показано распределение показателей Ляпунова в Курильской котловине, рассчитанное на 5 сентября 2004 г. На карте отчетливо выделяется район, динамический режим которого определяется квазистационарным антициклоническим мезомасштабным вихрем А3. Области наибольших значений показателя Ляпунова (сгущения изолиний, проявляющиеся как “хребты” или “гребни” на карте) четко оконтуривают эту устойчивую динамическую структуры. Поскольку хребты соответствуют транспортным барьерам, которые ограничивают и определяют движение жидкости, можно определить положение транспортного коридора, по которому происходит горизонтальная адвекция вод из района формирования субмезомасштабных вихрей.

На рисунке 10.5а видно, что субмезомасштабные вихри, которые взаимодействуют с вихрем А3, формируются в р-не прол. Буссоль. Сгущение линий наибольших значений показателя Ляпунова на восточной периферии вихря А3 соответствует области с высокой относительной дисперсией частиц жидкости и служит индикатором активного перемешивания вод. В этом районе вихри должны “угасать”, перемешиваясь с окружающими водами за счет горизонтальной турбулентной диффузии. В центральной части вихря происходит аккумуляция холодных трансформированных вод, переносимых субмезомасштабными вихрями из зоны интенсивного приливного перемешивания. Лагранжевы характеристики можно использовать для исследования распределения такого параметра, как хлорофилл *a*, который характеризует биомассу фитопланктона.

На рисунке 10.7б показано распределение хлорофилла *a*, рассчитанного по данным спектрорадиометра MODIS Aqua, полученным 5 сентября 2005 г. На карте видно, что в центре вихря А3 наблюдались высокие для глубоководной части Охотского моря в целом значения содержания хлорофилла *a*. Вторая область с относительно высоким содержанием этого пигмента была расположена в пределах основного транспортного коридора, соединяющего зону генерации субмезомасштабных вихрей в районе прол. Буссоль с ядром вихря А3. Концентрации хлорофилла *a* в пределах Курильской зоны интенсивного приливного перемешивания и в ядрах субмезомасштабных вихрей характеризовались локальными минимумами.

Известно, что в зонах интенсивного приливного перемешивания наблюдается разрушение или существенное ослабление стратификации вод. Низкая температура в этой зоне в теплый период года поддерживается за счет вертикального перемешивания верхнего слоя с водами подповерхностного холодного слоя с высоким содержанием биогенных элементов. Таким образом, приливное перемешивание поддерживает постоянное поступление биогенных элементов в верхний слой моря. С другой стороны, отсутствие стратификации в зонах приливного перемешивания является фактором, отрицательно влияющим на продукцию фитопланктона, поскольку при таких толщинах перемешанного слоя начинают действовать ограничения по световому режиму. В открытой стратифицированной части Охотского моря относительно тонкий верхний слой толщиной 10–15 м отделен от нижележащих вод резким слоем скачка плотности. Недостаток биогенных элементов ограничивает развитие фитопланктона в поверхностных водах в летний период. Анализ распределения хлорофилла *a* показал, что субмезомасштабные вихри обеспечивают адвекцию вод с высоким содержанием биогенных элементов из курильской зоны интенсивного приливного перемешивания в стратифицированную глубоководную часть Охотского моря и поддерживают высокий уровень биомассы фитопланктона в этом районе. Разрушение субмезомасштабных вихрей за счет горизонтальной турбулентной диффузии и последующая рестратификация поверхностного слоя создают благоприятные условия для летнего цветения фитопланктона в центре вихря А3.

Таким образом, квазистационарный вихрь А3 обеспечивает постоянное поступление биогенных элементов по транспортному коридору, связывающему зону генерации субмезомасштабных вихрей с центром вихря, где наблюдаются наибольшие концентрации хлорофилла *a*. По среднесуточным данным (2003–2010 гг., объединенный массив SeaWiFS и MODIS Aqua, биооптическая модель JMA), полученным в летний период (июль–сентябрь), среднее содержание хлорофилла *a* в южной части Курильской котловины составляло 0.48 мг/м<sup>3</sup>. В район вихря А3 концентрация хлорофилла *a* составляла 1.01 мг/м<sup>3</sup>. Сравнение полученных оценок показывает, что в летний период продукция фитопланктона в зоне влияния вихря А3 приблизительно в 2 раза превышает продукцию в южной части Охотского моря.

На основе комплексного анализа спутниковой информации проведено исследование взаимодействия мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей в глубоководной Курильской котловине Охотского моря. Показано, что субмезомасштабные процессы (мелкомасштабные вихри и стримеры) определяют взаимодействие мезомасштабных вихрей с водами зоны интенсивного приливного перемешивания, расположенной на шельфе Курильских островов. Субмезомасштабные циклонические вихри устойчиво формируются на фронтах приливного перемешивания и в районе пролива Буссоль. Формирование и разрушение субмезомасштабных

вихрей за счет горизонтального перемешивания приводит к поступлению холодных и богатых биогенными элементами вод зоны интенсивного приливного перемешивания в глубоководную Курильскую котловину. За счет взаимодействия субмезомасштабных и мезомасштабных вихрей в поверхностном слое северо-восточной части Охотского моря в летний период по спутниковым данным наблюдаются повышенные концентрации хлорофилла а.

По результатам исследований опубликованы статьи в рецензируемых журналах (Шулькин и др., 2014; Стробыкина и др., 2016), которые индексируются в РИНЦ, Web of Science, Scopus. Журналы, где опубликованы статьи (Жабин, Андреев, 2014; Жабин, Дмитриева, 2014; Жабин, Дмитриева, 2016), индексируются в РИНЦ.

### **10.3 Моделирование циркуляции синоптического и субсиноптического масштабов в заливе Петра Великого и прилегающей части Японского моря.**

На основе спутникового мониторинга и численного гидродинамического моделирования разномасштабной циркуляции в заливе Петра Великого и прилегающей части Японского моря показана внутрисезонная изменчивость циркуляции синоптического и субсиноптического масштабов на внешнем и внутреннем шельфе залива. Использовалась нестационарная квазиизопикническая модель циркуляции океана с кинематическим граничным условием для вертикальной составляющей скорости на морской поверхности. Модель разработана Н.Б. Шапиро и Е.Н. Михайловой в Морском гидрофизическом институте (МГИ) РАН (Севастополь). В ТОИ ДВО РАН применяется адаптированная версия модели (Шапиро, Михайлова, 2001) для условий существенно неоднородного рельефа дна залива и глубокого моря, неодносвязной расчетной области залива, включающей многочисленные острова и проливы.

Выполнен численный эксперимент с пространственным разрешением 1.25 км для замкнутой области моря, включающей залив Петра Великого, шельф Приморья и значительную по площади прилегающую часть Японской котловины. На боковых границах расчетной области и дне моря задавались условия прилипания. Внешние поля напряжения трения ветра, скорости ветра, потока коротковолновой радиации, температуры и влажности воздуха, скорости выпадения атмосферных осадков и облачности задавались с суточным разрешением по данным метеорологического реанализа (NCEP/NCAR). Начальными условиями для температуры и солёности в каждом модельном слое морской воды являются сглаженные горизонтально неоднородные крупномасштабные поля температуры и солёности на изопикнических поверхностях, построенные по данным СТД съёмок всего моря в конце июля – начале августа 1999 г. по международному

проекту CREAMS2. Начальные поля для температуры, солёности морской воды и скорости течения не содержат элементов циркуляции синоптического масштаба.

Интегрирование модели производилось на один год после согласования начальных условий – запуска модели с повышенной горизонтальной вязкостью на срок около одного месяца. Для моделирования вихрей и струйных течений после согласования начальных условий в модели минимизировались коэффициенты горизонтальной, вертикальной вязкости, турбулентной диффузии тепла и соли. Рельеф дна не сглаживался и соответствовал разрешению модели. В модельном эксперименте на шельфе залива Петра Великого и над прилегающим материковым склоном Центральной котловины Японского моря формируются системы разветвленных струйных течений и вихрей синоптического и субсиноптического масштабов (рисунки 10.8, 10.9). Моделируемые разномасштабные течения и вихри подвержены значительному влиянию синоптических и сезонных процессов в атмосфере, в том числе изменения напряжения трения ветра и результирующего потока тепла на морской поверхности.

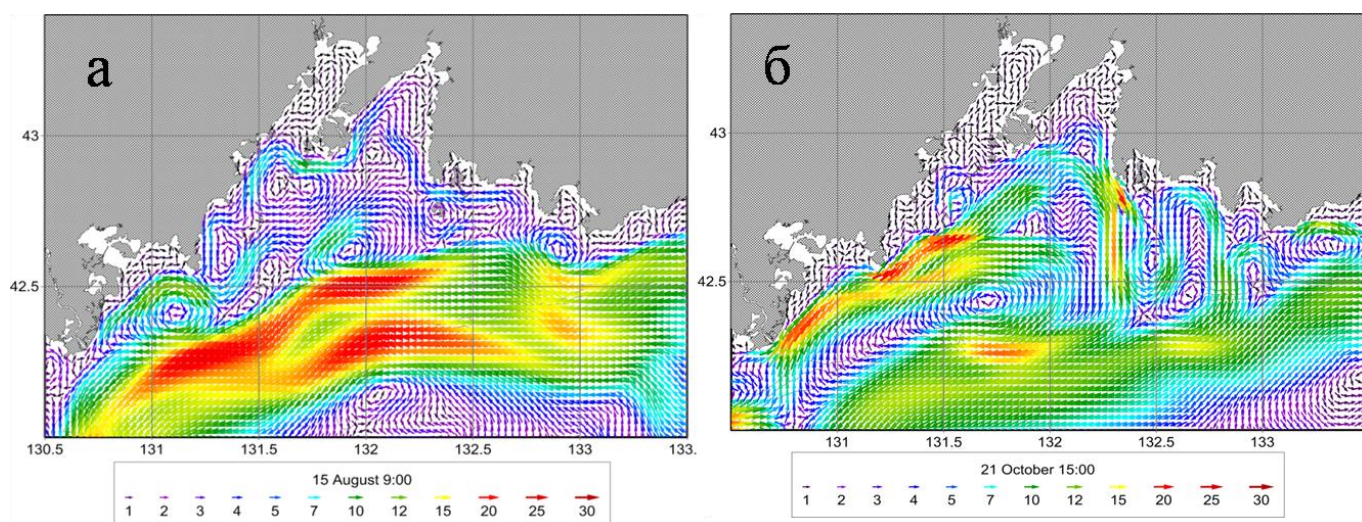


Рисунок 10.8 - Скорость течения в верхнем перемешанном слое моря 15 августа (а) и 21 октября (б) модельного года в численном эксперименте с квазиизопикнической моделью циркуляции с горизонтальным разрешением 1250м

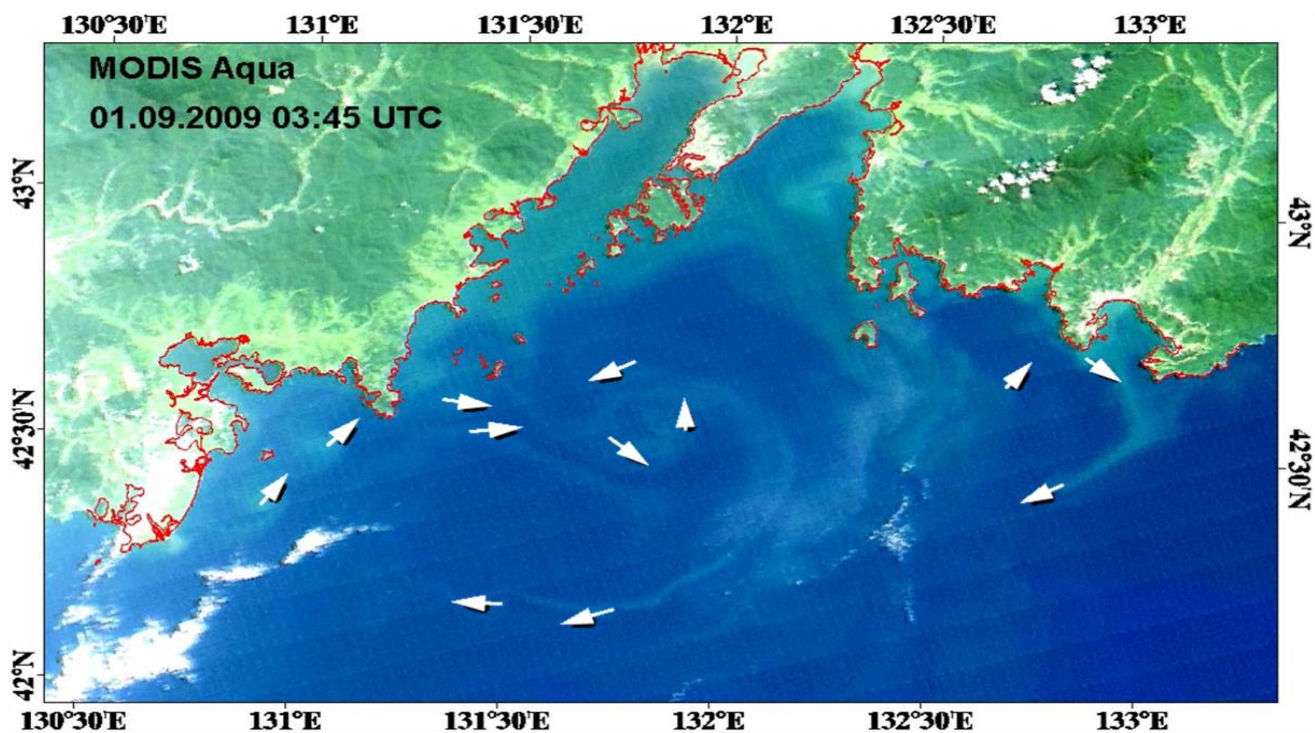


Рисунок 10.9 - Изображение со спутника Модис Аква в видимом диапазоне за 1.09.2009. Стрелками показаны вектора течений на поверхности, рассчитанных по паре изображений с двух спутников

Определены особенности формирования и эволюции вихрей синоптического и субсиноптического масштабов в теплый период года и начале холодного сезона. Антициклонические вихри, образующиеся над континентальным склоном Приморья, в том числе у мыса Поворотный, летом перемещаются на запад, на внешний шельф залива Петра Великого. В конце августа - сентябре наиболее устойчивый антициклон фиксирует свое положение у западной границы залива на траверзе мыса Гамов. Осенью формируется устойчивое юго-западное течение вдоль западного склона шельфа залива Петра Великого. Это юго-западное течение значительно усиливается, становится наиболее протяженным в западной и центральной части залива при смене летнего муссона на зимний в середине октября (рисунок 10.8б). Соответственно, в октябре при смене муссона и заглуплении пикноклина отмеченный западный антициклон перемещается на восток в центральную часть внешнего шельфа залива.

На западной и северной периферии синоптических антициклонов образуются короткоживущие циклонические вихри субсиноптического масштаба, которые могут перемещаться по часовой стрелке вдоль контура антициклона вниз по потоку течения в антициклоне. При значительной толщине верхнего перемешанного слоя и ослаблении



вертикального градиента плотности в сезонном пикноклине в конце в конце теплого периода года (сентябре - октябре) субсиноптические циклоны наиболее выражены и охватывают всю толщу стратифицированных шельфовых вод. Характерные особенности синоптической и сезонной изменчивости моделируемой системы разномасштабных вихрей и струйных течений в заливе Петра Великого подтверждаются результатами мультканального спутникового мониторинга высокого разрешения (NOAA AVHRR, Aqua (MODIS, рисунок 10.9), Landsat-5, Landsat-7).

В отличие от наших предшествующих численных экспериментов по моделированию разномасштабной циркуляции в заливе, результаты которых опубликованы в 2012-2013 гг., в рассматриваемом эксперименте удалось использовать наиболее реалистичный не сглаженный рельеф дна в заливе, над континентальным склоном и в глубокой части моря. В этом случае моделируются более интенсивные струйные течения и их бифуркация как над склонами шельфа залива, так и над континентальным склоном Японской котловины (рисунок 10.8). При одинаковом горизонтальном разрешении диаметр антициклонических вихрей, образующихся над кромкой шельфа и континентальным склоном, заметно уменьшается, как и наклон вертикальной оси этих вихрей в сторону шельфа. В отличие от предшествующих экспериментов со сглаженным рельефом дна диаметр вихрей не завышается. Кроме того, положения центров вихрей в различные месяцы летнего и осеннего сезонов точнее соответствуют данным контактными и дистанционными наблюдений. При тонком верхнем перемешанном слое и хорошо выраженном сезонном слое скачка плотности антициклонические вихри синоптического масштаба, формирующиеся в главном пикноклине над склоном внешнего шельфа залива и континентальным склоном Японской котловины в начале теплого периода года, могут не проявляться на поверхности моря, как и вихри в Японской котловине (Prants et al., 2015).

Из практики поиска лодок, потерявших управление в центральной части залива Петра Великого, следует, что даже при слабом ветре они часто перемещаются в направлении, противоположном направлению основных течений залива, приведенных в лоции, атласах и обобщенных схемах течений. Причиной этого несоответствия является показанная в данной работе значительная внутрисезонная и синоптическая изменчивость вихревой структуры течений в заливе (Пономарев и др., 2015).

По результатам проведенных исследований опубликованы статьи в журналах (Пономарев и др., 2015б – РИНЦ; Prants et al., 2015 – WoS).

## 11. Мониторинг течений и температуры воды в заливе Посъет

**Изменчивость прибрежных течений в бухте Витязь и в заливе Посъет.** Создаваемые физически обоснованные математические модели мелкомасштабных явлений в океане и атмосфере требуют тщательного исследования и параметризации процессов, имеющих характерные пространственные масштабы. В число таких процессов попадают многие волновые явления на границе раздела воздушной и водной сред и в толще атмосферы и океана. Это мелкомасштабные процессы перемешивания, формирования тонкой структуры стратификации и т. п. В частности, большое влияние на интенсификацию процессов массопереноса и диссипации энергии в прибрежной зоне океана оказывают особенности распространения нелинейных внутренних волн и гравитационных течений. Определение основных гидродинамических параметров таких течений имеет большое значение, как для уточнения граничных условий при проведении математического моделирования и интерпретации данных натурных наблюдений в шельфовой зоне, так и для оценки интенсивности ряда локальных процессов. Например, динамики перемешивания и распространения фронтов теплых и холодных вод в прибрежной зоне при взаимодействии стратифицированных приливных течений с шельфом. Однако до настоящего времени режим течений в заливе Посъет и бухте Витязь исследован недостаточно, сведения о течениях, максимальных их значениях, преобладающих направлениях и тому подобное в основном основаны на суточных, полусуточных и разовых инструментальных измерениях выполненных в 60-80-х годах прошлого столетия в бухтах залива Посъет. Условия обмена вод б. Витязь с водами открытой части залива Посъет также слабо исследованы. Практически отсутствуют инструментальные измерения течений в зимний период. Максимальные по продолжительности серии наблюдений на автономных буйковых станциях (АБС) (недельные) выполнены Приморским управлением гидрометеорологической службы (ПУГМС) в 1979 - 1984 г.г.[1], в б. Троица и вблизи неё. Точечные измерения течений с помощью вертушек проводились в начале этого столетия на гидрологических разрезах Карнауховым А.А., и Лучиным В.В.

На рисунке 11.1 показан район работ с местами постановок измерителей течений, для длительных измерений, в 2004, 2009-2013 г.г. В заливе Посъет, кроме двух АБС в 2004 г., измерения течений проводились на суточных станциях в теплое время года. В западной части б. Витязь и в точке южнее п-ова м. Шульца измерения проводились на глубинах от 18 до 33 м, продолжительностью от нескольких дней до месяца.

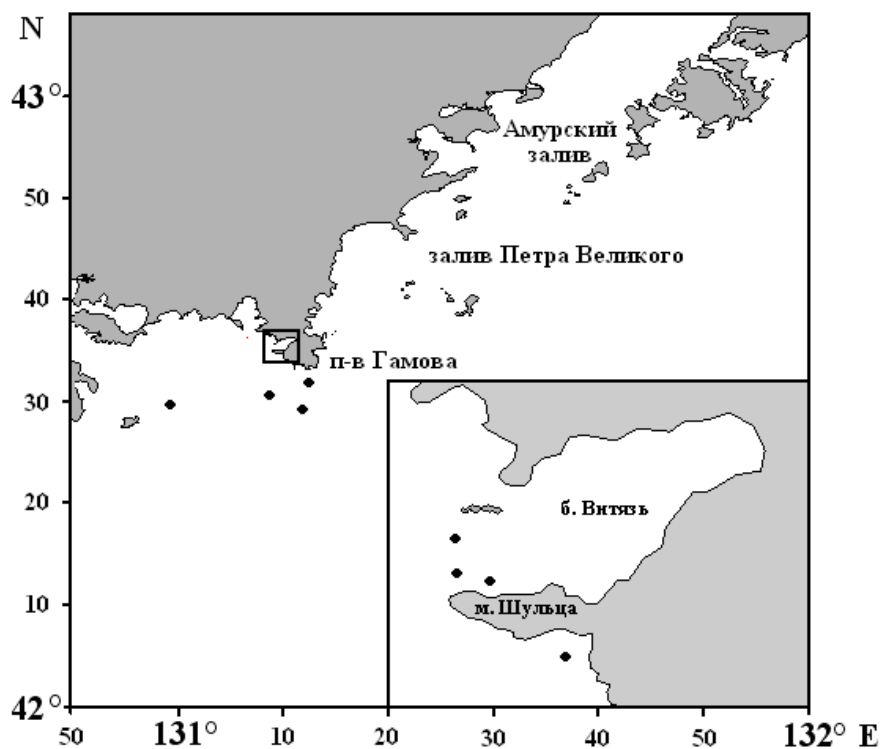


Рисунок - 11.1. Карта района работ; показаны места постановок измерителей течений

В таблице 11.1 приведены сведения о сроках проведения измерений течений в летне-осенний период в б. Витязь и зал. Посъет.

Использовался комплекс аппаратуры:

- Автономный измеритель направления и скорости течения и температуры воды «Поток»
- Акустические измерители течений RDCP (AANDERAA) и Аргонавт SonTek. Измеряемые параметры: скорость и направления течений по горизонтам, температура воды в придонном слое, уровень воды над прибором. Частоту опроса и расстояние между горизонтами необходимо задавать непосредственно перед включением прибора.

- Электромагнитные измерители течений S4 и Infinity. Измеряемые параметры: скорость и направления течений на горизонте, температура воды. Частоту опроса и расстояние между горизонтами необходимо задавать непосредственно перед включением прибора.

Таблица 11.1 Проведение измерений (приборы, сроки, дискретность измерений)

Прибор/Измерения	Сроки измерений	Примечания
2 измерителя течений и температуры воды Поток, южнее м. Гамова [2]	Сентябрь-октябрь.2004	Дискретность измерений - 7.5 мин
RDCP (AANDERA) и 2 S4 в бухте Витязь и южнее м. Шульца	Август-сентябрь 2009	Дискретность измерений - 2 мин
S4 в бухте Витязь	Август-сентябрь 2010	Дискретность измерений - 2 мин
Акустический измеритель течений Argonaut SonTek (2), Электромагнитный измеритель течений Infinity (3)	Август-сентябрь.2011, Май, сентябрь, октябрь 2012 Май, август, сентябрь 2013	Дискретность измерений – 15 сек, 1-2 мин

На рисунке 11.2 представлены измеренные в заливе Посьет скорости и направления течений в августе 2013 г., в точке расположенной в 3 км южнее м. Шульца на глубине 41 м. Максимальные скорости течения отмечены в приповерхностном слое, где сказывалось влияние ветра. На глубине термоклина скорость течения достигала 0.5 м/с. В придонном слое до 0.2-0.3 м/с. Преобладали течения северного направления, при этом наблюдалась большая изменчивость течений по направлению и скорости, связанная с влиянием изменчивости поля ветра, приливов и генерацией внутренних волн. Во время прохождения внутренних волн на разных горизонтах отмечены течения противоположных направлений, а на горизонтах 8, 12, 16 м в период времени с 13 до 20 часов течение в течение нескольких минут менялось на противоположное.

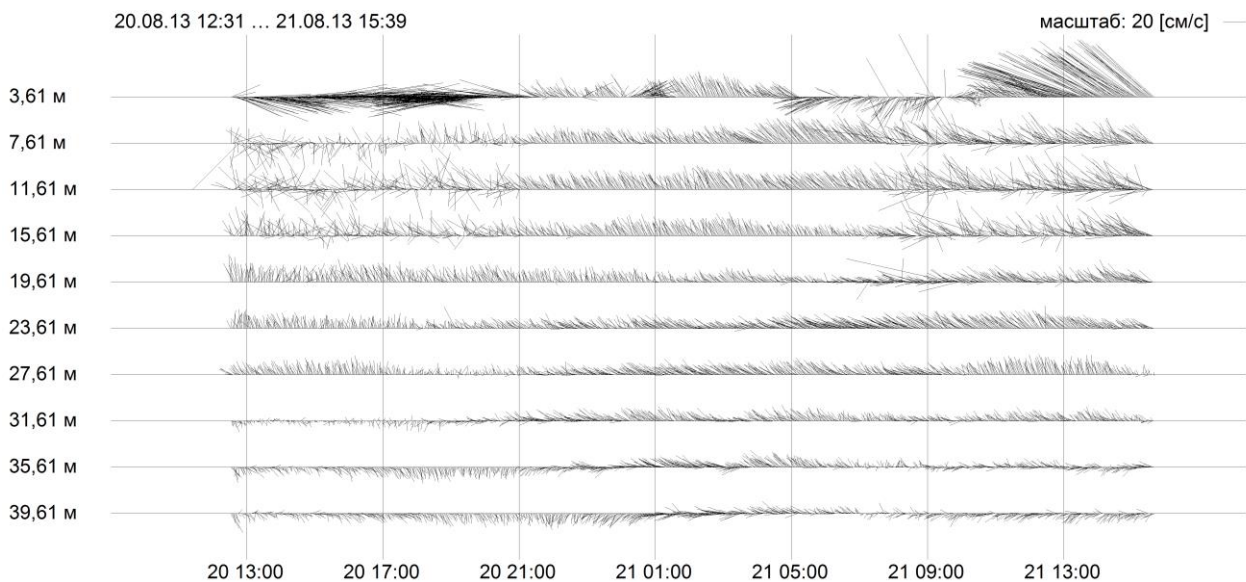


Рисунок 11.2 - Вектора скорости течения, по данным измерений на суточной станции в зал. Посыет 20-21.08.2013 на глубине 41 м

Подобная картина наблюдалась и в течениях измеренных в б. Витязь, только на придонных горизонтах, так как термоклин здесь опускался ко дну.

Приведенный на рисунке 11.3, фрагмент измерений течений в бухте Витязь в мае 2013 г., на глубине 19 м. показывает как меняются течения на разных горизонтах в зависимости от направления и силы ветра. С 13 часов до 17-ти при сильном юго-западном - нагонном ветре на средних горизонтах течение со скоростью до 0.3 м/с направлено на восток из бухты, при этом на придонном горизонте течение изменялось на противоположное в течении 20-30 мин. После прекращения ветра на верхних двух горизонтах течение сохраняло восточное направление. При штилевой погоде с 20 часов на двух нижних горизонтах течение направлено на восток в бухту, на 9 метрах на юг, а на 4 метрах сначала на запад, затем на север. Ранним утром 23 мая на всех горизонтах преобладало восточное направление течения. Далее 23 мая при штиле скорости течений не превышали 0.10 м/с, а направления течений на разных горизонтах часто отличались по направлению на 90-180 градусов.

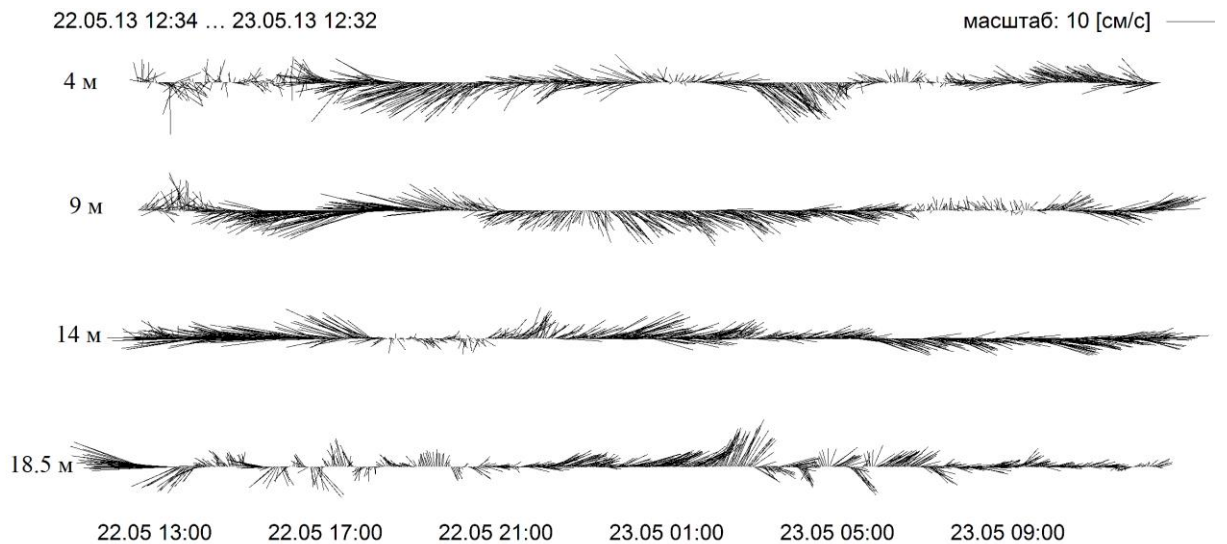


Рисунок 11.3 - Вектора скорости течения, по данным измерений в б. Витязь 22-23.05.2013 на глубине 19 м

Таким образом в результате проведения длительных измерений течений в западной части бухты Витязь и в заливе Посьет в период с мая по октябрь, получен большой объем информации по изменчивости течений, уровня моря и придонной температуры воды в зависимости от влияния приливных условий и изменчивости атмосферных процессов.

**Образование мелкомасштабных вихрей на выходе из бухты Витязь.** Комплексные исследования на полигоне в шельфовой зоне моря, где происходит диссипация энергии морских приливов и внутренних гравитационных волн, трансформация волнового режима течения в периодически вихревой и генерация мелкомасштабной турбулентности, позволили получить новые сведения о характере течений, изменчивости уровня моря в прибрежной зоне, об водообмене бухты Витязь с открытой частью залива Посьет Японского моря, о влиянии на них различных факторов и о формировании термохалинной структуры вод в шельфовой зоне. Кроме того удалось проследить изменчивость характеристик внутренних волн и тонкой структуры в зависимости от изменений параметров прилива и поля ветра, а также получить представление о вертикальном и горизонтальном распределении течений при образовании и перемещении мелкомасштабного вихря на выходе из б. Витязь.

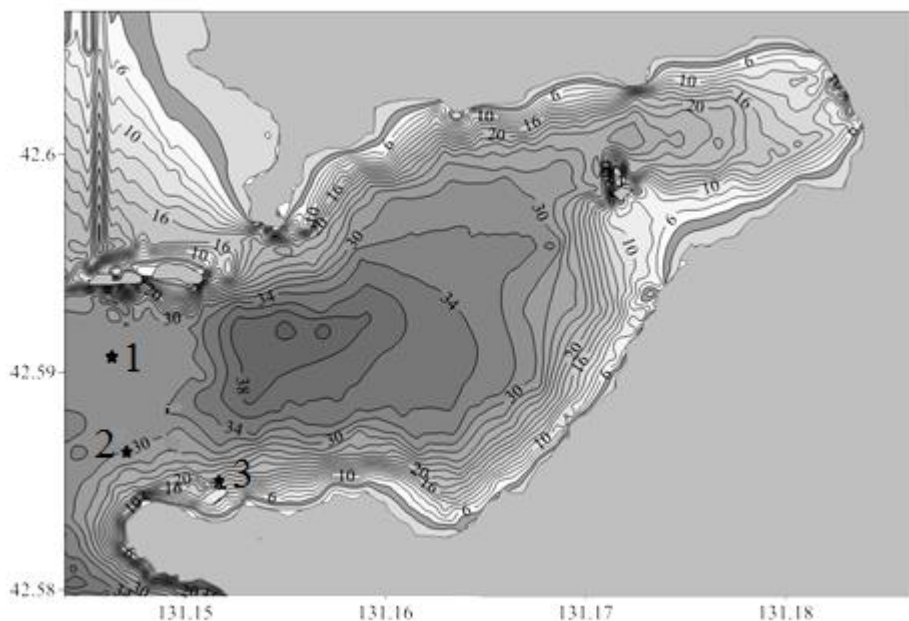


Рисунок 11.4 - Схема станций, на которых проводились измерения течений осенью 2012 г.

Длительные измерения параметров течений в б. Витязь, были начаты в 2009 г., и проводились практически ежегодно в период с мая по октябрь. В данной работе анализируются измерения течений выполненные в 2012 г., в трех точках в сентябре - октябре на глубинах 20 (3), 29 (2) и 33.5 (1) м (рисунок 11.1). Измерения выполнялись акустическими измерителями течений Argonaut SonTek на 10 горизонтах в точках 2 и 3, и на трех горизонтах электромагнитными измерителями течений Infinity в точке 1. По данным, полученным этими приборами, построены временные разрезы векторов течений на разных горизонтах. Кроме скорости и направления течения приборы фиксировали температуру воды у дна (в 3 точках) и уровень моря (в 2 точках, 2 и 3). В период, когда проводились эти измерения, с помощью видеосъемки (Константинов О.) 29 сентября удалось зафиксировать образование вихря между м. Шульца и о. Таранцева и его перемещение вглубь бухты Витязь. Вихрь вращался против часовой стрелки. Время жизни вихря не превышало 10 часов и попало на период между малой и полной водой приливного цикла. Возможно подобные вихри образуются на входе в бухту Витязь регулярно во время прохождения цугов внутренних волн, но увидеть их проявление на морской поверхности затруднительно из-за практически постоянного наличия волнения.

На рисунке 11.5. представлены два фото с видеосъемки, любезно предоставленные О. Константиновым: слева в 11:32 и справа в 12:34.

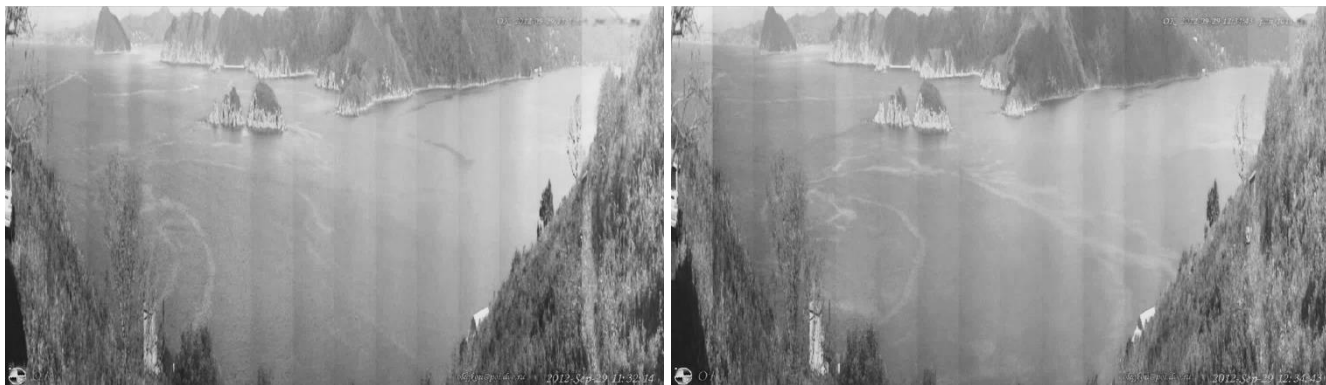


Рисунок 11.5 - Вихрь на поверхности по данным видеосъемки (Константинов) 29.09.2012

На рисунках 11.6. и 11.7., представлены фрагменты измерений скоростей течений, температуры воды в трех точках и уровня моря в двух точках. Образование вихря происходило после отлива на малой воде примерно с 9 до 12 часов утра. В это время наблюдались колебания уровня высотой 3-8 см с периодом 20-30 минут, что возможно было связано с прохождением внутренних волн, которые по-видимому и были причиной образования вихря. Измеренные течения при образовании вихря имели противоположное направление, до глубины 15 м южное, а глубже северное, скорости течений не превышали 20 см/сек. После образования вихря и при его перемещении в бухту Витязь, в точке 2 практически вся толща вод была охвачена течением южного направления и только у дна отмечено слабое течение западного направления. В точке 1 наблюдалась примерно такая же картина, а во время полной воды отмечены противоположные направления течений в среднем слое и у дна (рисунок 11.6). В точке 3 при перемещении вихря в бухту, сначала наблюдалось течение на север, а затем на северо-восток, восток, а после его прохождения на юго-восток (рисунок 11.7)



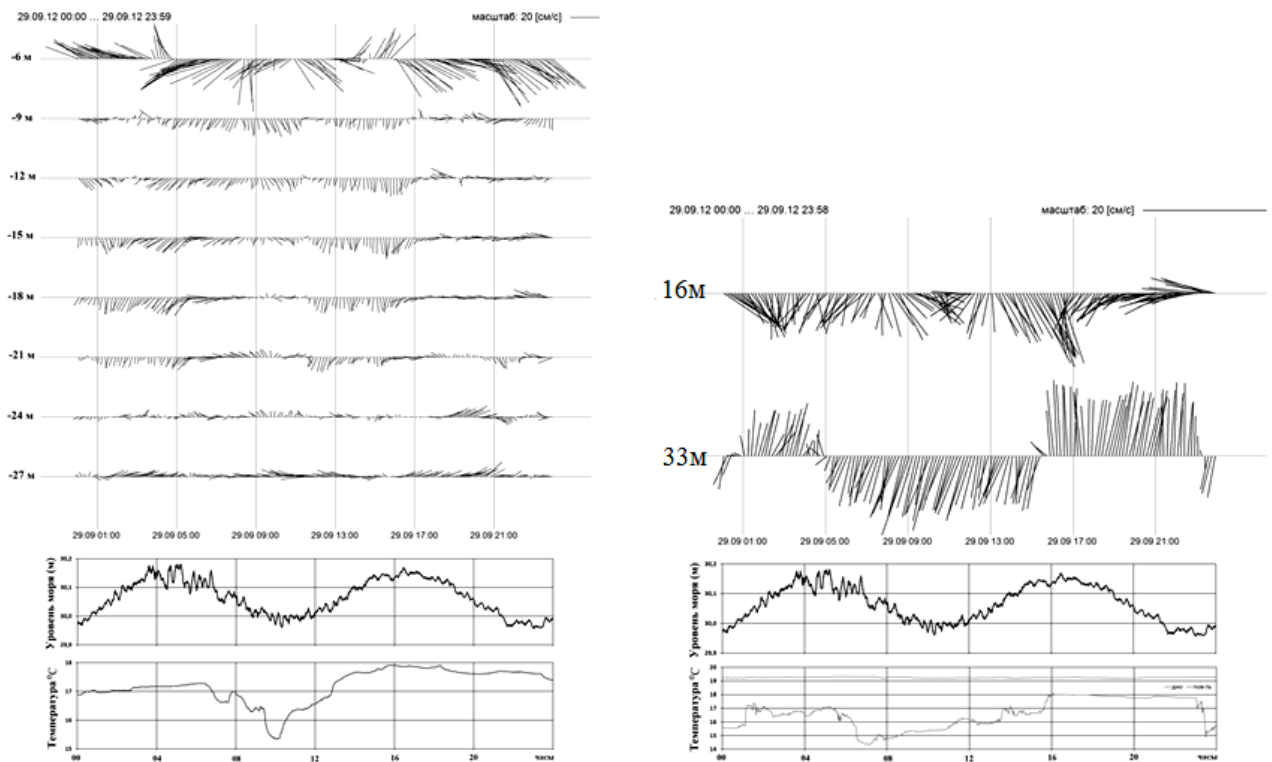


Рисунок 11.6 - Вектора течений, уровень моря и температура воды у дна на глубине 29 и 33.5 м

Таким образом, впервые удалось провести измерения течений, уровня моря и придонной температуры воды во время образования и перемещения мелкомасштабного вихря в бухте Витязь, что позволит понять природу их образования и воспроизвести их с помощью математического моделирования.

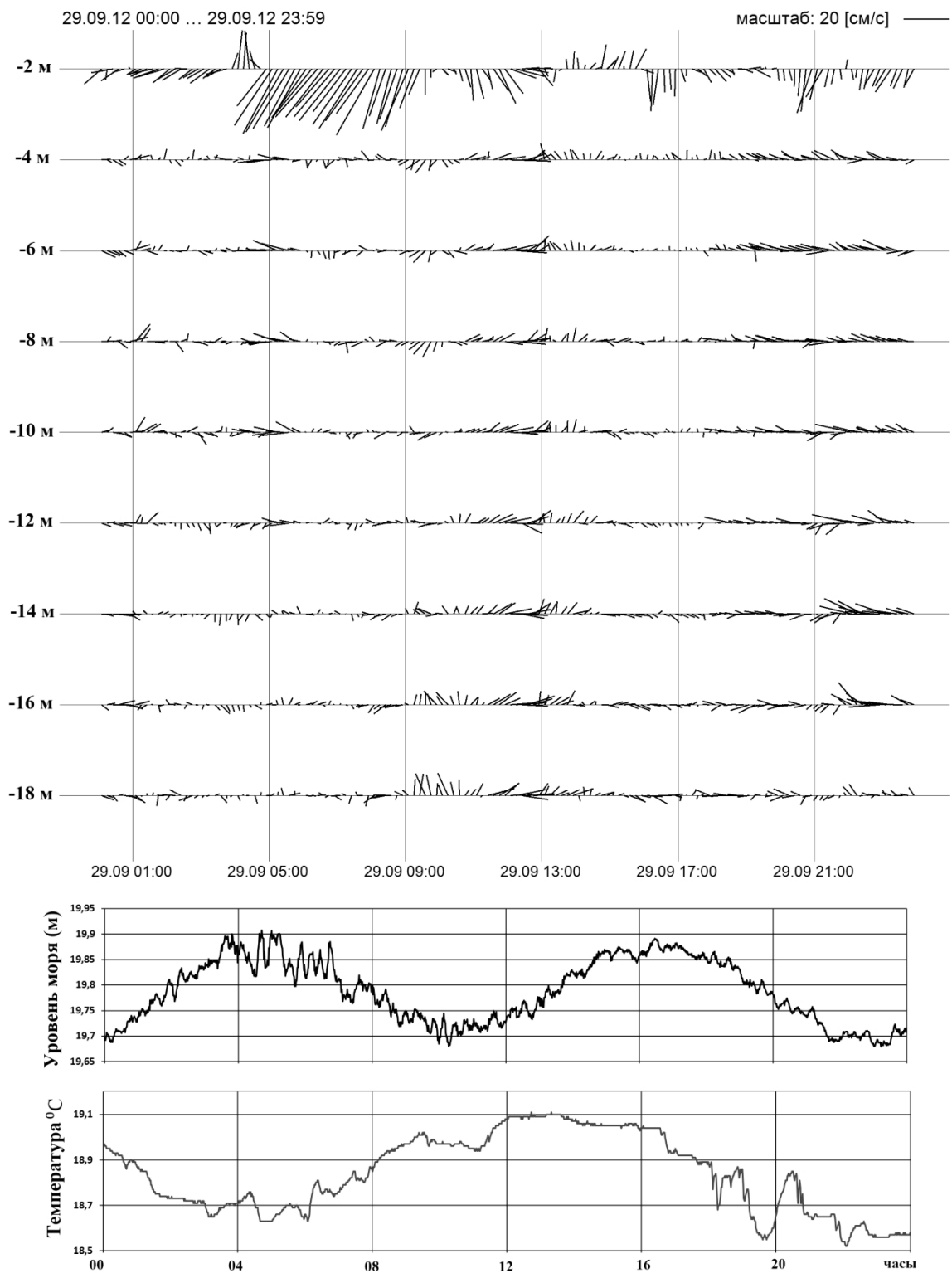


Рисунок 11.7 - Уровень моря, вектора течений, и температура воды в точке 3.

**Внутренние волны большой амплитуды в шельфовой зоне моря.** Нелинейные внутренние волны, генерируемые внутренним приливом и при взаимодействии течений с

топографией, играют важную роль в процессах массообмена в шельфовой зоне моря. Основным отличием внутренних волн от поверхностных является возможность генерации и распространения внутренних волн большой амплитуды на большие расстояния без их обрушения. Одной из характерных черт волн большой амплитуды является наличие «захваченного ядра» в волне, то есть области, в которой скорость движения частиц близка, и даже превосходит, скорость волны. Так как уединенные волны движутся со скоростью близкой к постоянной на масштабах длины, сравнимой с глубиной жидкости, то эффективной гипотезой оказывается предположение о гидростатичности распределения давления в «захваченном ядре». В то же время, негидростатичность распределения давления во внешней области течения определяет форму волны и ее способность распространяться на большие расстояния без существенной потери энергии. Непрерывная регистрация колебаний температуры воды с помощью описанной в [2] распределенной системы термодатчиков на глубинах до 30 метров осуществлялась в течение достаточно длительного периода наблюдений (август – октябрь 2009 – 2012 г.). Получен большой объем информации о структуре внутренних волн в прибрежных районах Японского моря. В частности удалось проиллюстрировать динамику внутренних волн в зоне «заплеска», т.е. в ситуации, когда глубина залегания основного термоклина существенно превосходит глубину в районе измерительного комплекса. В этом случае внутренние волны наблюдаются только в течение определенного периода суток, когда амплитуда внутренних волн, генерируемых в шельфовой зоне, обеспечивает их «заплеск» на достаточно большие расстояния.

Фрагменты записи температуры, изображенные на рисунке 11.8, показывают детальную структуру поля температуры в пакете внутренних волн. Отметим, что при прохождении внутренних волн большой амплитуды температуры воды меняется в нижнем 10-ти метровом слое в течение нескольких минут на  $5 - 10^{\circ}\text{C}$ . Поэтому рассматриваемый процесс является очень важным для вентиляции шельфовой зоны, существенно влияет на горизонтальный и вертикальный массообмен в прибрежных водах, на распространение звука в воде и другие физические явления. Зависимости температуры от времени на фиксированных горизонтах, изображенные на рисунке 11.8, дают представление о частоте и амплитуде внутренних волн, т.к. синхронное изменение температуры сразу на нескольких уровнях определяет амплитуду волны, проходящей через гирлянду датчиков. Однако структуру волны более полно отражает изменение положения изотерм со временем, рассчитанное по результатам измерения поля температуры на одной из вертикальных гирлянд (рисунок 11.9).

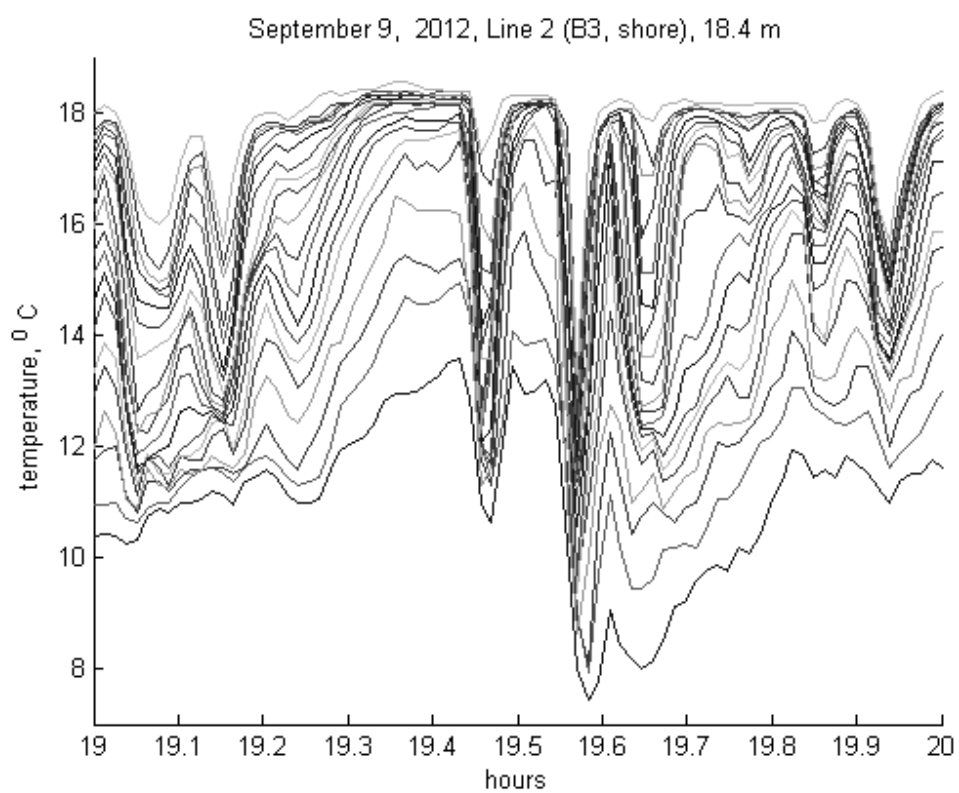
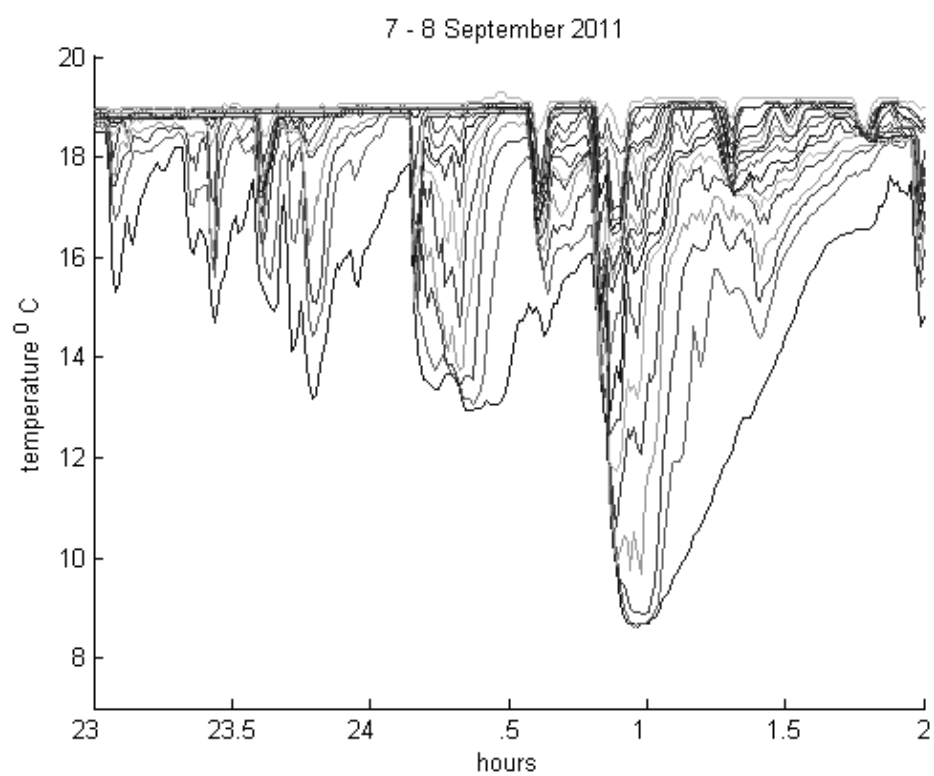


Рисунок 11.8 - Зависимости температуры от времени на фиксированных горизонтах.

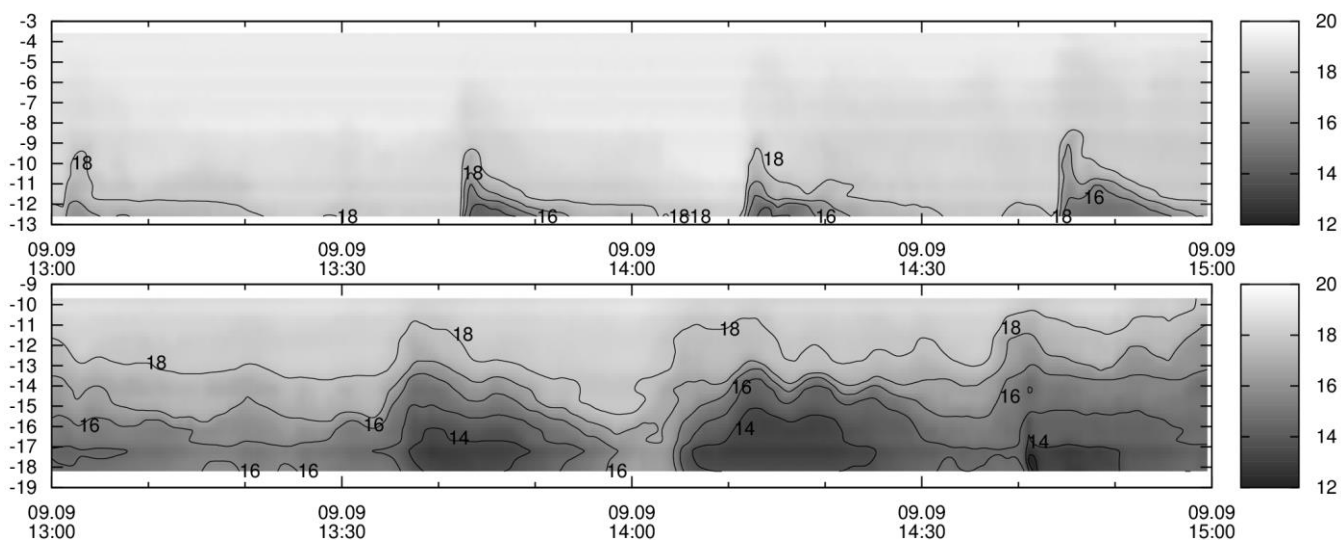


Рисунок 11.9 - Изменение положения изотерм со временем на одной из вертикальных гирлянд.

На рисунке 11.9 показана эволюция изотерм в придонном слое при распространении волновых накатов в районе станции южнее м. Шульца в сентябре 2011 г. Уклон дна в районе станции достаточно большой ( $\alpha = 4.5^\circ$ ). Среднее заглубление основного термоклина в период измерений составляло 20 – 25 м. Поэтому обе гирлянды датчиков, установленные на глубине 13 м и 19 м и фиксирующие вертикальное распределение температуры в придонном 10-ти метровом слое с интервалом 0.5 м, находились в зоне «заплеска» внутренних волн. Расстояние между гирляндами – 76 м, азимут –  $146^\circ$ . На глубине 19 м внутренние волны содержат линзы холодной воды, разделенные более теплой водой (рисунок 11.9). Структура этих волн соответствует внутренним волнам с «захваченным ядром», реализованным в лабораторном эксперименте.

По результатам исследований опубликованы статьи в журналах из списка ВАК, РИНЦ (Ляпидевский и др., 2013; Храпченков и др., 2014а, б).

## 12 Механизмы физических и биологических взаимосвязей между водами шельфа и открытого моря

Континентальные шельфы морей и океанов являются зонами наиболее активного взаимодействия океана, суши и атмосферы, в которое включены как природные, так и антропогенные многофакторные физические, биологические, геоморфологические процессы. В связи с высокой биологической продуктивностью и не менее высокой степенью негативного антропогенного воздействия задачу физических и биологических взаимодействий можно рассматривать как первоочередную. Эти взаимодействия происходят в очень разномасштабных областях (от мелководной прибрежной зоны до открытого моря, прилегающего к континентальному склону) и решающим образом зависят от динамических процессов, осуществляющих перенос вещества, импульса, тепла и энергии во всех направлениях, т.е. ведущих к вертикальному и горизонтальному перемешиванию шельфовых и прилегающих к шельфу вод.

Исследования взаимосвязей динамических и биологических процессов в большинстве случаев разделены по масштабам изучаемых процессов: а) приливы и вихри (мезо- и субмезомасштабные) рассматриваются как основные факторы в области континентального склона и прилегающей части открытого моря (Mackas, Coyle, 2005; Ladd et al., 2005; Moum et al., 2007; Piontkovski and Al-Jufaili, 2013), б) турбулентность и внутренние волны в прибрежных зонах, где происходит наиболее интенсивный обмен веществом между сушей и морем (Gemrich and van Haren, 2002; Lorke et al., 2005; Wong et al., 2012; Навроцкий, Павлова, 2012; Navrotsky et al., 2013; Кукарин и др., 2013). Наиболее интересной задачей является объединение этих двух подходов, поскольку в действительности в наблюдаемых процессах происходят одновременно потоки вещества и энергии как в физическом пространстве, так и в спектрах частот и волновых чисел.

В этом направлении были выполнены основные экспериментальные и теоретические исследования.

1) С использованием данных спутниковых наблюдений с помощью спектрорадиометра MODIS проведен анализ распределения концентрации хлорофилла-а и пространственной структуры вихрей в зал. Петра Великого в Японском море за период 2005-2016 г. Показано, что существует устойчивая корреляция изменений концентрации хлорофилла в прибрежной зоне и в удаленных зонах практически на всей видимой акватории (рисунок 9.1). При этом максимальные концентрации наблюдаются в прибрежной зоне с глубинами до 40-50 м, и временные колебания концентрации на всей акватории во многих случаях намного меньше длительности периодов цветения фитопланктона. Важнейшую роль в адвекции хлорофилла из прибрежной зоны играют

мезомасштабные вихри. Известно, что вихри могут приводить к существенным биологическим последствиям в зоне континентального склона (Piontkovski and Al-Jufaili, 2013), но их прямое воздействие на появление максимумов в прибрежной зоне в анализируемых данных не прослеживается. На рисунке 9.1 представлены данные за август-сентябрь 2009 г., когда было максимальное число дней с хорошей видимостью.

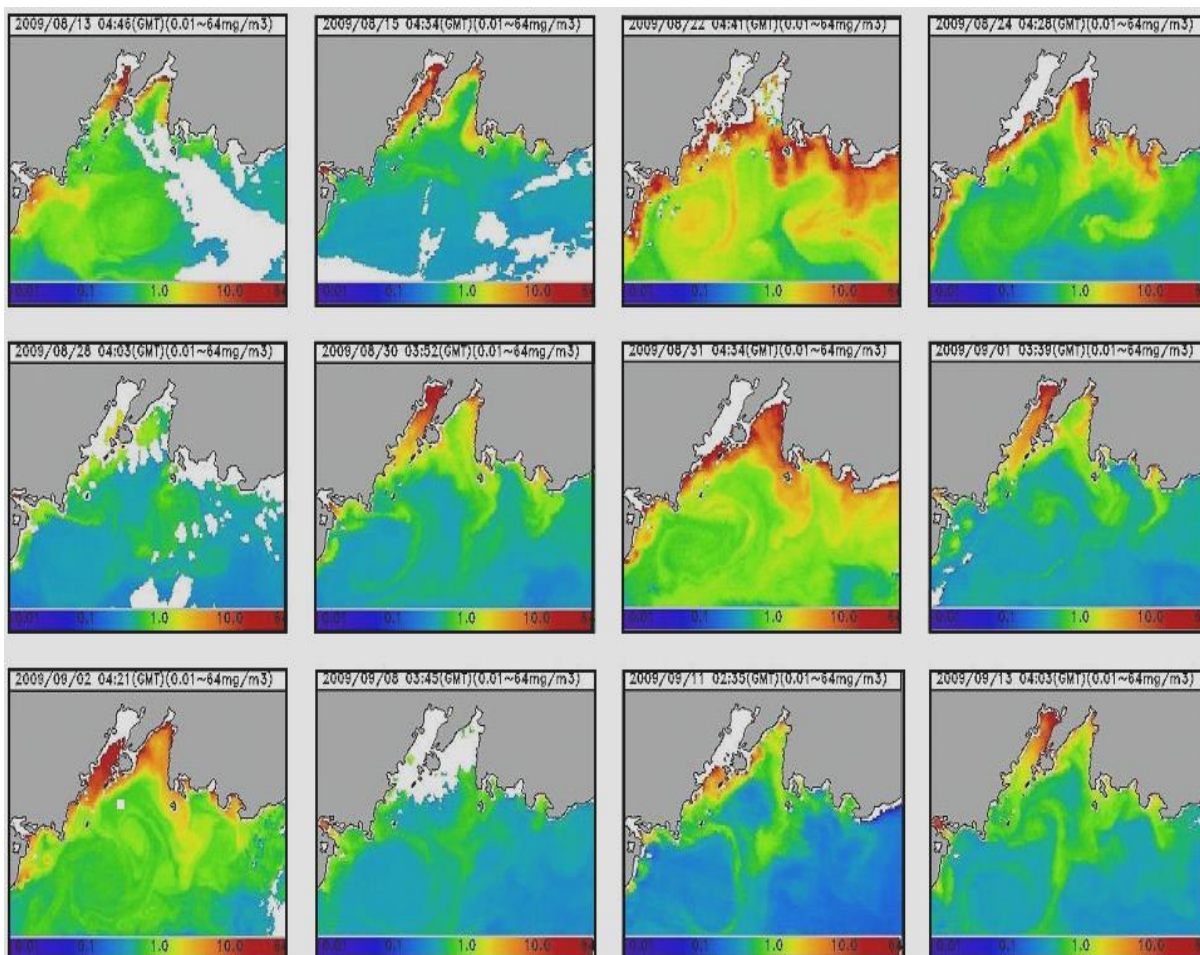


Рисунок 9.1 – Концентрация хлорофилла-а в зал. Петра Великого и прилегающей части Японского моря в августе-сентябре 2009 г. Данные спутниковых наблюдений Modis Aqua (<http://ocean.nowpap3.go.jp/TeraCatIII/seaCalNG.php>).

2) Анализ проводимых в прибрежной зоне Японского моря экспериментов с длительными измерениями температуры, скорости течений, колебаний давления у дна и других параметров приводит к выводу, что одним из важнейших механизмов переноса массы и энергии из открытого моря в прибрежную зону являются внутренние инерционно-гравитационные волны (ВВ), которые

генерируются приливом, вихрями и инерционными колебаниями над континентальным склоном с периодами близкими к полусуточному, суточному и инерционному. Изучена трансформация ВВ в дискретно распространяющиеся болюсы, которая позволяет переносить запасенную в ВВ энергию солнца, приливов и инерционных волн в прибрежные зоны, где средняя стратификация отсутствует (рисунок 9.2).

Как правило, внутри болюсов существуют короткие высокочастотные волны, которые при разрушении болюсов могут распространяться в тонком придонном слое на мелководье.

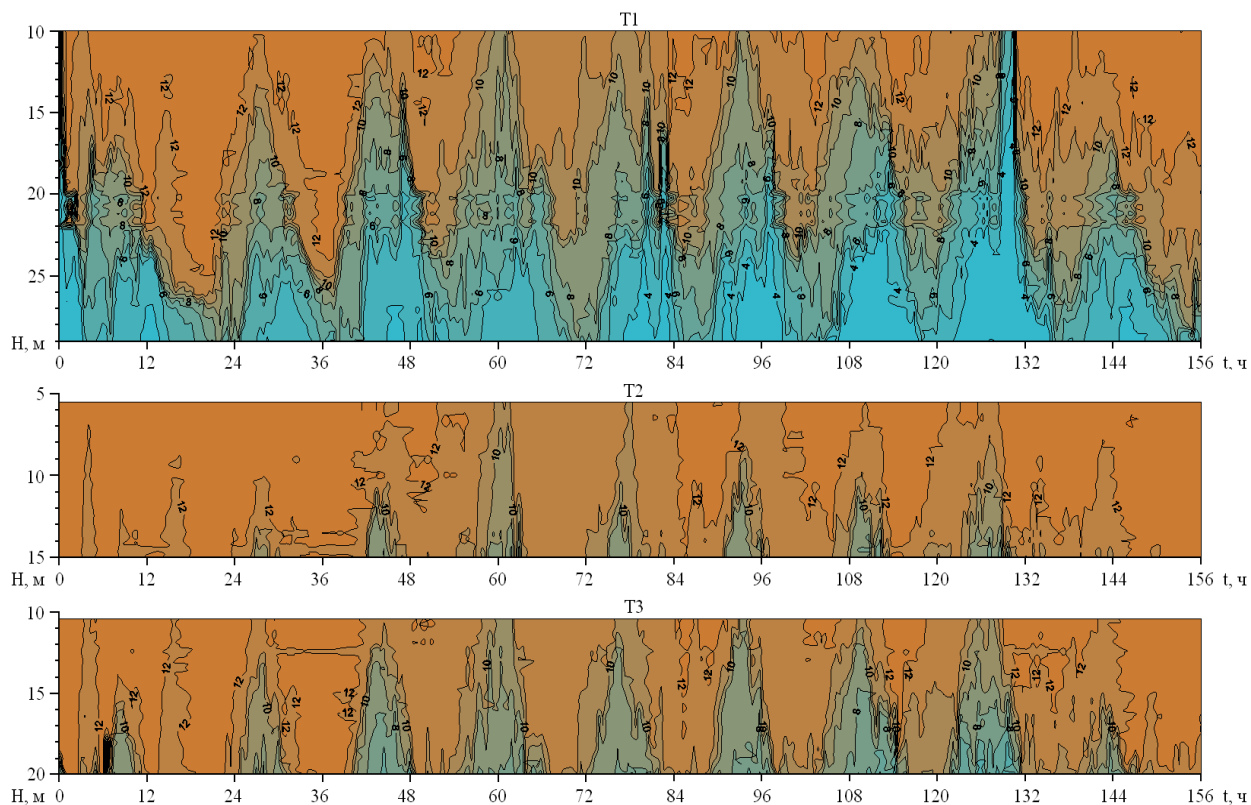


Рисунок 9.2 - Внутренние волны и болюсы в придонном слое, зарегистрированные на трех гирляндах с различной глубиной дна.

3) Анализ вертикальной структуры течений и ее изменения во времени показал, что внутренние волны, генерируемые вблизи границы шельфа на приливных и инерционных частотах, и образующиеся из них болюсы приводят к колебаниям на тех же частотах скорости течений и потоков импульса во всей толще, включая нестратифицированные слои, и ослабевают только в слое ветрового волнения (рисунок 9.3). Большие значения вертикальной компоненты скорости  $w$  во всем слое указывают на ее волновое происхождение, а некоторое размывание периодичности



по сравнению с компонентой  $u$  связано с наличием небольшой постоянной составляющей скорости течения и сдвигом фаз между  $u$  и  $v$ .

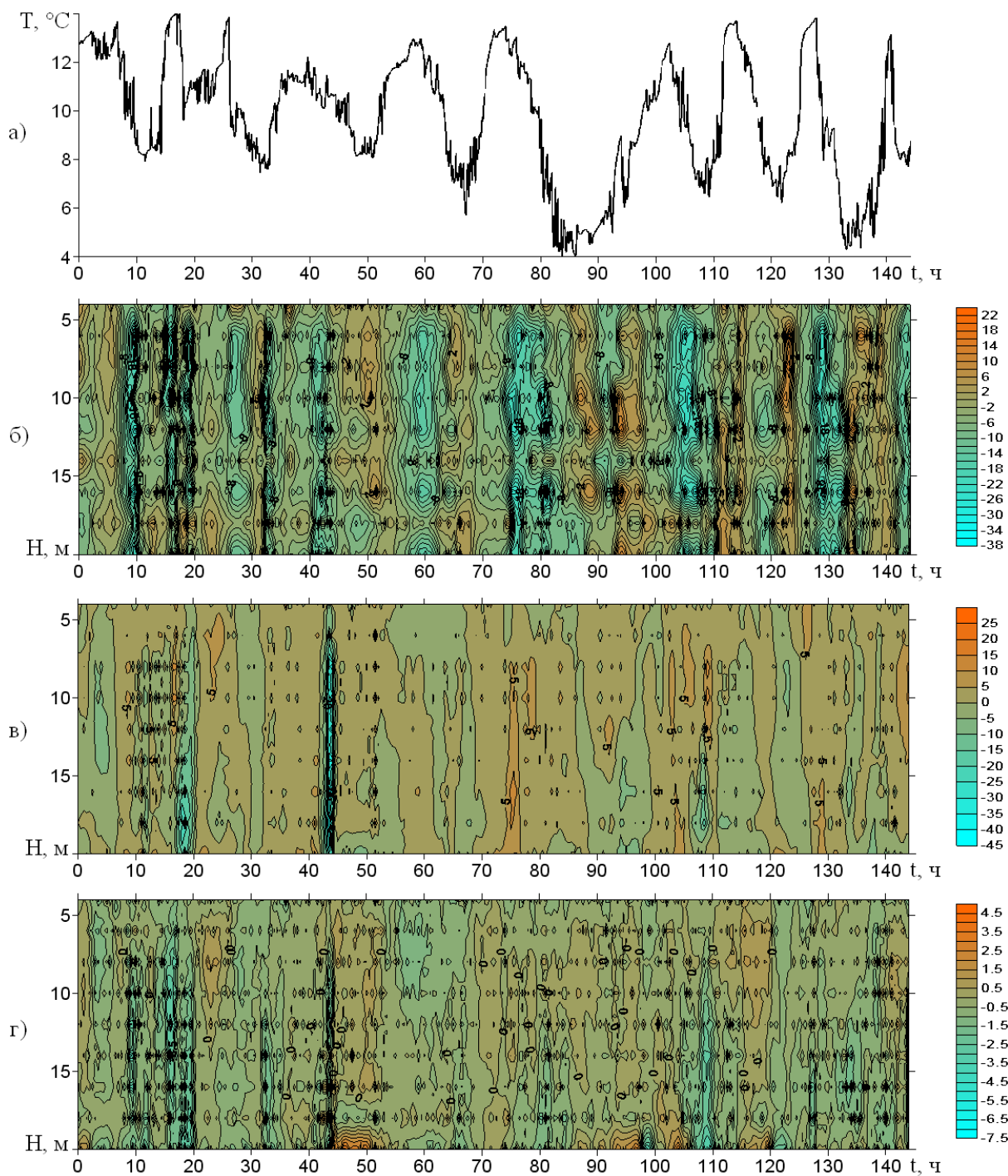


Рисунок 9.3 - Колебания температуры у дна (21, 5 м) и компонент скорости течений  $u$ ,  $v$ ,  $w$  в слое 4 - 20 м в б.Витязь (13-19 окт. 2016 г., зал. Петра Великого, Японское море)

4) Проведен анализ вертикальной структуры спектров течений, измеренных на 10 горизонтах с интервалом 2 м между горизонтами (рисунок 9.4). Важными свойствами этой структуры являются: 1) тенденция к относительному увеличению энергии высоких частот (малых периодов) с увеличением глубины и с приближением ко дну; 2) максимальные значения энергии вертикальной компоненты скорости в тонком придонном слое практически на всех периодах; 3) чередование зон максимумов и минимумов как по частоте, так и по глубине (особенно для компоненты  $u$ ), что отражает немонотонность вертикальной структуры поля скорости течений.

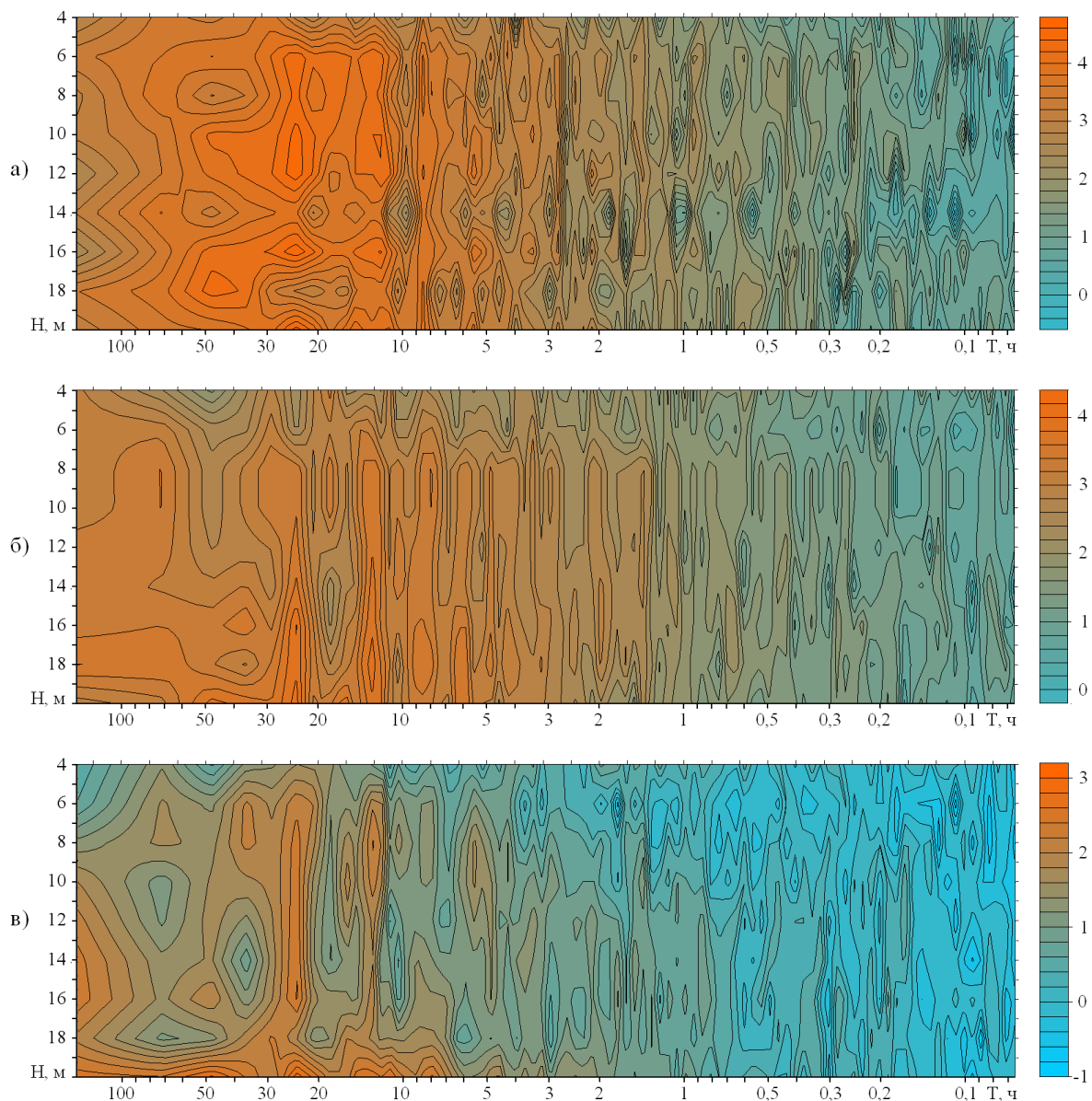


Рисунок 9.4 - Вертикальная структура спектров компонент скорости течений (в логарифмическом масштабе для энергии и периодов): а)  $\lg Su$ , б)  $\lg Sv$ , в)  $\lg Sw$ .

5) Проведен спектральный анализ горизонтальных и вертикальных потоков импульса (рисунок 9.5). Структура спектров потоков и по глубине и по частоте (по периодам) намного сложнее, чем структура компонент скорости течений. Перемежаемость максимумов и минимумов отмечается и по глубине и по периодам. Максимумы вертикальных потоков импульса находятся на нижних горизонтах (15-20 м) и могут появляться и в тех интервалах глубин и периодов, где энергии компонент скорости не имеют максимумов.

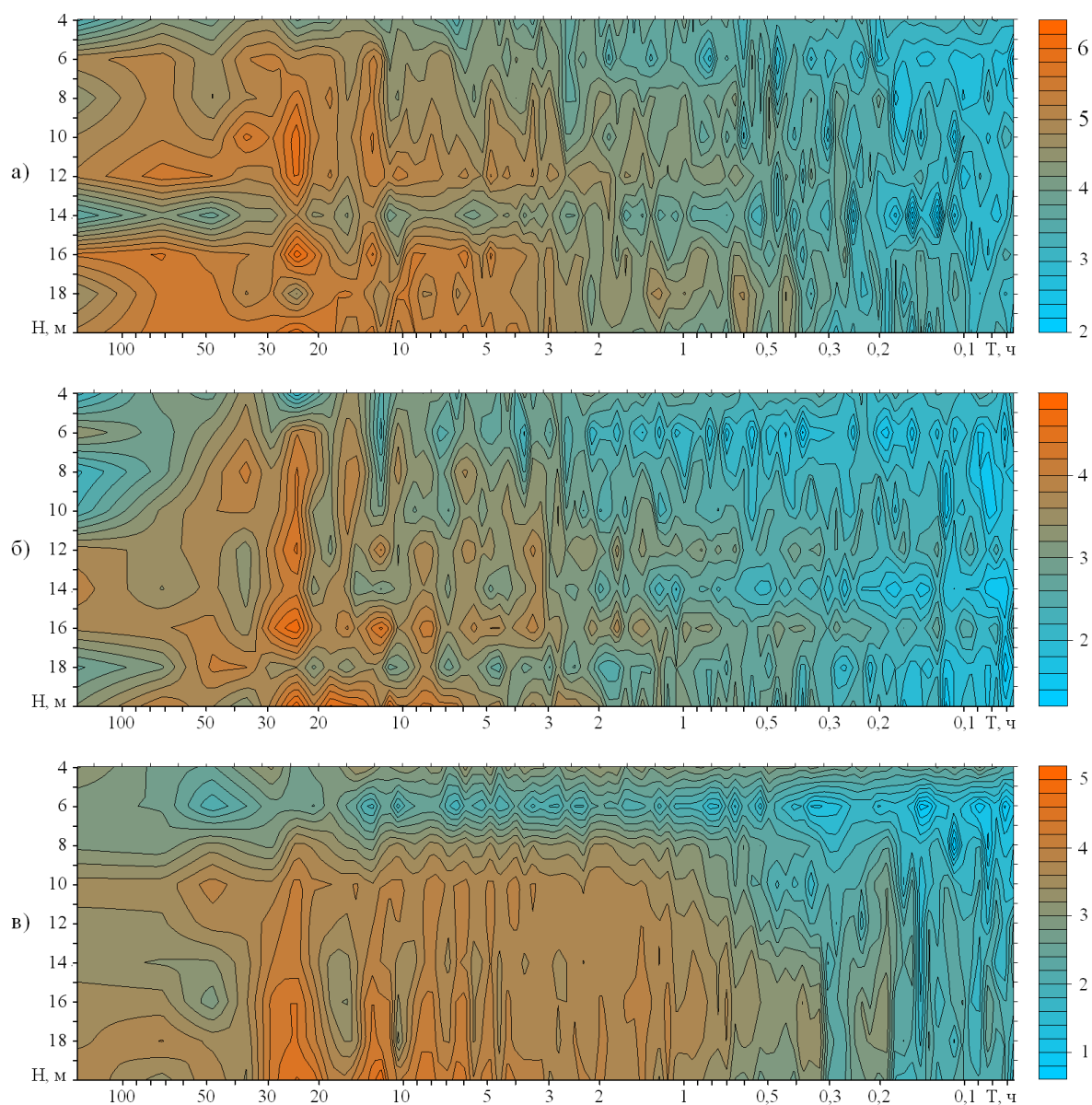


Рисунок 9.5 - Вертикальная структура спектров горизонтальных и вертикальных потоков импульса (в логарифмическом масштабе для энергии и периодов): а)  $\lg S_{uv}$ , б)  $\lg S_{uw}$ , в)  $\lg S_{vw}$ .

**Заключение.** Прибрежная зона моря является основным поставщиком терригенного вещества, используемого для первичной продукции и формирующего донные осадки. Для эффективного поступления питательных веществ в удаленные зоны шельфа и вне его и для выноса вредных веществ из прибрежной зоны необходимы: а) достаточная энергия мелкомасштабных движений, осуществляющих вертикальное перемешивание в придонном слое, б) наличие горизонтального переноса на шельфе. В нашем исследовании показано, что энергия крупномасштабных движений вне шельфа (приливов, вихрей) может доставляться в прибрежную зону внутренними волнами, которые оказываются связующим звеном между шельфом и открытым морем как для физических, так и для биологических процессов в этих зонах. Горизонтальный водообмен на шельфе осуществляется главным образом приливными течениями и субмезомасштабными вихрями, генерация которых происходит под воздействием поля ветра и в значительной степени при взаимодействии прилива и вдольсклонового течения с кривизной и рельефом континентального склона.

По результатам работы опубликованы две статьи в рецензируемых журналах (Кукарин и др., 2013 – РИНЦ; Navrotsky et al., 2013).

### 13 Искусственные и естественные радионуклиды

#### в водах дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана

Анализ результатов измерения радиоактивности проб морской воды, отобранных спустя 16 месяцев после аварии АЭС Фукусима-1 в 56-м рейсе НИС «Профессор Гагаринский» 12.06 - 10.07.2012 г. в водах Японского, Охотского морей и северо-западной части Тихого океана, показал, что в поверхностной воде Японского и Охотского морей концентрация Cs-137 1.4-2.3 и 1.5-1.9 Бк/м<sup>3</sup>, соответственно, не превышает доаварийный уровень, а Cs-134 0.3 Бк/м<sup>3</sup> обнаружен только в поверхностной воде в точке L-2, располагавшейся в Японском море на входе в пролив Лаперуза (рисунок 13.1). Вероятно, Cs-134 принесен сюда следующей вдоль острова Хонсю ветвью Цусимского течения, в воды которого он мог попасть с береговым стоком.

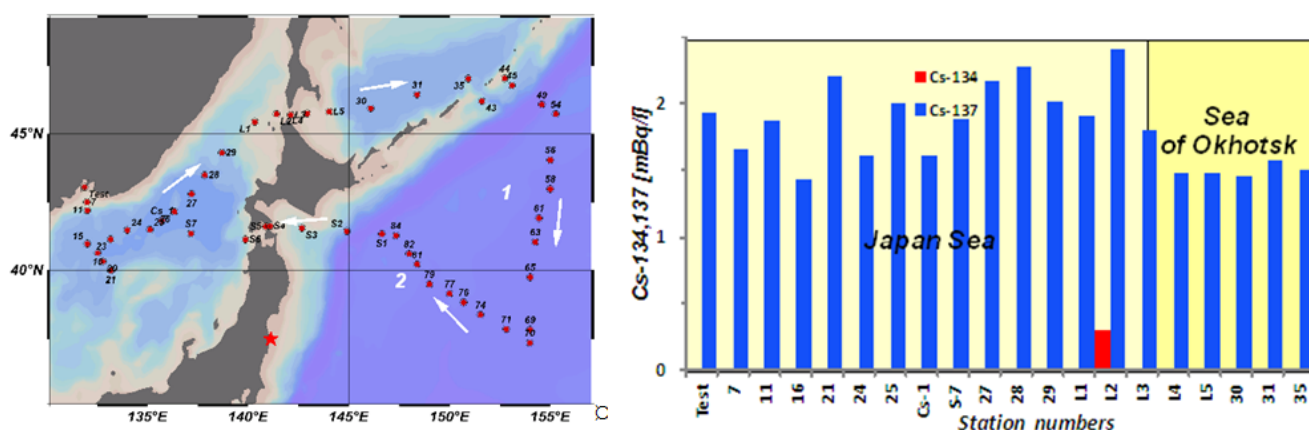


Рисунок 13.1 – Расположение гидрологических станций (слева), на которых отбирались пробы для определения радиоактивности и результаты измерений <sup>134</sup>Cs и <sup>137</sup>Cs в Японском и охотском морях в июне 2012 г. 56-ой рейс НИС «Профессор Гагаринский» 12.06 -10.07.2012

В северо-западной части Тихого океана, к востоку от острова Хонсю и Курильских островов, до 155° в.д., концентрация Cs-137 превысила фоновые уровни более чем в 10 раз и обнаружен Cs-134, который отсутствовал в водах Тихого океана до аварии на АЭС Фукусима – 1. Отношение концентрации Cs-134 к концентрации Cs-137 для всех проб на дату отбора равно 0.62, что является явным свидетельством загрязнения вод продуктами аварии (Budyansky и др., 2015).

Анализ радиоактивности глубинных проб воды, отобранных в Тихом океане, показал, что спустя 16 месяцев после аварии на АЭС «Фукусима-1» повышенное содержание изотопа Cs-134

отмечается на глубинах до 500 м (рисунке 13.2), что указывает на распространение в глубинные слои загрязненных аварийными радионуклидами вод в субарктической фронтальной зоне к востоку от Японии. При этом наибольшие концентрации отмечаются в областях антициклонических вихрей синоптического масштаба (Budyansky и др., 2015).

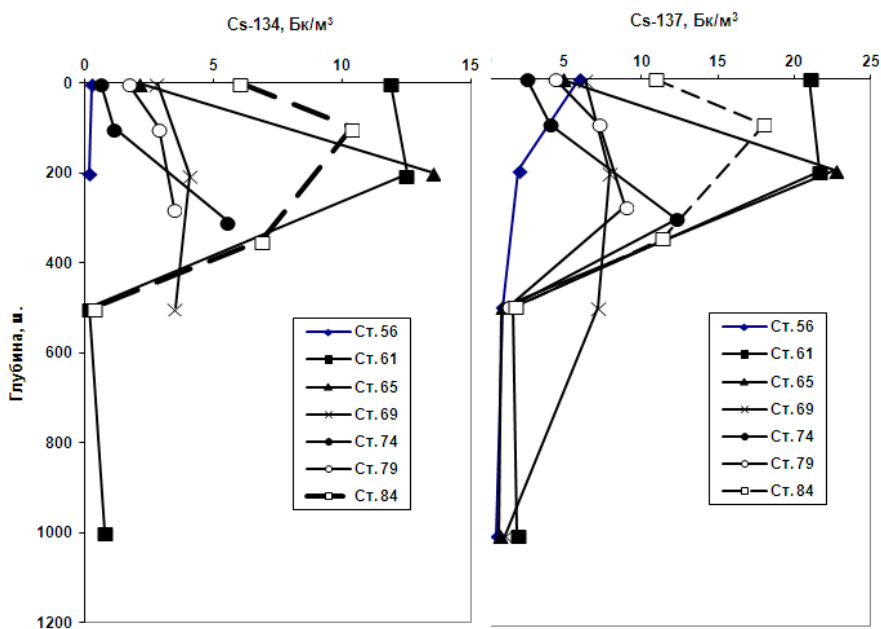


Рисунок 13.2 – Вертикальное распределение  $^{134}\text{Cs}$  и  $^{137}\text{Cs}$  в Тихом океане в июле 2012 г.

На основе расчета назад во времени уравнений адвекции пассивной примеси в альтиметрическом поле скорости океана предложен численный метод идентификации синоптических вихрей, воды которых могли быть загрязнены аварийными радионуклидами (рисунок 13.3). Показано, что ядра вихрей, в которых обнаружены аварийные радионуклиды Cs-134, Cs-137, сформированы водами, которые в течение месяца после аварии находились в наиболее загрязненных участках региона, где были зарегистрированы значительные концентрации радионуклидов в экспедициях 2011 г. (Lobanov V. и др., 2013, Budyansky M.V. и др., 2015).

Результаты измерения содержания искусственных радионуклидов в атмосферных аэрозолях, отобранных во Владивостоке в период с 11 марта по 17 и июня 2011г. (рисунок 13.4) показали присутствие I-131, Cs-134, Cs-137 уже 18 марта 2011 г., т.е. на 7 день после аварии АЭС Фукусима-1, тогда как максимальные концентрации были зарегистрированы в пробе, отобранной в период с 08 по 15 апреля 2014 г., т.е. на 20 день после аварии, что соответствует среднему времени переноса меченной воздушной массы вокруг Земли атмосферными струйными течениями в средних широтах (Нерода А.С., и др., 2013, Мишуков В.Ф. и др., 2013, Neroda A. И

др. 2014). Результаты измерений радиоактивности проб морской воды, отобранных в Японском море после аварии, показали, что атмосферные выпадения не внесли заметного вклада в загрязнение этого бассейна искусственными радионуклидами.

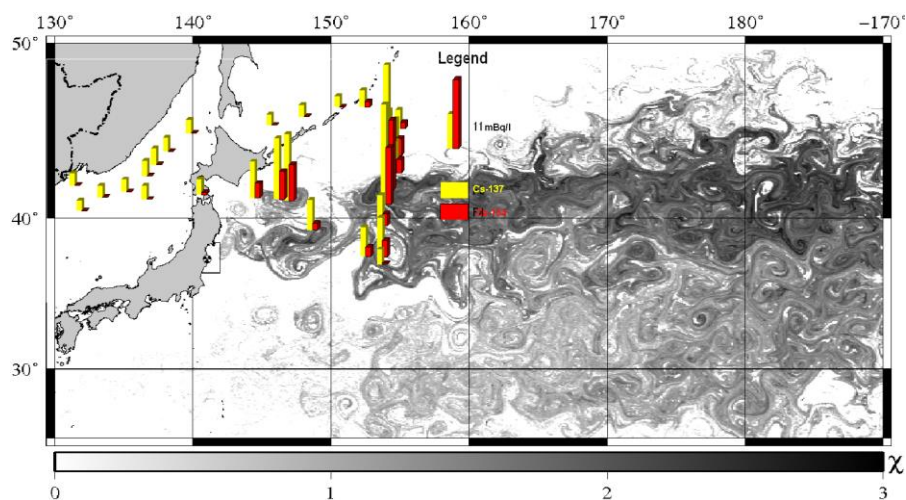


Рисунок 13.3 – Измеренные концентрации радиоизотопов <sup>134</sup>Cs и <sup>137</sup>Cs в поверхностных водах Тихого океана к востоку от Японии, июнь-июль 2012 г., наложенные на карту распределения их концентрации на 28 июня 2012 г., построенную по результатам численного моделирования.

Шкала внизу – относительные значения концентрации в логарифмическом масштабе

Результаты измерения содержания искусственных радионуклидов в пробах морской воды, отобранных в Японском море, в рейсе №45-3 НИС «Профессор Опарин», проходившем 02-07.04.2013 г в районе залива Петра Великого и в пробах, отобранных 27.10.2013 г. с различных горизонтов, на одной из станций (ст.3, 40°40.114' с.ш.,132°30.104' в.д.), в рейсе № 64 НИС «Академик Лаврентьев», в южной части Центральной котловины Японского моря, показали отсутствие во всех пробах радионуклидов Co-60, Cs-134. В заливе Петра Великого до границы территориальных вод концентрация Cs-137 в пробах поверхностной воды изменялась от 1.3 до 2.0 Бк/м<sup>3</sup> при средней величине 1.7 Бк/м<sup>3</sup>, за исключением ст. 31, что соответствует фоновой концентрации этого изотопа в Японском море (рисунок 13.5).

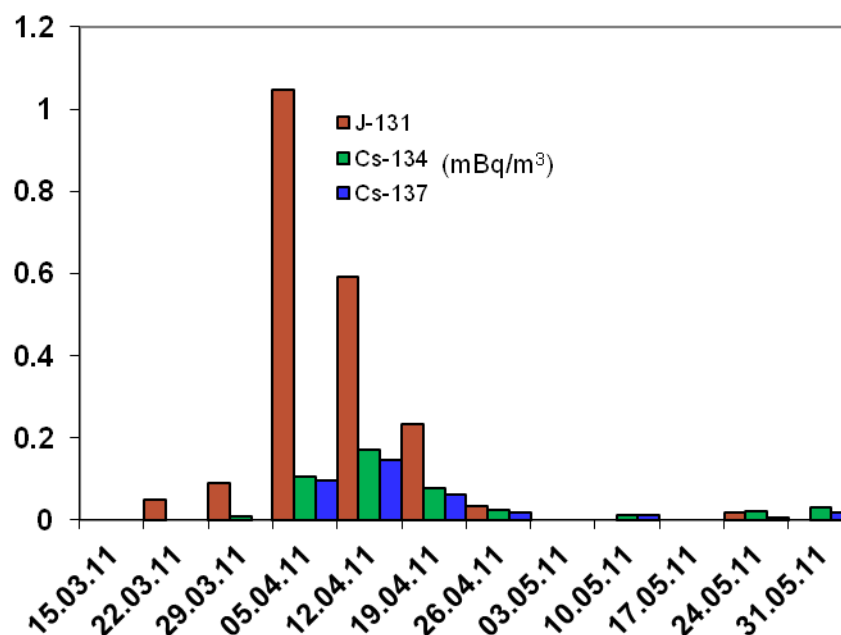


Рисунок 13.4 – Аварийные радиоизотопы в атмосфере Владивостока после аварии АЭС Фукусима-1

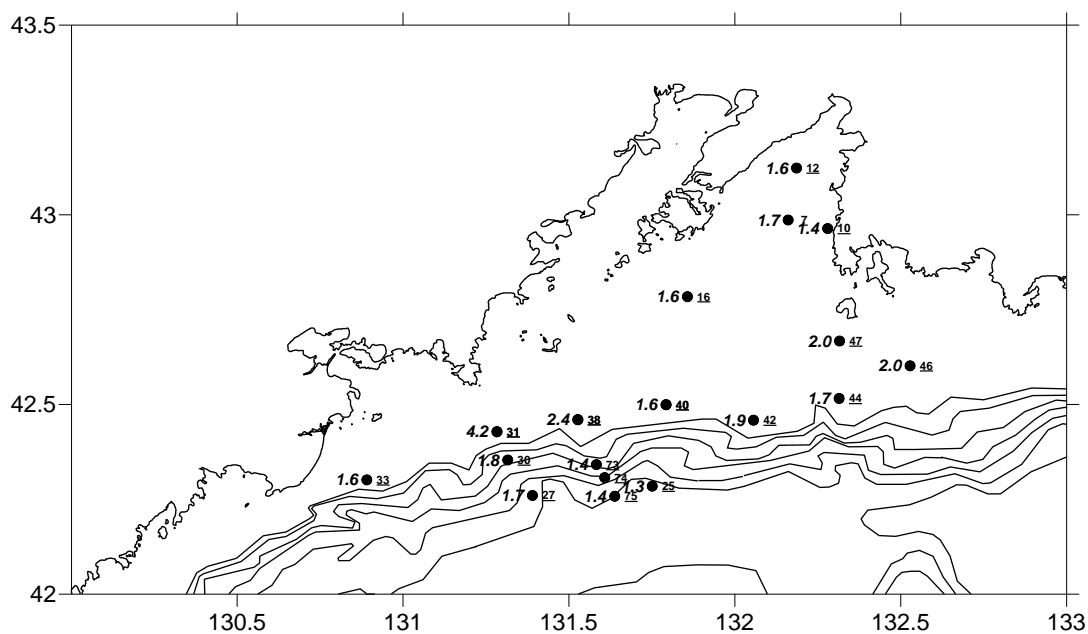


Рисунок 13.5 – Положение станций (подчеркнутые значения – номера станций) с отбором проб на содержание искусственных радионуклидов, рейс №45-3 НИС «Профессор Опарин», 02-07.04.2013 г. Значения без подчеркивания – концентрация Cs-137 в поверхностном слое в Бк/м³.



В вертикальном распределении в верхнем 500 метровом слое концентрация Cs-137 в пределах ошибки измерения остается практически неизменной 1.4-1.7 Бк/м<sup>3</sup>. Далее с глубиной концентрация снижается до 0.3-0.4 Бк/м<sup>3</sup> в придонном слое (ст.75, 2684 м, рейс №45-3 НИС «Професср Опарин» и ст.3, 3358 м, рейс №64 НИС «Академик Лаврентьев»). Это связано с тем, что вдали от берегов, где могут располагаться объекты ядерного энергетического комплекса, источником искусственных радионуклидов является атмосфера, откуда Cs-137 попадает в верхний слой Мирового океана. Медленное проникновение Cs-137 в глубинные слои приводит к снижению его концентрации как за счет распада ( $T_{1/2}=30.07$  лет), так и в результате перемешивания с водами имеющими более низкую концентрацию.

Формирование глубинных вод Японского моря в заливе Петра Великого происходит только в особенно холодные зимы, когда в результате интенсивного охлаждения и осолонения в процессе льдообразования под воздействием холодных ветров северных румбов происходит увеличение плотности поверхностных вод (Lobanov V. и др. 2002). Вновь сформированные воды должны нести след взаимодействия с атмосферой, т.е. иметь относительно высокое содержание растворенных атмосферных газов, космогенных радиоактивных изотопов Be-7, H-3, C-14 и искусственных радионуклидов таких как Cs-137. Космогенный изотоп Be-7, имеющий период полураспада 53,3 сут., является удобным трассером для исследования процессов обмена с относительно коротким временным масштабом, например, формирование верхнего однородного слоя, глубина проникновения зимней конвекции. Образуется Be-7 главным образом в стратосфере 70% и верхней тропосфере 25-30%, поступает на поверхность океанов и морей с сухими и влажными выпадениями в составе аэрозолей. В морской воде в основном присутствует в растворенной форме. Т.о. наличие этого радионуклида в воде является свидетельством ее недавнего взаимодействия с атмосферой. Результаты измерения содержания Be-7 в атмосферных аэрозолях Владивостока в 2013-2014 гг. показали изменение его концентрации от 0.5 до 4.1 мБк/м<sup>3</sup>, средняя концентрация была 2.2 мБк/м<sup>3</sup>. Максимальные значения концентрации зарегистрированы весной и осенью минимальные летом, что связано с муссонным характером атмосферной циркуляции в Дальневосточном регионе. Выделены корреляционные связи между метеорологическими характеристиками и концентрацией <sup>7</sup>Be в атмосфере: обратная связь с интенсивностью влажных выпадений  $R = -0.35$  и с относительной влажностью  $R = -0.64$ , прямая связь со средней высотой максимума 120 часовых обратных траекторий воздушных масс  $R = 0.65$  (Neroda A. и др., 2016).

Основной проблемой при использовании это изотопа для исследования динамических процессов в океане является сложность его измерения вследствие низких концентраций – <0.5 Бк/м<sup>3</sup> на глубинах более 100 м, до 6.7 Бк/м<sup>3</sup> в поверхностных водах, что требует предварительного

концентрирования Be-7 из больших объемов воды. Мы в своих исследованиях для концентрирования искусственных радионуклидов из морской воды используем сорбент АНФЕЖ отечественного производства. Активным сорбирующим веществом его является ферроцианид железа, привитый на целлюлозную матрицу (Remez V., 1996, Remez V., Sapozhnikov Y., 1996).

Этот сорбент хорошо извлекает из морской воды щелочные и щелочноземельные элементы. Проведены исследования эффективности извлечения радионуклидов сорбентом АНФЕЖ из морской воды в зависимости от pH пробы. Установлено, что при снижении pH от 7.6 до 2.4 эффективность извлечения Cs-137 снижается от 98.2% до 23%, и Co-60 от 68% до 3%. Этот факт следует учитывать при извлечении радионуклидов с использованием сорбента АНФЕЖ из проб подвергавшихся консервации с использованием кислот. В этом случае перед процедурой извлечения следует довести pH пробы щелочью до значений не менее 7-7.5. Для определения эффективности извлечения Be-7 из морской воды сорбентом АНФЕЖ в лаборатории была выполнена серия модельных экспериментов, в результате которых получена эффективность извлечения  $0.74 \pm 0.09$ , где 0.09 – стандартное отклонение. Данные о содержании Be-7 в пробах поверхностной воды, отобранных в сентябре 2014 года в Заливе Петра Великого, были получены с учетом этого коэффициента рисунок 13.6.

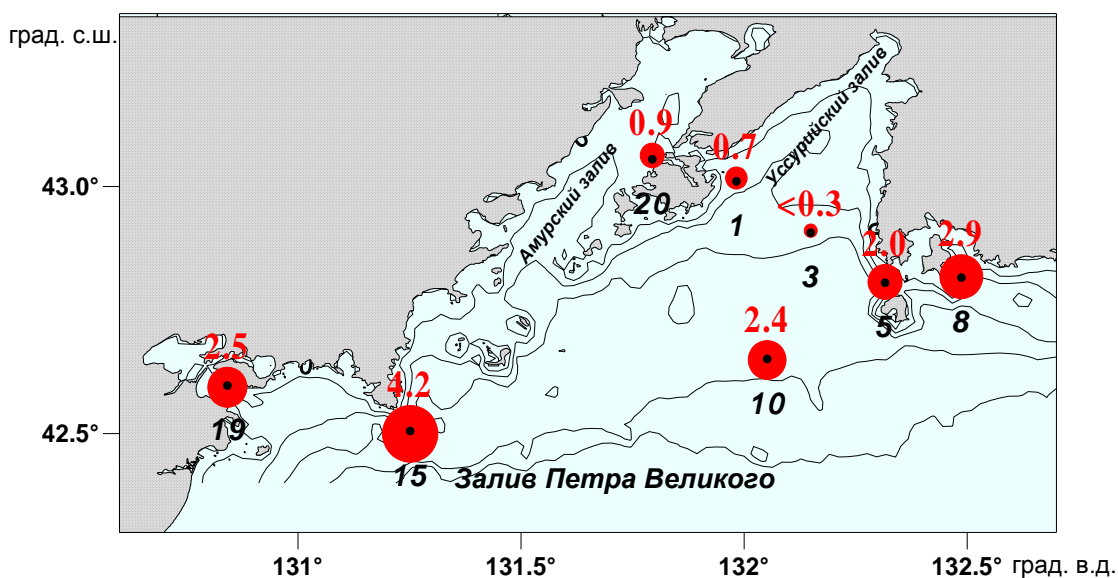


Рисунок 13.6 – Положение станций (номера черным курсивом) и красным концентрация Be-7 (Бк/м<sup>3</sup>) в поверхностной воде Залива Петра Великого по результатам рейса НИС «Импульс», 15-19.09.2014 г.

Результаты, приведенные на рисунке 13.6, показывают, значительные вариации содержания  $Be-7$  летом в поверхностных водах залива Петра Великого от менее 0.3 до 4.2 Бк/м<sup>3</sup>, что согласуется с результатами 0.5 – 4.3 Бк/м<sup>3</sup> для северо-восточной части Тихого океана, полученными Silker W.B. и др. (Silker W.B. и др., 1968). Вариации обусловлены различной интенсивностью обмена поверхностной воды через термоклин с глубинными водами, концентрация  $Be-7$  в которых на глубинах более 100-200 м. менее минимально регистрируемой <0.22 Бк/м<sup>3</sup>.

Изучение распределения  $Be-7$ ,  $Cs-137$  в водах Японского моря в зимних условиях проводилось в период с 12 по 16 января 20015 г. в 64-ом рейсе НИС "Профессор Гагаринский" целью, которого было исследование механизмов формирования глубинных вод Японского моря в заливе Петра Великого. Основным видом работ было гидрологическое зондирование, так же отбирались пробы поверхностной воды объемом 120 л для анализа на радиоактивность, чтобы получить исходную концентрацию радионуклидов во вновь формирующейся глубинной воде. Всего было выполнено 64 гидрологических станции из них 20 с отбором проб поверхностной воды на радиоактивность. Отбор проб выполнялся с помощью погружного насоса в пластиковую емкость, располагавшуюся на борту судна, где и проводилась их предварительная обработка (Budyansky M.V. и др., 2015). Радионуклиды концентрировались на избирательном сорбенте АНФЕЖ с предварительным отделением взвешенного вещества, для чего проба последовательно прокачивалась через фильтр и пенал с сорбентом.

Гамма-активность и радиоизотопный состав проб определяется на гамма-спектрометре с детектором из сверхчистого германия GEM150 с цифровым многоканальным анализатором DSPEC jr 2.0 производства фирмы ORTEC США (Budyansky M.V. и др., 2015).

Результаты гамма-спектрометрических измерений, показали отсутствие во всех пробах  $Be-7$ , при минимально регистрируемой концентрации 0.22 Бк/м<sup>3</sup>, что свидетельствует об участии в формировании глубинных вод зимой в заливе Петра Великого вод с глубин более 100-200 метров с концентрациями  $Be-7$  ниже 0.22 Бк/м<sup>3</sup>, либо полностью свободных от него.

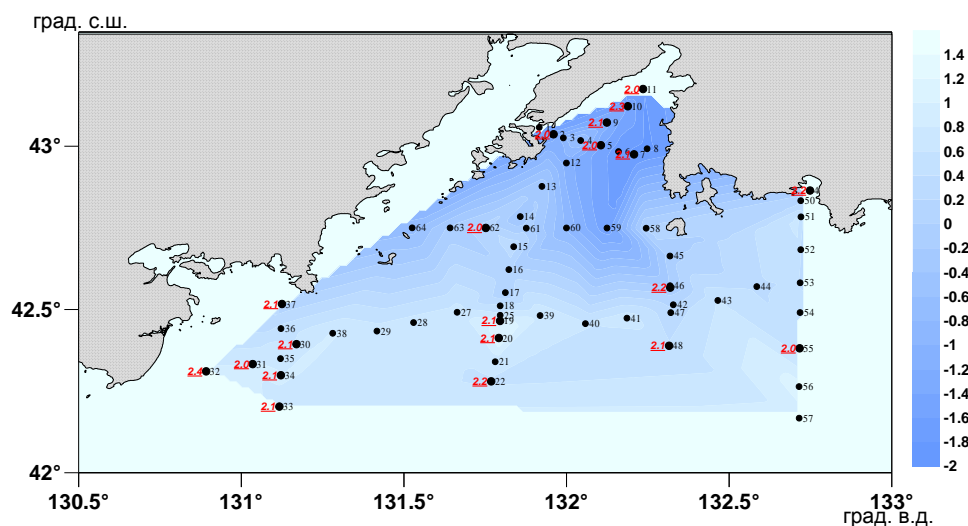


Рисунок 13.7 – Температура на поверхности – синим и концентрация Cs-137 Бк/м<sup>3</sup> – подчеркнутые цифры красным слева, в заливе Петра Великого и прилегающей части Японского моря 12-16.01.2015 г., 64 рейс НИС "Профессор Гагаринский". Положение гидрологических станций – кружки, их номера – цифры справа.

Концентрация Cs-137 во всех пробах в пределах погрешности измерений остается неизменной со средним значением 2.1 Бк/м<sup>3</sup> (рисунок 13.7) и не превышает фоновых значений, характерных для вод открытой части Японского моря (Budyansky M.V. и др., 2015). Т.о. вновь формирующаяся вода имеет концентрацию Cs-137 2.1 Бк/м<sup>3</sup>, которая при быстром погружении будет меняться только за счет смешения с окружающими водами т.к. период полураспада этого изотопа относительно велик –  $T_{1/2}=30.07$  лет.

Результаты измерений радиоактивности 83 проб поверхностной воды, отобранных в заливе Петра Великого период с 06.04.2011 – 16.01.2015 показали среднюю концентрацию Cs-137 2.2 Бк/м<sup>3</sup> со стандартным отклонением 0.5 Бк/м<sup>3</sup>, с доверительным интервалом 0.11 Бк/м<sup>3</sup>, при уровне значимости 0.05, что не выходит за пределы фоновых значений концентрации этого изотопа, регистрируемых в последнее десятилетие в Японском море.

По результатам исследований опубликованы статьи входящие в РИНЦ (Нерода и др, 2013), в SCOPUS (Neroda et al., 2014; Budyansky et al., 2015; Neroda et al., 2016).

## 14 Исследование ледяного покрова дальневосточных морей

Собран разносторонний архив данных о ледовых условиях дальневосточных морей и морей восточно-сибирского сектора Арктики, который включает в себя данные прибрежных гидрометеорологических станций и постов, ледовые карты, попутные судовые наблюдения и мультисенсорные спутниковые изображения. На основе этой разноплановой информации созданы постоянно пополняющиеся специализированные архивы и базы данных характеристик ледяного покрова ДВ морей и морей тихоокеанского сектора Арктики, а также их отдельных акваторий: залива Петра Великого (1917-2016 гг.), Татарского пролива, Анадырского и Олюторского заливов (1960-2016 гг.). Архивы включают в себя базовый набор декадных данных о состоянии ледяного покрова морей, с восстановлением пропущенных данных, согласно алгоритмам, изложенным в работах (Вакульская, Плотников, 2014).

Впервые сформирован архив спутниковых изображений ледяного покрова Японского и Охотского море высокого и среднего пространственного разрешения. Архив включает измерения в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах со спутников Terra, Aqua, ERS-1, ERS-2, Envisat, Sentinel-1A, Landsat-5, Landsat-7, Landsat-8. Регулярно пополняемый архив спутниковых данных предназначен для анализа мезомасштабных особенностей формирования и эволюции ледяного покрова, а также для совершенствования существующих и разработки новых алгоритмов восстановления ледовых характеристик по результатам дистанционных измерений.

На основе сформированных архивов характеристик ледяного покрова оценен характер многолетней изменчивости и сопряженности ледовых условий на морях арктического и тихоокеанского бассейнов и получены следующие основные результаты (рисунок 14.1).

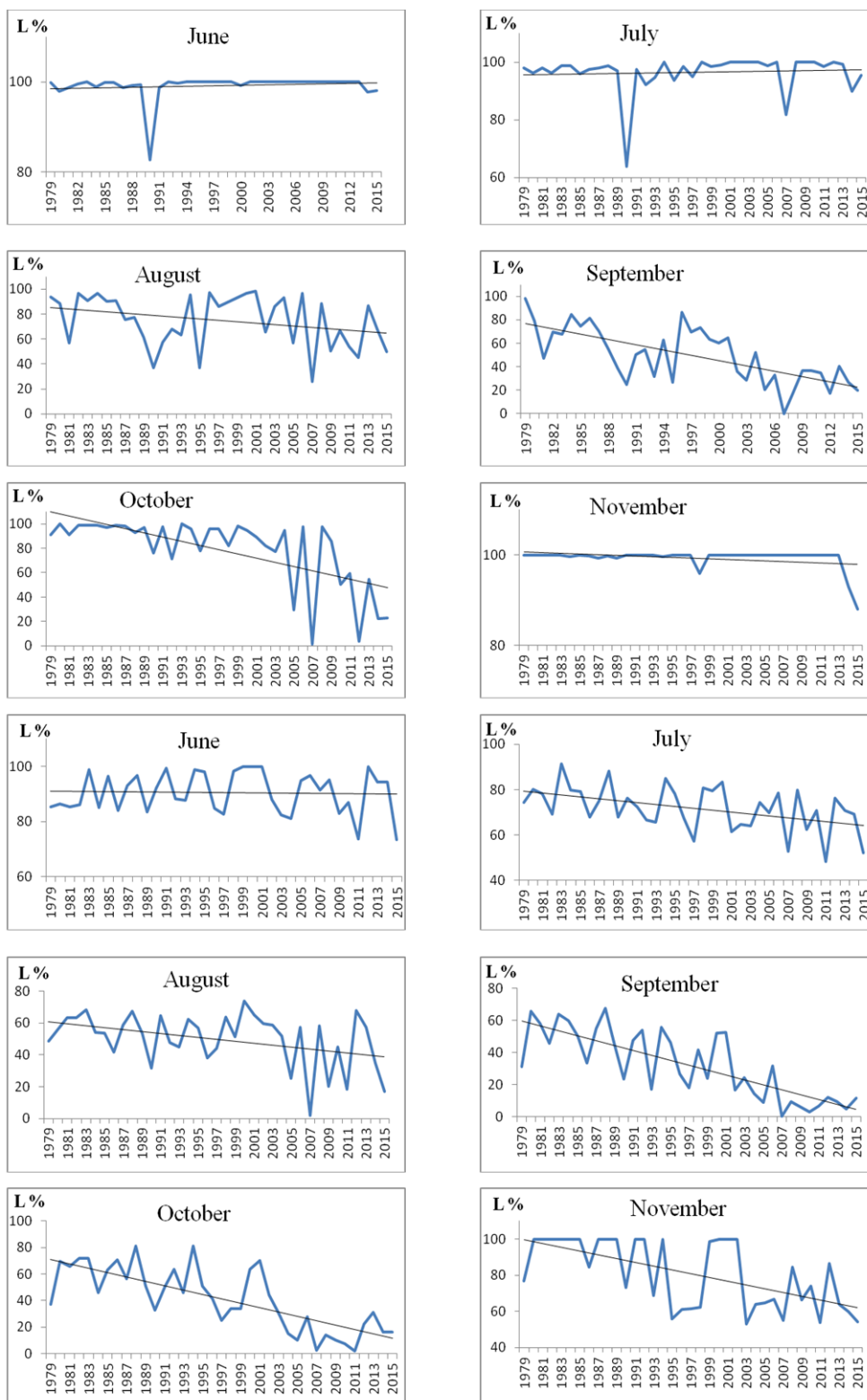


Рисунок 14.1 - Многолетние распределения ледовитостей в Восточно-Сибирском (верхние 6 рисунков) и Чукотском (нижние 6 рисунков) морях и их линейный тренд

1. Проведено районирование Берингова моря по характеру распределения сплоченности и толщины льда, а также по вкладу в эти распределения процессов торошения. Показано, что в любом периоде эволюции ледяного покрова доминирует только одна из градаций толщин льда. При этом отмечается отсутствие симметрии в распределениях толщин в процессах формирования и разрушения ледяного покрова. Выявлено, что продолжительность периода формирования ледяного покрова выше продолжительности периода его разрушения. Распределения ледовых характеристик открытого моря и припая весьма схожи между собой. Различия проявляются только в период таяния, когда обломки припая выносятся в море и переходят в категорию льда открытого моря. Пространственные распределения сплоченности льда в заметной мере определяются скоростью торошения, что связано с общностью факторов формирующих эти параметры ((Вакульская, Плотников, 2014; Вакульская и др., 2014).

2. Характер ледовых условий в Беринговом море может служить неким индикатором развития ледовых процессов в морях восточного сектора Арктики и тихоокеанского бассейна.

Показано, что в целом (среднестатистические оценки связей за весь период наблюдений) процессы эволюции ледовых условий на акваториях Берингова моря и других морях как тихоокеанского (Охотское и Японское моря), так и арктического (Чукотское, Восточно-Сибирское, Лаптевых моря) бассейнов происходят, как правило, в противофазе, т.е. при активном развитии ледяного покрова на морях арктического и тихоокеанского бассейнов следует ожидать замедленного развития ледовых условий на Беринговом море. Однако, если влияние Арктики на ледовые условия Берингова моря вполне однозначно, то влияние Берингова моря на ледовые условия арктических морей, в частности Чукотское море, несколько сложнее. Направленность (знак) связей между ледовыми процессами на акваториях Чукотского и Берингова морей зависят, прежде всего, от их заблаговременности. Влияние Берингова моря на ледовые процессы в Чукотском море в целом положительно (рост ледовитости в Беринговом море, как правило, сопровождается последующим ростом ледовитости в Чукотском море). Положительные же аномалии (рост) ледовитости в Чукотском море (июнь-ноябрь), приводят к отрицательным аномалиям (снижению) ледовитости в Беринговом море (январь-май). Данная ситуация объясняется наличием квазидвухлетней цикличности в ледовых процессах в системе Чукотское - Берингово моря (рисунок 14.2) (Вакульская и др., 2014).

3. Для дальневосточных морей оценена изменчивость основных параметров ледяного покрова. Выделены и проанализированы эволюции крупных аномалий ледяного покрова. Показано существование тесной связи между считающимися независимыми характеристиками ледяного покрова (сплоченностью, толщиной и формой льда), а также приводятся формы их зависимостей. Делается вывод об избыточности ледовой информации, применяемой в настоящее

время для описания состояния ледяного покрова ((Вакульская, Плотников, 2014; Вакульская и др., 2014; Карклин и др., 2016; Плотников и др., 2016б; Плотников и др. 2015; Пономарёв и др., 2015).

Анализ спутниковых измерений высокого и среднего пространственного разрешения позволил оценить мезомасштабные пространственно-временные особенности ледяного покрова Японского и Охотского морей:

1. Оценена динамика ледяного покрова на всей акватории залива Петра Великого. Для различных ветровых условий с высоким пространственным разрешением построены карты дрейфа льда. Рассчитаны средние величины скорости дрейфа и ветрового коэффициента для четырёх отдельных районов залива. В центральной части зал. Петра Великого скорость дрейфа южного направления составляет 0.5-0.6 м/с. Направление дрейфа в этой части залива отклоняется в среднем на 40° вправо от направления ветра. Дрейф льда у западного побережья залива направлен вдоль островов при широком диапазоне направлений ветра северных румбов (от северо-западных до северо-восточных), а скорость дрейфа варьирует в пределах 0,1- 0,4 м/с (Дубина и др., 2014).

2. На основе анализа исторической базы данных ледовых наблюдений, архива спутниковых изображений и непосредственных инструментальных налёдных измерений исследованы особенности ледяного покрова Амурского залива в районе полуострова Ломоносова, включая бухты Перевозная и Нарва. В условиях северо-западного муссона вдоль кромки припая бухты Перевозная в течение всего зимнего сезона дрейфует лёд различных возрастных стадий и форм. Средняя скорость дрейфа 0,3 м/с, максимальная зарегистрированная форма – обширное ледяное поле тонкого однолетнего льда. В бухте Перевозная происходит сильное наслоение и торошение льда. Ледяной покров, сформированный под действием таких деформаций, представляет серьёзную угрозу для судоходства (Дубина и др., 2015б).

3. По данным измерений спектрорадиометров MODIS со спутников Terra и Aqua в январе-мае 2015 г. исследована пространственная неоднородность дрейфа льда на северо-восточном шельфе о. Сахалин в районе Венинского и Киринского углеводородных месторождений. Дрейф рассчитывался на временных интервалах 105 мин и сутки. В первом случае средние скорости превышали в два раза средние суточные и составляли 0,2-0,4 м/с с максимумом 1,0 м/с 22 мая в 2,5 км от берега в районе Набильского залива. При максимальной повторяемости векторов дрейфа льда южных румбов, наблюдались всевозможные направления. При слабом ветре переменных румбов направление дрейфа было неоднородным по пространству (Дубина и др., 2015а).



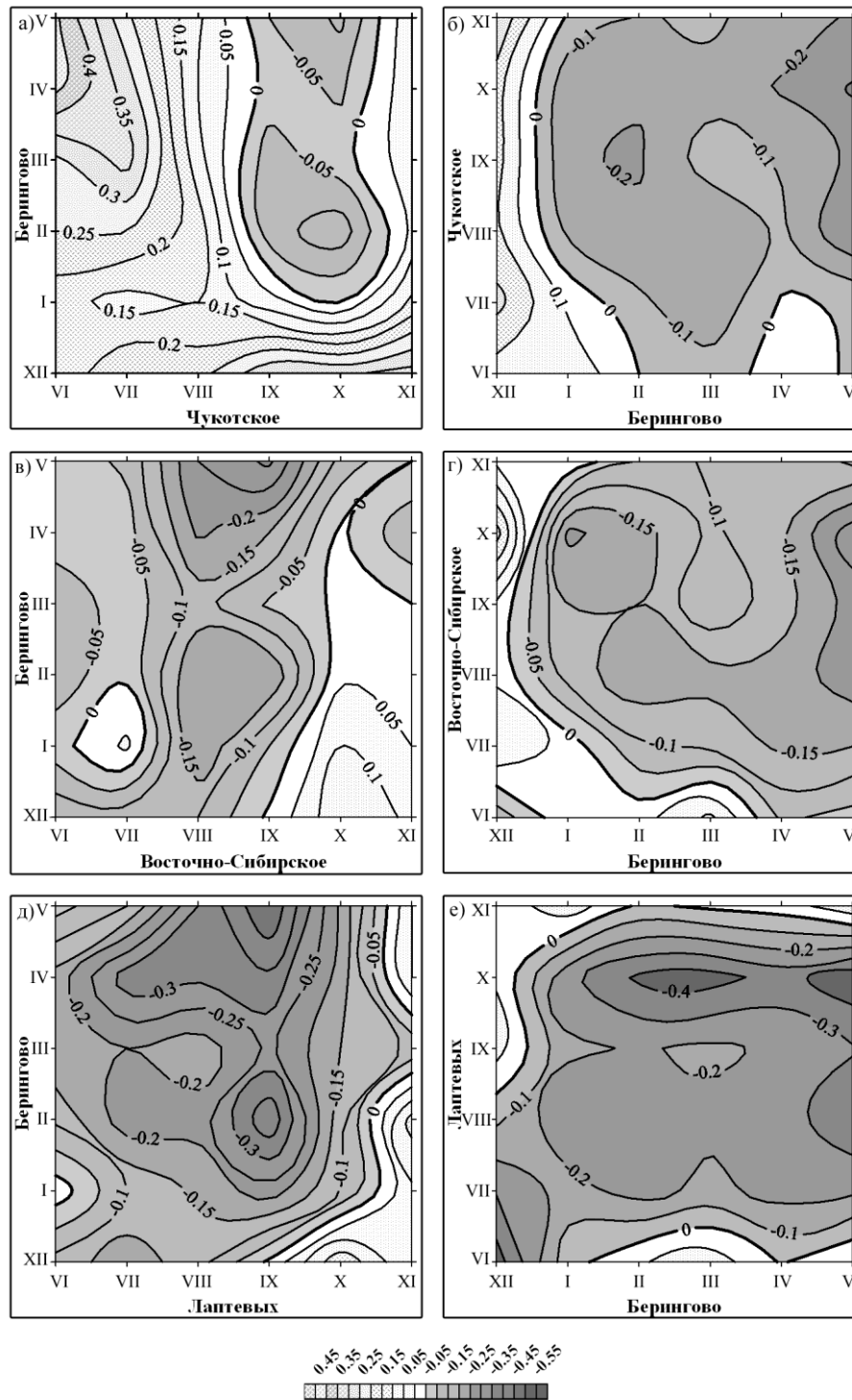


Рисунок 14.2 - Корреляционные матрицы распределения значений ледовитости Берингова моря и морей арктического бассейна (Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря). По оси абсцисс расположено море, данные о ледовитости которого имеют положительный сдвиг во времени

4. На основе исторической базы ледовых наблюдений и архива спутниковых изображений исследованы характеристики и изменчивость ледяного покрова на Магаданском шельфе Охотского моря. Показана пространственная неоднородность режимных характеристик и дрейфа льда. Ледовые фазы в исследованном районе на масштабе 100 км отличаются на 1-2 декады, а сезонное распределение сплочённости, возраста и форм льда в зависимости от месяца и градации повторяемости в центральной части исследуемого района различается на 10-50 %. Скорости дрейфа льда зимой 2015 г., рассчитанные на промежутке времени 6 и 10 суток, варьировали от 1,3 до 12,5 км/сутки (рисунок 14.3). Максимальная скорость 0,75 м/с зарегистрирована 12 марта по спутниковым изображениям, принятым с интервалом в 110 мин (Плотников и др., 2016а).

По результатам исследований опубликованы статьи в рецензируемых журналах (Дубина и др., 2013 – РИНЦ, русская база WoS; Жабин, Дубина, 2013; Пономарев и др., 2013а – SCOPUS, русская база WoS; Пономарев и др., 2013б; Плотников, 2013 – РИНЦ; Вакульская, Плотников, 2014; Вакульская и др., 2014 – РИНЦ; Дубина и др., 2014 – РИНЦ, русская база WoS; Дубина и др., 2015а – РИНЦ, русская база WoS; Пономарев и др., 2015; Карклин и др., 2016; Плотников и др., 2016а – РИНЦ, русская база WoS), статьи в сборниках (Плотников, Дубина, 2016; Плотников и др., 2016б) и монография (Плотников и др., 2015).

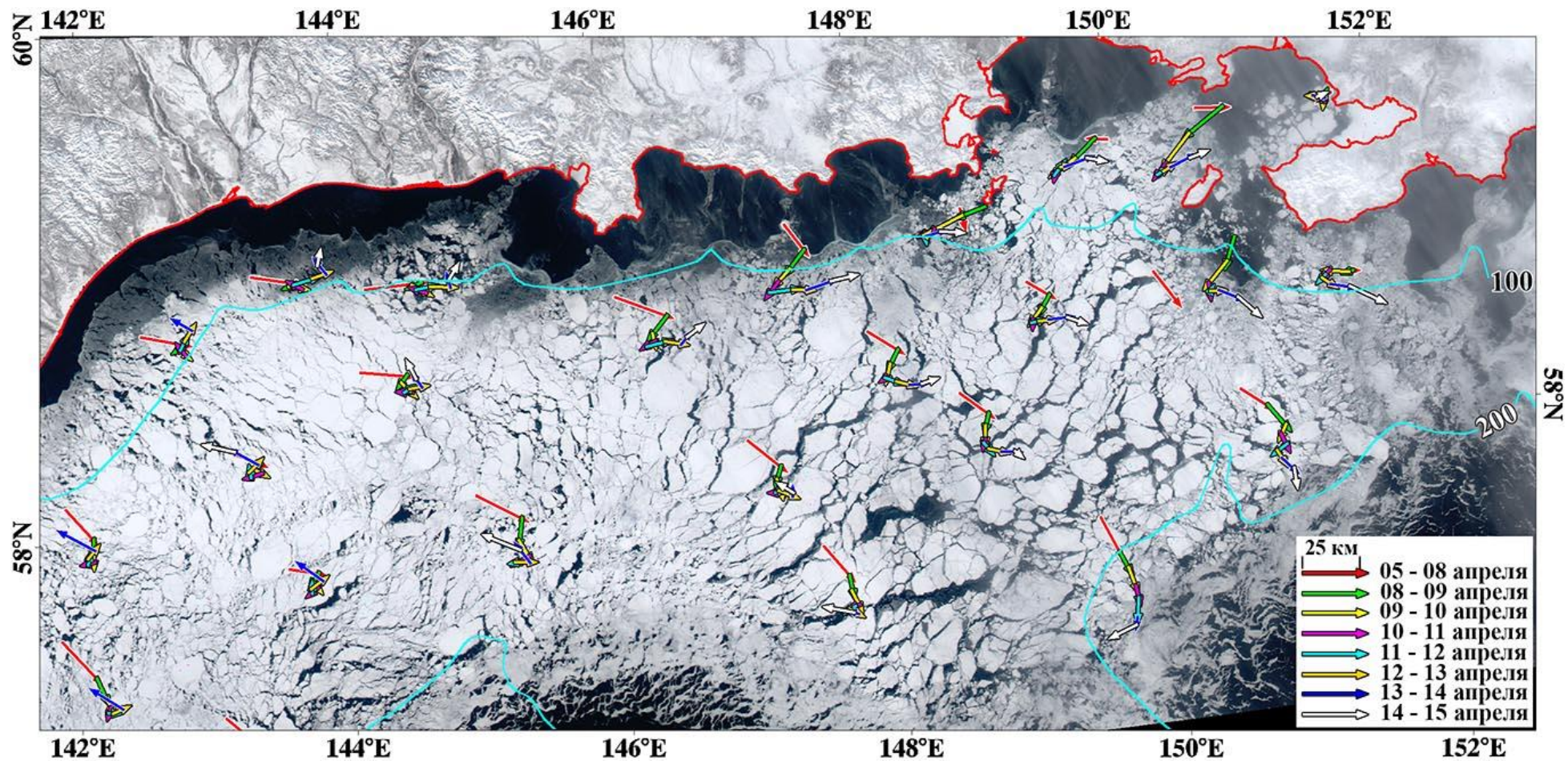


Рисунок 14.3 - Вектора смещения ледовых маркеров за период 5-15 апреля 2015 г., наложенные на изображение, полученное спектрометрией MODIS со спутника Aqua 5 апреля в 02:45 Гр.

## 15 Ледяной покров дальневосточных морей по спутниковым измерениям

Основным источником сведений о характеристиках ледяного покрова (сплоченность, возраст, толщина) служат данные спутникового пассивного микроволнового зондирования. На сайте National Snow and Ice Data Center (<https://nsidc.org/>) приводятся данные о площади и сплоченности ледяного покрова Арктики и отдельных морей, и результаты их сопоставления с обобщенными данными, полученными с 1987 г. Данные о ледяном покрове Арктики и отдельных морей, извлекаемые из измерений в видимом и ИК диапазонах, обзоры гидрометеорологической обстановки выставляются на сайте НИЦ «Планета» (<http://planet.iitp.ru/>). Детальные сведения о распределении и иных характеристиках льда могут быть получены из анализа изображений РСА со спутников Sentinel-1A и Sentinel-1B (<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/sentinel-data-access>).

Ледовитость Охотского и Берингова морей в январе 2016 г. была ниже средней многолетней. В феврале площадь ледяного покрова начал интенсивно расти. Так в Охотском море площадь льда ( $S_{л}$ ) увеличилась на 180 тыс. км<sup>2</sup>, в отличие от 2015 г., когда в конце февраля был зафиксирован рекордно низкий минимум. Зимой 2016 г. площадь льда в Арктике продолжала уменьшаться. В январе  $S_{л} = 13,53$  млн. км<sup>2</sup>, что на 90 тыс. км<sup>2</sup> ниже предыдущего минимума за всю историю спутниковых наблюдений. Данный процесс, возможно, был частично обусловлен отрицательной фазой арктической осцилляции (<https://nsidc.org/>). 24 марта 2016 г. площадь льда в Арктике достигла максимума в 14,52 млн. км<sup>2</sup>, что соответствовало максимуму прошлого года, который отмечался на месяц раньше - 25 февраля 2015 г. Минимальные значения ледовитости в 2016 г. зарегистрированы в западной части Арктики.

Результаты моделирования ледовитости Арктики, основанные на анализе фактических данных за 1997 - 2007 гг. приведены в (Yeager et al., 2015). Из них следует, что с 2007 по 2023 гг., скорость уменьшения площади льда в Арктике снизится. В то же время в Охотском и Беринговом морях уменьшение площади льда интенсифицируется (рисунок 15.1а). Для декады 2013 - 2023 гг.

прогнозирован рост площади льда в северной и центральной частях Охотского моря, а площадь льда в Беринговом море будет уменьшаться (рисунок 15.1б). Данные измерений для периода 2007 - 2017 гг. подтверждают результаты моделирования.

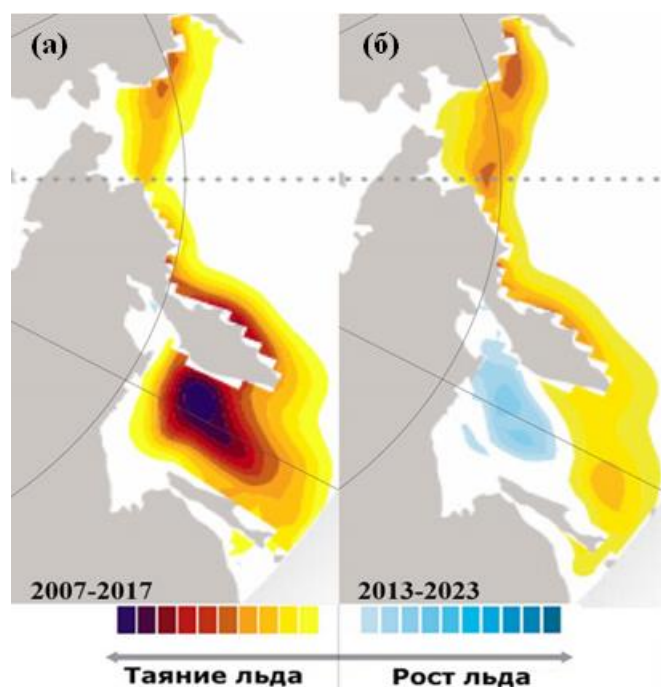


Рисунок 15.1 – Изменение площади льда по данным моделирования: с 2007 по 2017 г. (а) и с 2013 по 2023 г. (б) (<https://ncar.ucar.edu/>)

### 15.1 Анализ ледовой обстановки в Охотском море по спутниковым данным

На рисунке 15.2 показана ледовая обстановка в Охотском море и в Татарском прол. 8 февраля 2016 г. Карты сплоченности льда  $C$  (рисунки 15.2 в, з) построены по алгоритму Artist Sea Ice (ASI) (Spreen et al., 2008) по яркостным температурам  $T_{я}^{\Gamma, B}(v)$  AMSR2 на  $v = 18,7$  и  $89,0$  ГГц на Г- и В-поляризациях. Шаг карты  $3,125 \times 3,125$  км. Значения  $C$  даны в процентах: 0 % соответствует открытой воде, а 100 % - сплошному ледяному покрову. В северо-западной части зал. Терпения в зоне 1 лед отсутствует. Изображения в видимом и ИК-диапазонах это не подтверждают. Альbedo зоны 1 выше, чем у воды (зона 2 на рисунках 15.2 а-д), а температура поверхности ниже (рисунки 15.2 б, ж), что можно объяснить наличием начальных видов льда (Shokr, Sinha, 2015). Значения  $T_{я}^{\Gamma}(18) = 170-190$  К и  $T_{я}^{\Gamma}(89) = 205-215$  К (рисунки 15.2 г, д) выше, чем у открытой воды (при отсутствии облаков и слабом ветре), что также говорит о наличии льда в зоне 1. Основные источники погрешности в оценке сплоченности льда по данным микроволнового зондирования – появление в поле зрения радиометра облаков с водозапасом  $> 0,1-0,2$  кг/м<sup>2</sup> и начальных форм льда (ледяное сало, шуга, нилас), яркостный контраст которых на фоне взволнованной морской поверхности мал (Beitsch et al., 2014). Индикация и оценка сплоченности тонких льдов являются сложной задачей, для решения которой существующие алгоритмы должны быть усовершенствованы путем использования яркостных температур  $T_{я}(v)$  на

различных частотах и поляризациях. Измерения на высоких частотах обеспечивают улучшение пространственного разрешения, но требуют разработки новых погодных фильтров из-за роста с частотой влияния капельной облачности (Ivanova et al., 2015).

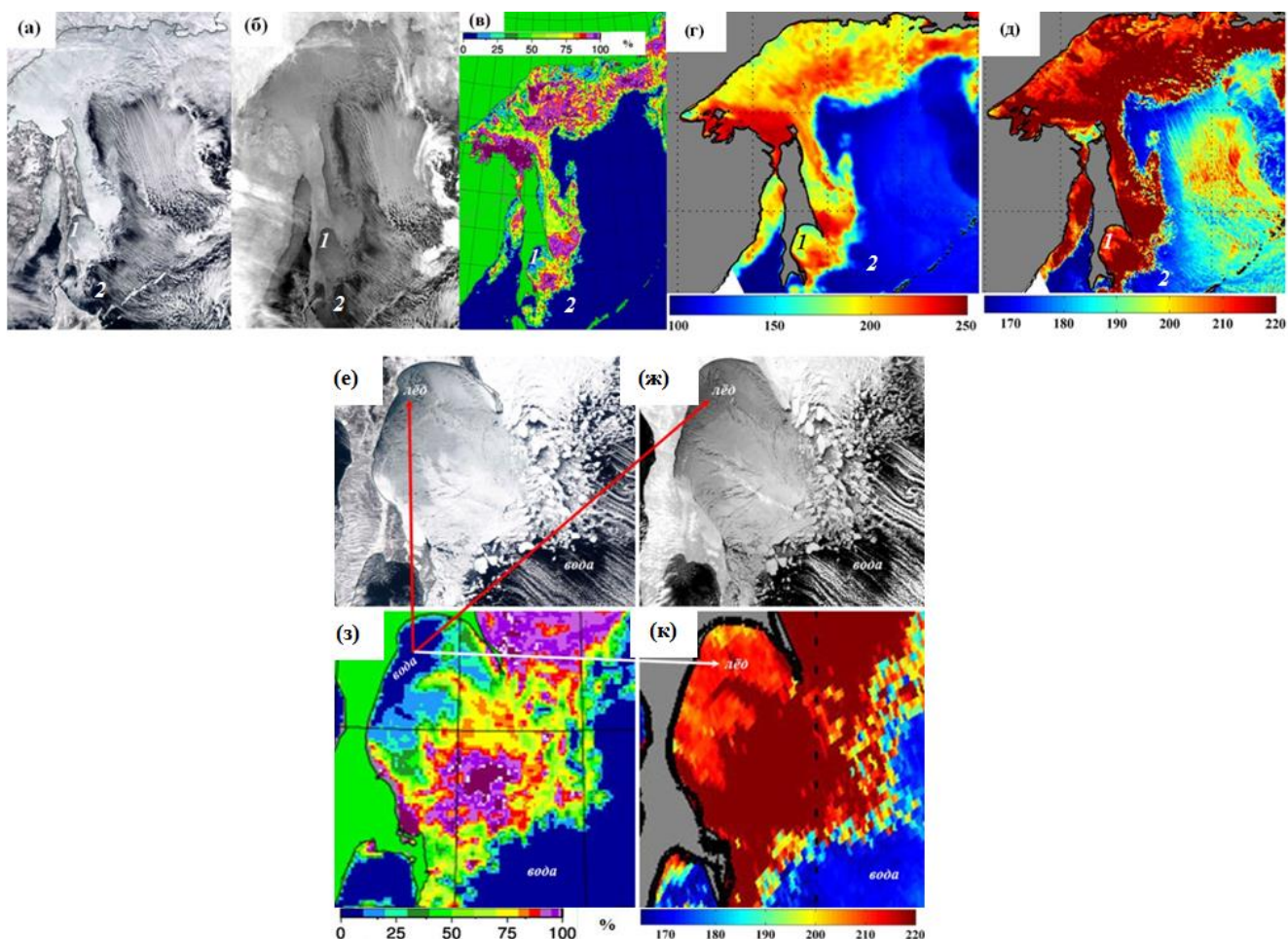


Рисунок 15.2 – Ледяной покров вокруг о. Сахалин (а)-(д) и в зал. Терпения (е)-(к) 8 февраля 2016г.: видимое изображение MODIS со спутника Terra в 01:15 Гр. (а), (е); ИК изображение VIIRS со спутника SNPP в 01:39 Гр (б, ж). Яркость растет с понижением температуры (б), (ж), карта сплочённости льда в процентах (в), (з); яркостные температуры на горизонтальной поляризации на частотах 18.7 ГГц (г) и 89.0 ГГц (д), (к). Шкалы яркостных температур даны в Кельвинах

### 15.2 Мультисенсорный анализ ледовой обстановки на шельфе Сахалина с использованием PCA изображений и данных скаттерометра

Данные PCA обеспечивают сведения о состоянии морской поверхности, о ледовой обстановке и о развитии опасных явлений независимо от времени суток и облачности. Высокое разрешение PCA в сочетании с зондированием на двух поляризациях и широкой полосой обзора обеспечивает получение сведений о ледовой обстановке на высоком уровне: уверенно

определяется граница лед – вода, обнаруживаются полыньи, разводья, торосы, зоны припая, формирования нового льда, циркуляции Ленгмюра и другие особенности. В работе (Митник, Хазанова, 2015) было рассмотрено образование и быстрая изменчивости ледовой обстановки и условиях навигации в районе Новосибирских о-вов с 14 по 24 октября. Временные ряды  $T_{я}^{Б,Г}(v)$ , карт сплоченности и изображений РСА в сочетании с сопутствующей спутниковой и контактной информацией позволяют осуществлять ежедневный мониторинг состояния ледяного покрова, следить за эволюцией и дрейфом льда на обширных акваториях, оценивать климатические тренды для всего арктического бассейна и отдельных его частей. Для моделирования (оценки потока тепла и др.) и оперативных приложений (навигация во льдах, воздействие на нефтяные платформы и др.) критически важно классифицировать ледяной покров с малой неопределенностью. Изображения на одной поляризации не всегда позволяют решить эту задачу. Анализ с использованием поляризметрических изображений РСА повышает точность классификации. Рассмотрим ледяной покров на шельфе Сахалина 13 марта 2015 г. после прохождения глубокого циклона (Митник, Хазанова, 2016). Центр циклона 10 марта в 00 Гр. находился на  $39^{\circ}$  с.ш.,  $143^{\circ}$  в.д. 11 марта он переместился на  $45^{\circ}$  с.ш.,  $140^{\circ}$  в.д. Еще через сутки, 12 марта в 00 Гр. центр располагался над зал. Терпения на  $47^{\circ}$  с.ш.,  $144^{\circ}$  в.д. 11-12 марта скорость восточных и северо-восточных ветров по данным береговых метеостанций составляла 15-18 м/с с порывами у побережья Сахалина до 20-25 м/с. Толщина выпавшего на Сахалине снега достигала 135-146 см. Под действием ветра сплоченность примыкающего к Сахалину серо-белого и белого льда возросла до 9-10 баллов (область 1 на рисунке 15.3). На изображении РСА (рисунок 15.3а) границу сплоченного льда отмечают две узкие полосы 2 и 3. Полоса 2, расположенная ближе к берегу, на севере имеет светлый тон, а на юге - темный, в то время как полоса 3 выделяется на севере по темному тону, а на юге - по светлому. Удельная эффективная площадь рассеяния полосы 2  $\sigma^{\circ} = -(12-14)$  дБ, полосы 3 -  $-(15-17)$  дБ. Полосы 2 и 3 обрамляет широкая область 4 с  $\sigma^{\circ} = -(11-16)$  дБ. Здесь при низкой температуре  $-(10-14^{\circ})$  С и скорости ветра  $W = 8-10$  м/с (рисунок 15.3г) происходит быстрое образование льда. Значительный перепад значений  $\sigma^{\circ}$  (яркости) в областях 2-5 объясняется различием шероховатости поверхности наблюдающихся здесь типов льда. Темный тон области 5 ( $\sigma^{\circ} = -(18-22)$  дБ) обусловлен ледяным салом, которое гасит мелкомасштабное волнение и поэтому четко выделяется на фоне взволнованной морской поверхности 6 ( $\sigma^{\circ} = -(9-14)$  дБ). Во время зондирования РСА Сахалин находился на западной периферии заполняющегося циклона. По данным скаттерометра значения  $W$  возрастают от 7-10 м/с между  $52-54^{\circ}$  с.ш. до 12-13 м/с между  $50-52^{\circ}$  с.ш. (рисунок 15.3г), что соответствует увеличению яркости изображения РСА к югу. На видимом изображении, полученном за 3 час до измерения РСА, полоса льда 1 выделяется по яркому тону (рисунок 15.3б), так как лёд покрыт свежавыпавшим снегом. Радиационная

температура поверхности  $\approx 265$  К на севере и  $\approx 255$  К на юге, что отражает различие в средней толщине льда (Adams et al., 2012) Границу лед - вода отмечают и показания скаттерометра.

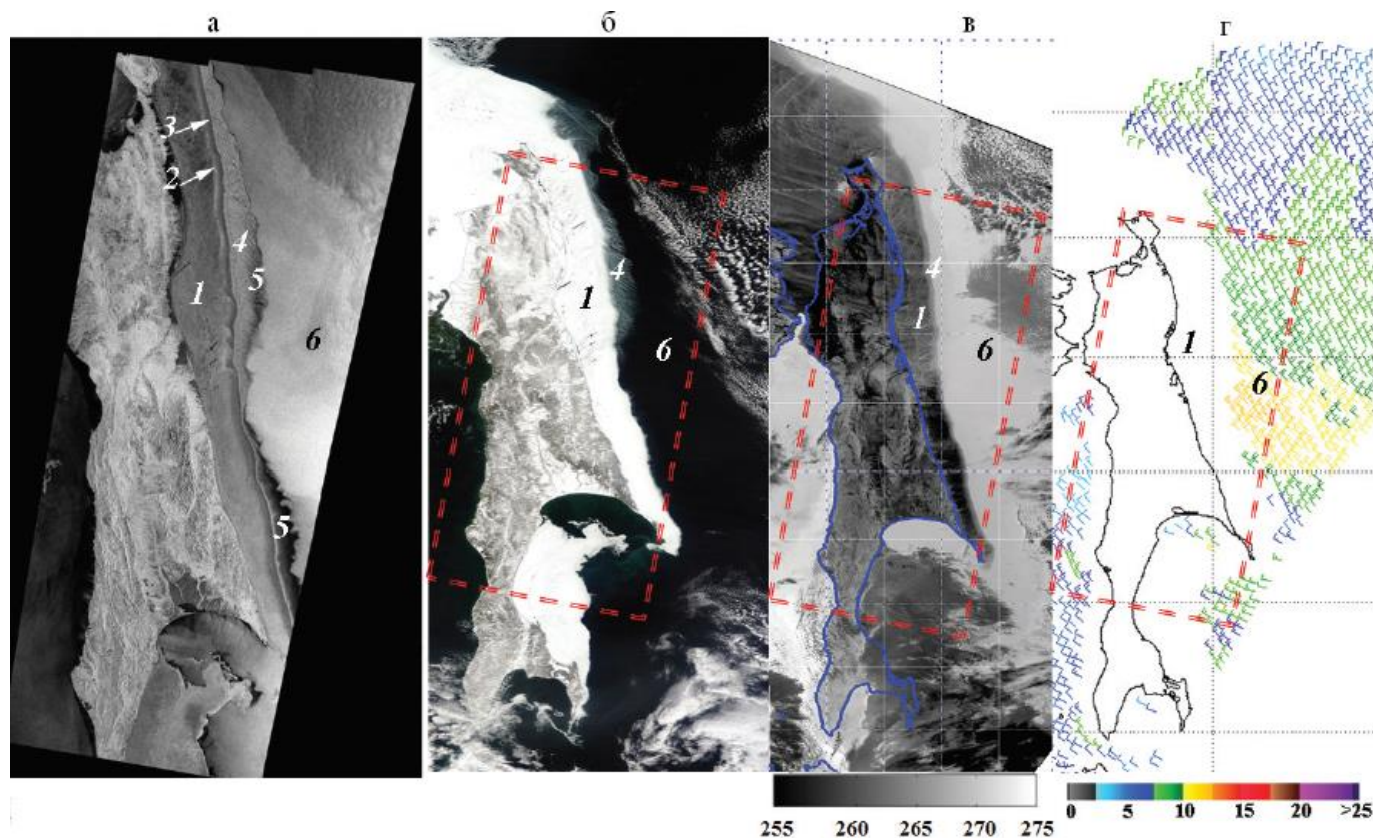


Рисунок 15.3 – Ледяной покров вокруг Сахалина. Изображения PCA SAR-C со спутника Sentinel-1A в 20:39 Гр. (а) и VIIRS со спутника SNPP в ИК диапазоне в 17:45 Гр. (в) 13 марта 2015 г.; видимое изображение MODIS со спутника Aqua в 01:35 Гр. (б) и поле ветра по данным MetOp-B в 01:19 Гр. 14 марта 2015 г. (г). Радиационная температура на (в) в Кельвинах и скорость ветра на (г) в м/с,. Пунктирные прямоугольники на (б) - (в) показывают границы изображения PCA

При отсутствии облачности открытая поверхность воды имеет темный тон на видимом и светлый тон на ИК изображении, соответствующий температуре  $\approx 273$ - $275$  К (рисунок 15.3в).

По результатам работы опубликованы две статьи в рецензируемом журнале, входящем в РИНЦ, Scopus и русскую базу Web of Science (Митник, Хазанова, 2015; Митник, Хазанова, 2016), представлены доклады на российских конференциях и международном симпозиуме IGARSS 2016 (Mitnik et al., 2016).



## 16 Восстановление полей океана и атмосферы в морских погодных системах по спутниковым микроволновым измерениям

### 16.1 Данные спутникового микроволнового зондирования

Морские погодные системы, динамические явления в океане и опасные явления в дальневосточном регионе (наводнения) изучались по данным микроволновых (МВ) радиометров AMSR-E (спутник Aqua, 2002-2011 гг.), WindSat (спутник Coriolis, 2003 - по настоящее время), AMSR2 (спутник GCOM-W1, 2012 - по настоящее время), GMI (спутник GPM, 2014 - по настоящее время), МТВЗА-ГЯ (спутники Метеор-М № 1 и № 2 (2009- по настоящее время), ATMS (спутник Suomi NPP, 2011 - по настоящее время), по показаниям скаттерометров QuikSCAT (спутник Coriolis, 2000 -2009), ASCAT (спутники MetOp-A, 2006 - по настоящее время и MetOp-B, 2012 - по настоящее время), OSCAT (спутник OceanSat-2, 2009 - 2014 и RapidScat (Международная космическая станция (МКС), 2014 - по настоящее время) и по изображениям PCA PALSAR-1 (спутники ALOS-1 (2006 -2011) и ALOS-2 (2014- по настоящее время) и ASAR (спутники Sentinel-1A, 2014 - по настоящее время) и Sentinel-1B (2016 - по настоящее время) (Katsaros et al., 2014).

Наиболее востребованными были данные МВ радиометров AMSR, AMSR-E и AMSR2 (Япония), поступавшие в ТОИ ДВО РАН по соглашению с Японским аэрокосмическим исследовательским агентством JAXA. Поля паросодержания атмосферы  $V$ , водозапаса облаков  $Q$  и скорости приводного ветра  $W$  восстанавливались по алгоритмам, разработанным с использованием модельных массивов  $T_{\alpha}(v)$ , которые были получены путем численного интегрирования уравнения переноса МВ излучения в системе подстилающая поверхность - атмосфера (Митник, Митник, 2006; 2011a; 2011b; Митник и др., 2014; Mitnik et al., 2009; Mitnik, Mitnik, 2010). Коэффициенты и аппроксимации, используемые в алгоритмах, корректировались при уточнении спектров поглощения в водяном паре и кислороде, диэлектрической проницаемости и коэффициентов излучения пресной и солёной воды (Meissner, Wentz, 2012; Zabolotskikh et al., 2014a; 2015a). Фильтрация пикселей с мощной облачностью и осадками выполнялась по пороговому значению нового параметра - полного поглощения в атмосфере на  $\nu = 10,7$  ГГц  $\tau(11)$ , что позволяет оценивать значения  $V$ ,  $Q$  и  $W$  в штормовых условиях, если  $\tau(11) \leq 0,1$ . (Митник, Митник, 2014; Mitnik et al., 2009; Mitnik, Mitnik, 2010; Zabolotskikh et al., 2013; 2015b).

### 16.2 Микроволновое зондирование со спутника Метеор-М № 2

Работы с радиометром МТВЗА-ГЯ на метеорологических спутниках серии "Метеор-М № 2" (Асмус и др., 2014) включали в себя моделирование  $T_{\alpha}(v)$  на  $\nu = 10-200$  ГГц путем численного

интегрирования уравнения переноса излучения в системе подстилающая поверхность - атмосфера, разработку методики внешней калибровки и алгоритмов восстановления геофизических параметров. Данные МТВЗА-ГЯ предоставлялись ТОИ по договору с НТЦ “Космонит” Роскосмоса. Преобразование выходных сигналов МТВЗА-ГЯ (отсчетов) в яркостные температуры на частотах  $\nu = 10\text{-}92$  ГГц было выполнено по расчетным значениям  $T_{\text{я}}(\nu)$  над тестовыми участками. В качестве холодных тестовых участков выбирались безоблачные области океана с температурой поверхности  $T_0 < (5\text{-}7)^\circ\text{C}$  при слабом ветре и малом паросодержании атмосферы  $V < 3\text{-}5$  кг/м<sup>2</sup>, а в качестве горячей – зоны влажных широколиственных лесов Амазонки (Митник и др., 2015; Митник, Митник, 2016; Mitnik et al., 2016). Стабильность работы радиометра в полете проверялась по временным рядам измерений (отсчетов) над областями вблизи станций Concordia (Антарктида) и Summit (Гренландия). Для этих же областей были построены временные ряды  $T_{\text{я}}(\nu)$  на частотах AMSR2 (Barsukov et al., 2016). Из совместного анализа рядов отсчетов МТВЗА-ГЯ и хорошо калиброванных данных AMSR2 следует, что радиометр МТВЗА-ГЯ на протяжении двух лет работал стабильно (рисунок 16.1).

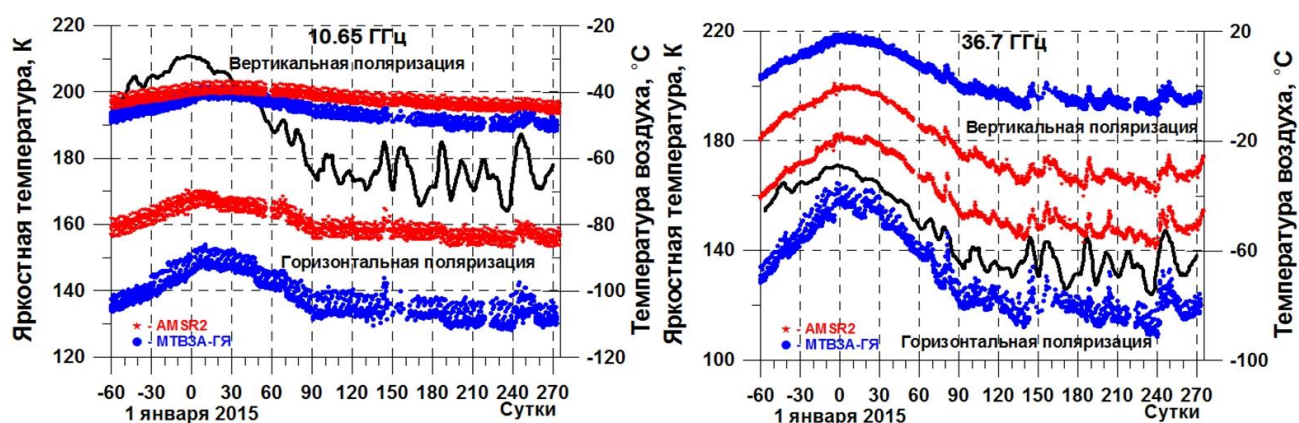


Рисунок 16.1– Яркостные температуры на частотах 10.65 ГГц (а) и 36.5 ГГц (б) на в- и г-поляризациях по измерениям МТВЗА-ГЯ (синие точки) и AMSR2 (красные звездочки) с 1.11.2014 по 30.09.2015 г. над тестовой областью Антарктического плато с центром на 75.5° ю.ш., 116.25° в.д.) и температура воздуха на станции Concordia (75.1° ю.ш., 123.33° в.д.) (черная кривая) при 5-суточном скользящем усреднении

Внешняя калибровка каналов зондировщика МТВЗА, предназначенных для восстановления вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы, может быть выполнена только на частотах, на которых существенный вклад в  $T_{\text{я}}(\nu)$  вносит излучение подстилающей поверхности, в частности, над районами Восточной Антарктиды и Гренландии, высота которых  $> 3$  км, а паросодержание атмосферы мало (Митник и др., 2015; Митник, Митник, 2016; Barsukov et al., 2016; Mitnik et al., 2016); (рисунок 16.2).

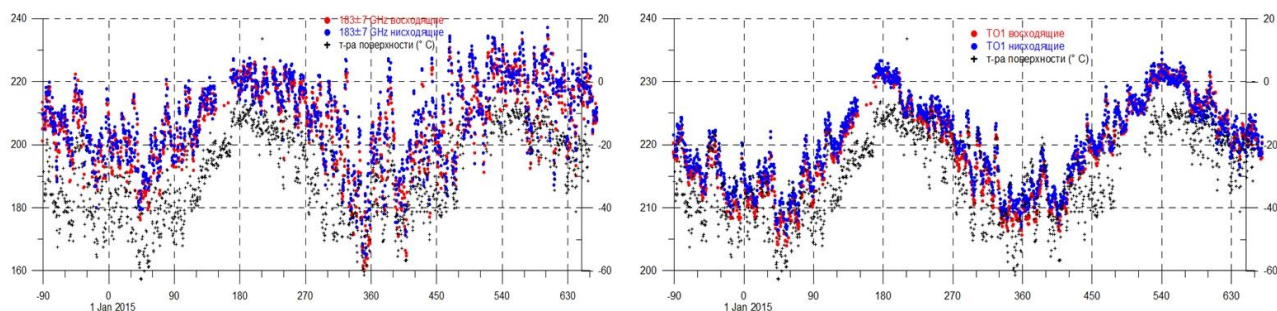


Рисунок 16.2 – Временные ряды антенных температур (отсчетов) по измерениям МТВЗА-ГЯ на частотах  $183,31 \pm 7$  ГГц (а) и  $52,8$  ГГц (б) и температуры воздуха (черные точки) с 1 октября 2014 г. по 31 декабря 2015 г. над тестовой областью Гренландии вблизи станции Summit

Ниже приведены результаты исследования характеристик океана и атмосферы на основе данных спутникового дистанционного зондирования и сопутствующей информации. Они охватывают различные временные интервалы для выявления межгодовой, сезонной и синоптической изменчивости, климатических трендов и трендов аппаратуры (см. рисунки 16.1, 16.2). Выполнен также анализ конкретных синоптических ситуаций (Митник, Митник, 2014; 2015; Митник и др., 2014б). Основное внимание уделено опасным и особо опасным морским погодным системам: тропическим, внетропическим и полярным циклонам и холодным вторжениям, которые сопровождаются штормовым ветром и осадками, а при выходе на сушу могут вызвать наводнения и привести к серьезным экономическим потерям.

### 16.3 Мультисенсорный спутниковый анализ морских погодных систем

**Тропические циклоны.** В 2016 г. над северо-западной частью Тихого океана наблюдалось 26 тропических циклонов (ТЦ). 12 из них достигли стадии тайфуна, а ТЦ Meranti с минимальным давлением в центре  $P_{ц} = 890$  мб и с максимальной скоростью ветра  $W_{max} = 62$  м/с и ТЦ Chaba с  $P_{ц} = 905$  мб и  $W_{max} = 59$  м/с - стадии супертайфуна. В 2012 – 2016 гг. на азиатские окраинные моря оказывали непосредственное воздействие 24 ТЦ: по три в 2012 г. и в 2013 г., четыре - в 2014 г., 6 - в 2015 г. и 8 в 2016 г. Траектории и давление в центре ТЦ свободно доступны на сайте Digital Typhoon <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/year/wnp/2016.html.en>. В 2016 г. ТЦ зарождались в основном в области  $5^{\circ} - 20^{\circ}$  с.ш.,  $130^{\circ} - 160^{\circ}$  в.д.

Для детального изучения пространственной структуры полей приводного ветра, осадков различной интенсивности и их воздействия на волнение особый интерес представляют изображения ТЦ, полученные спутниковыми радиолокационными станциями с синтезированной

апертурой (РСА). В 2016 г. изображение РСА было получено только для ТЦ Liongock (17 -30 августа). Из тропической депрессии до тропического шторма ТЦ развился за 4,5 суток. В стадию сильного тропического шторма ТЦ перешел 23 августа в 00 Гр., когда его центр находился на 28,0°с.ш., 134,4°в.д., а давление составило  $P_{ц} = 985$  мб. Стадия тайфуна наблюдалась с 18 Гр. 23 до 30 августа при  $P_{ц} = 940$  мб. Максимальная скорость ветра  $W_{max} = 44$  м/с при порывах до 62 м/с. 27 августа в 20:54 Гр. тайфун оказался в пределах полосы обзора РСА, установленной на спутнике Sentinel-1A. Изображения ТЦ, полученные на двух поляризациях: VV (излучение и прием радиолокационных сигналов на вертикальной (V) поляризации) и VH (излучение на V-поляризации и прием рассеянных поверхностью сигналов на горизонтальной (H) поляризации), приведены на рисунке 16.3. На фрагментах с лучшим разрешением видна структура и вариации яркости в области глаза тайфуна и в спиральной дождевой полосе к северу от его центра. Глаз выделяется по темному тону, свидетельствующему о малой скорости ветра в центре. Форма глаза близка к эллиптической на изображении с VV-пол. (размер в направлении с севера на юг 25 км x 42 км) и к круговой на VH-пол (диаметр ~ 32 км). Глаз обрамляет кольцо повышенной яркости шириной 5 км. На кольце на VH-изображении выделяются яркие пятна, появление которых, возможно, связано с рассеянием РЛ-сигналов градом и обводненным градом в ячейках суперконвекции, возникающих в стене глаза. Узкие серые полосы по спиральям направленные к центру могут быть вызваны двукратным ослаблением РЛ сигналов в интенсивных ливневых осадках.

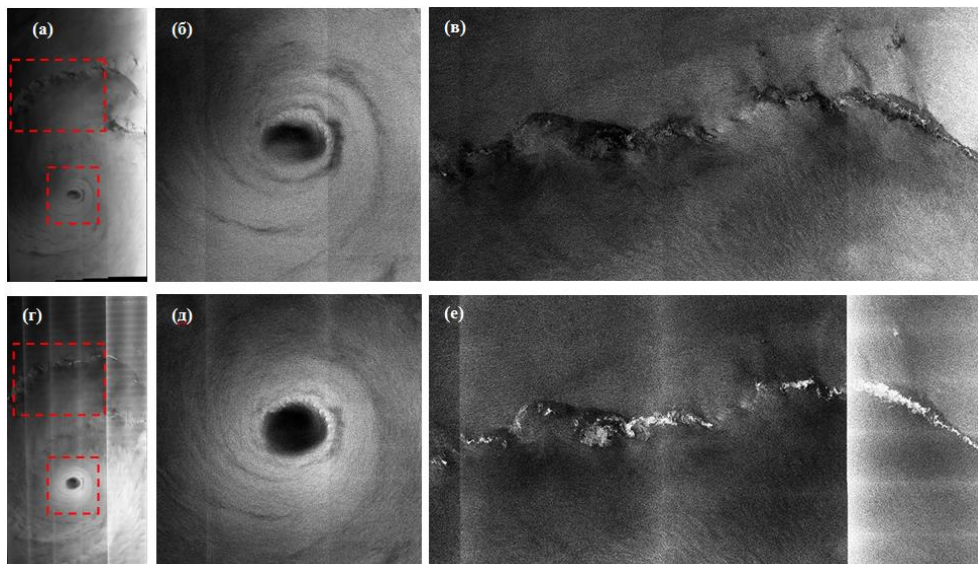


Рисунок 16.3 – Изображения РСА ASAR на VV-поляризации (а)-(в) и VH-поляризациях (г)-(е) со спутника Sentinel-1A в 20:54 Гр.: размер кадров на (а) и (г) 490 км x 710 км. Пунктирными линиями на (а) и (г) выделены зона стены глаза (б) и (д) и фрагмент дождевой полосы (в) и (е)

Вариации яркости в пределах дождевой полосы характеризуют сложный характер воздействия трехмерной структуры осадков различной интенсивности на шероховатость морской поверхности при вариациях скорости и направления приводного ветра и на величину ослабления сигналов. Значения удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР)  $\sigma^0$  были найдены по алгоритму (Nuno, Meadow, 2015). Значения  $\sigma^0$  в глазе и стене глаза меняются в диапазоне от -3 до -14 дБ на VV-пол. и от -17 до -25 дБ на VH-пол. Для дождевой полосы вариации заключены в пределах  $-(2 - 15)$  дБ на соосной поляризации и  $-(21 - 28)$  дБ на скрещенной.

На рисунке 16.4 приведены поля яркостных температур по данным МВ радиометров МТВЗА-ГЯ и GMI и поля паросодержания атмосферы, водозапаса облаков и скорости приводного ветра, восстановленные из измерений AMSR2 по алгоритмам (Митник, Митник, 2010, 2011; Митник и др., 2014а; Mitnik, Mitnik, 2010; Mitnik et al., 2009; Zabolotskikh et al., 2013).

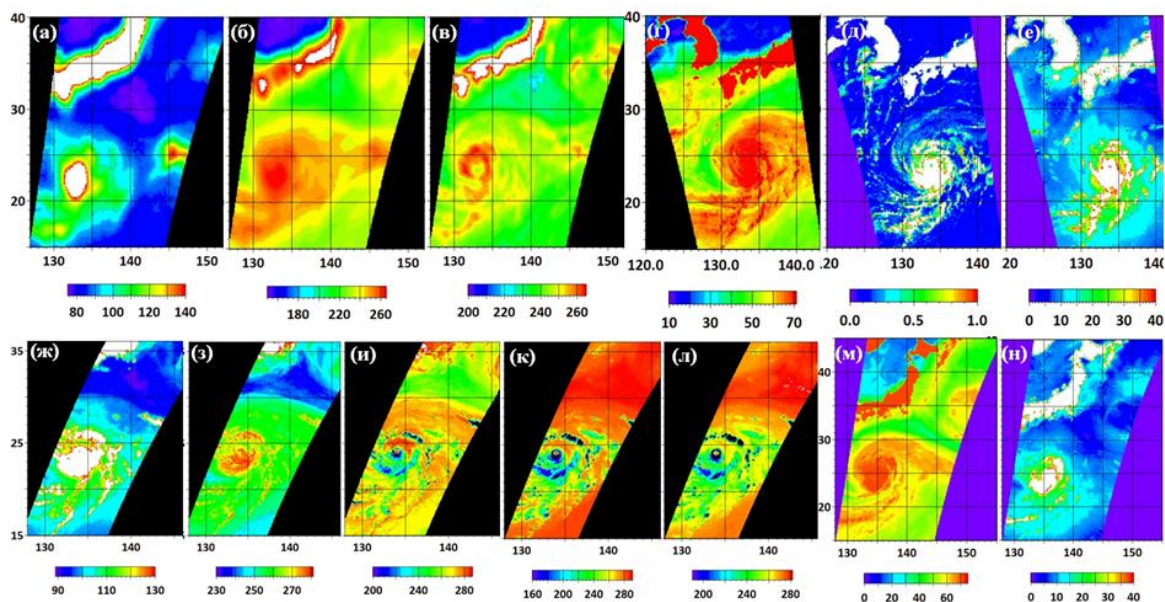


Рисунок 16.4 – Тайфун Lionrock 27 августа 2016 г. Поля яркостных температур по данным: МТВЗА-ГЯ на Г-пол. на частотах 10,65 ГГц (а), 23,8 ГГц (б) и 48,0 ГГц (в) в 02:51 Гр. и GMI на 10,65 ГГц, Г-пол. (г), 23,8 ГГц, В-пол. (д), 89,0 ГГц, В-пол. (е), 166,0 ГГц, Г-пол. (ж) и  $183,31 \pm 7$  ГГц, В-пол. (з) в 06:06 Гр. (шкалы в Кельвинах) и поля паросодержания атмосферы (г) и (м), водозапаса облаков (д) и скорости ветра (е) и (н), восстановленные из измерений AMSR2 в 04:23 Гр. (г) - (е) и в 16:30 Гр (м) и (н). Шкалы на (г) и (д) в  $\text{кг}/\text{м}^2$ , на (е) - в м/с

Измерения тайфуна Lionrock были также выполнены со спутника GPM двухчастотным (13,4 и 35,5 ГГц) радиолокатором DPR синхронно с радиометром GMI и со спутника SNPP МВ радиометром ATMS на 22 каналах в сроки, близкие к РСА зондированию: в 16:03 Гр. 27 августа и в 03: 23Гр. 28 августа, а также в 16:27 Гр. 26 августа и в 03:39 Гр. 27 августа. Возможности

регистрации теплового ядра ТЦ по измерениям яркостных температур на частотах ATMS и МТВ3А-ГЯ в области поглощения кислорода 52 - 55 ГГц рассмотрены в промежуточном отчете за 2015 г. (Отчет, 2015). Поле ветра по данным скаттерометра ASCAT (спутник MetOp-B) было получено примерно через 4 часа после РСА (не показано). В последующие дни объем количественной информации о ТЦ, полученной в МВ, ИК и видимом диапазонах, включая изображения с геостационарных спутников Кореи (COMS) и Японии (Himawari - 8), анимации прибрежных доплеровских метеорологических радиолокаторов и данные радиозондирования атмосферы, что крайне актуально для ТЦ, выходящих на сушу (Marks et al., 1998), прогноза их траектории, скорости ветра и интенсивности осадков над морем и земной поверхностью. Осадки над Приморьем, связанные с тайфуном Lionrock, привели к масштабному наводнению в Приморье (Митник и др., 2016б, Журавлёв, 2016)) и экономическим потерям, превышающим 1 млрд руб. Повышения точности прогноза можно ожидать от использования новых видов спутниковых данных и более полных статистических данных (Choi et al., 2016; Kalkstein, MacPherson, 2016).

#### **16.4 Внетропические и интенсивные мезомасштабные циклоны**

Наилучшим подходом к исследованию экстремальных погодных систем над северо-западной частью Тихого океана (СЗТО) является использование мультисенсорных спутниковых измерений. СЗТО является регионом активной циклонической деятельности. С глубокими циклонами связаны штормовые и ураганные ветры, сильные осадки и обледенение судов.

Были получены статистические характеристики циклонической деятельности над СЗТО за период с декабря 2015 по декабрь 2016 гг. Циклоны со штормовыми ( $W \geq 25$  м/с) и ураганскими ( $W \geq 33$  м/с) ветрами, влияющие на погоду СЗТО и окраинных морей, формировались на волнах полярного фронта над Желтым морем или Тихим океаном южнее Японских о-вов и перемещались на северо-восток, в алеутскую депрессию. По мере перемещения над СЗТО циклоны интенсивно углублялись, при этом скорость их перемещения возрастала от 10-15 км/ч до 40-60 км/ч, а горизонтальные размеры значительно увеличивались (от нескольких сот до 1500-2000 км). По данным Японского метеорологического агентства (ЯМА) в указанный период на погодные условия СЗТО влияли 70 внетропических циклонов (ВТЦ) со скоростью ветра  $W \geq 25$  м/с, причем 5 из них трансформировались из тропических циклонов на полярном фронте. Циклоническая деятельность активизируется в холодный период года, что связано с увеличением контрастов между очень холодным азиатским материком и относительно теплой морской поверхностью. Максимум штормовой деятельности приходился на январь 2016 г. (13 циклонов с  $W \geq 25$  м/с). Самый глубокий циклон наблюдался в декабре 2015 г. над Беринговым морем. В 00 Гр. 13 декабря давление в его центре составляло 932 гПа.

ВТЦ способствуют межширотному переносу водяного пара (Dacre et al., 2014). Для количественных оценок водяного пара в атмосфере и капельной влаги в облаках при прохождении глубоких ВТЦ использовались измерения радиометра AMSR2. Анализ полей паросодержания атмосферы и водозапаса облаков, восстановленных по алгоритмам (Митник, Митник, 2006; 2011a; 2011б; Mitnik et al., 2011; Zabolotskikh et al., 2013), показал, что в зимних штормовых ВТЦ количество водяного пара может достигать  $40-50 \text{ кг/м}^2$ , а капельной влаги в мощных кучево-дождевых облаках – до  $1 \text{ кг/м}^2$ . Максимальное количество водяного пара обычно сосредоточено в облачной системе холодного фронта. Резкие температурные контрасты между холодной сухой воздушной массой за холодным фронтом в тыловой части циклона и теплым влажным воздухом в его передней части, а также относительно теплой морской поверхностью, в зоне холодного фронта происходит бурное развитие конвективной облачности (Naud et al., 2015). В результате облачность холодного фронта, по сравнению с облачностью теплого фронта и фронта окклюзии характеризуется повышенным содержанием водяного пара и капельной влаги. Уменьшение температурных контрастов при окклюдировании циклона приводит к уменьшению водяного пара в его фронтальной системе, начиная с центральной части. Полученные из спутниковых измерений количественные оценки изменчивости паросодержания атмосферы и водозапаса облаков на различных участках фронтальной системы циклона целесообразно использовать для более точного прогноза его эволюции и определения стадии развития.

С циклонической деятельностью тесно связан мезомасштабный циклогенез над дальневосточными (ДВ) морями (Fu, 2000; Ninomiya et al., 2003; Гурвич и др., 2008; Gurvich et al., 2012). Мезоциклоны (МЦ) часто развиваются на фоне холодных вторжений в тылу глубоких ВТЦ синоптического масштаба и вызывают резкое ухудшение погоды, которое трудно прогнозировать из-за взрывного характера их формирования и очень быстрого развития (Rasmussen, Turner, 2003). В настоящее время все большую актуальность приобретают статистические и климатологические исследования мезоциклонической деятельности над ДВ морями. На базе созданного в Лаборатории спутниковой океанологии ТОИ архива видимых и ИК-изображений MODIS за период октябрь-апрель 2003-2016 гг. было установлено, что над ДВ морями в холодный период (октябрь-апрель) возникает примерно 150-200 МЦ с размерами 100-600 км, преобладают размеры 200-400 км. Пик мезоциклогенеза приходится на зимние месяцы. Определены основные районы мезоциклогенеза и характерные траектории МЦ.

По мере пополнения и обработки архива статистические данные уточняются. Так, на базе комплексного использования японского реанализа JRA-55 и изображений MODIS из лабораторного архива были уточнены траектории и районы формирования МЦ над Японском морем. Выявлены два доминирующих направления их перемещения: на юг и на восток. На юг МЦ перемещаются под северным воздушным потоком в нижней тропосфере, который усиливается в

тыловой (западной) части ВТЦ синоптического масштаба. Перемещение МЦ на восток происходит под зональным(западным) переносом умеренных широт. Южная траектория характерна для МЦ, формирующихся над северной частью Японского моря, восточная – для МЦ, которые возникают над его центральной и южной частями. Статистические характеристики мезоциклонической деятельности по данным архива спутниковых изображений и реанализа JRA-55 хорошо согласуются между собой. Результаты исследования опубликованы в совместной статье с сотрудниками Института исследования атмосферы и океана токийского университета(Yanase et al., 2016). Подтвердилась репрезентативность статистических оценок, полученных ранее в лаборатории на основе архива спутниковых изображений МЦ. Подобные исследования в настоящее время проводятся для Охотского и Берингова морей. Уточненные данные о траекториях МЦ и районировании мезоциклонической деятельности над ДВ морями могут использоваться при разработке практических рекомендаций для рыбодобывающего флота.

Сокращение ледяного покрова привело к активизации мезоциклонической деятельности над таким малоизученным районом, как восточный сектор Евразийской Арктики (ВЕА). Было установлено, что районы, охваченные мезомасштабным циклогенезом, при сокращении ледяного покрова распространяются к северу. Количество МЦ над морями Лаптевых и Восточно-Сибирским зависит от колебаний их ледовитости, в то время как для Карского и Чукотского морей такая взаимосвязь отсутствует (Гурвич и др. 2016а; Zabolotskikh et al., 2016а). На базе мультисенсорных спутниковых измерений были получены количественные характеристики МЦ и выявлены условия и региональные особенности их развития (Заболотских и др., 2016; Пичугин и др., 2016; Пичугин, Гурвич, 2016а; 2016б; Zabolotskikh et al., 2016б). Установлено, что вклад бароклинной неустойчивости пограничного слоя атмосферы при формировании восточноарктических МЦ преобладает над вкладом конвекции, что придает им сходство с антарктическими. В настоящее время большое внимание уделяется проблеме идентификации МЦ над ВЕА. Достоверная идентификация МЦ, которая осложняется крайне слабой освещенностью района стандартными гидрометеорологическими наблюдениями, является основой репрезентативности статистических характеристик (Варенцов и др., 2016). Для решения этой проблемы применялось комплексное использование мультисенсорных спутниковых измерений и реанализов высокого разрешения. На примере мезоциклонической деятельности над ВЕА в 2007 г. было выявлено преимущество реанализа NCEP-CFSR в узлах регулярной сетки  $0,312^\circ \times 0,312^\circ$  за период 1979-2010 гг. и  $0,205^\circ \times 0,204^\circ$  за период 2011 г. по настоящее время (Гурвич и др., 2016б). Исследования будут продолжаться на расширенных рядах наблюдений.

Продолжается пополнение и обработка архивов спутниковых изображений МЦ с целью уточнения статистических характеристик и выявления климатических трендов мезоциклонической деятельности над ДВ морями и российским сектором Арктики.



Ниже приведен пример мультисенсорного анализа морских погодных систем.

**Внетропический циклон к востоку от Японии и интенсивный мезомасштабный циклон над Японским морем 18-19 января 2016 г.** На погоду Японии и Южных Курил и Приморского края 18-19 января 2016 г. оказывала влияние барическая система, состоящая из ВТЦ, который образовался на волне полярного фронта над южной частью Восточно-Китайского моря, а также мезоциклона (МЦ), возникшего в барической ложбине над Японским морем (рисунок 16.5 а).

В поле облачности (рисунок 16.5б) виден фронт окклюзии циклона *1* и узкие (шириной менее 1 км) серые по тону облачные гряды *2* над Японским морем, которые являются индикатором холодного вторжения (ХВ) в тылу ВТЦ. Область ХВ характеризуется северо-западным ветром 15-20 м/с по данным скаттерометра RapidSCAT. Ветер со скоростью 25-30 м/с

регистрировался вокруг центра циклона и в зоне фронта окклюзии (рисунок 16.5в). Темное безоблачное пятно *3* округлой формы идентифицируется как центральная часть развивающегося МЦ. Скорость ветра вокруг маловетреного центра МЦ составляла 15-20 м/с (рисунок 16.5в).

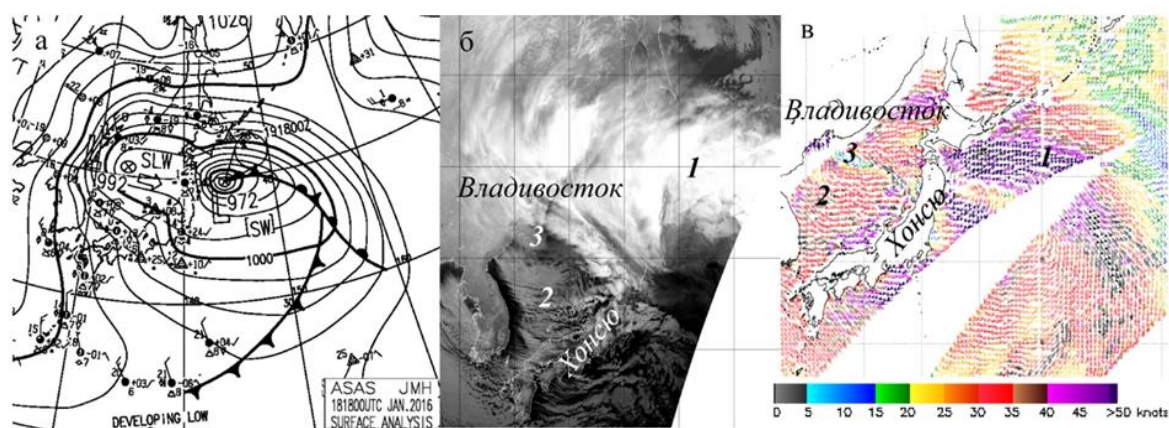


Рисунок 16.5 – Карта приземного анализа ЯМА за 18 Гр.(а), ИК-изображение VIIRS (спутник SuomiNPP) за 17:13 Гр. (б) и поле приводного ветра по данным скаттерометра RapidSCAT (МКС) за 17:06 Гр. (в) 18 января 2016 г. Шкала на (в) в узлах. Цифры поясняются в тексте

Структура ВТЦ выражена в полях водяного пара  $V$ , капельной влаги  $Q$  и приводного ветра  $W$  по измерениям AMSR2 (рисунок 16.6а), близким по времени к данным VIIRS и RapidSCAT (рисунок 16.5б, в). Фронт окклюзии *1* характеризуется значениями  $V = 18-34 \text{ кг/м}^2$ , максимальные значения  $V$  регистрируются в зоне холодного фронта *2* и составляют  $32-40 \text{ кг/м}^2$  (рисунок 16.6а); водозапас облаков  $Q$  варьирует в пределах  $0,6-1,0 \text{ кг/м}^2$  (рисунок 16.6б). В поле капельной влаги на фоне сухого холодного воздуха с  $Q \approx 0,1 \text{ кг/м}^2$  выделяются конвективные ячейки и гряды, в которых  $Q \geq 0,4 \text{ кг/м}^2$ . При таких значениях  $Q$  велика вероятность выпадения осадков. В зоне

фронта окклюзии  $I W = 30-35$  м/с, однако, скорость ветра может не достигать этих значений, так как погрешность ее определения по данным радиометра возрастает при больших значениях  $V$  и  $Q$ .

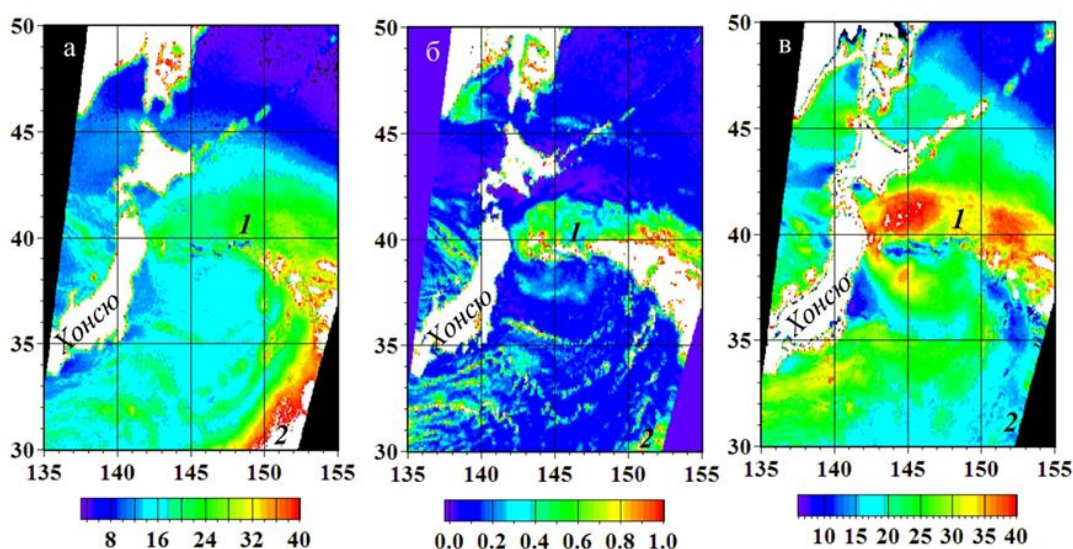


Рисунок 16.6 – Поля паросодержания атмосферы (а), водозапаса облаков (б) и скорости приводного ветра (в) по измерениям радиометра AMSR2 (спутник GCOM-W1) за 16:15 Гр. 18 января 2016 г. Шкалы на (а, б) в кг/м<sup>2</sup>; шкала на (в) в м/с

Рисунок 16.7 демонстрирует эволюцию барических образований за сутки. В поле облачности отчетливо видна спиральная структура центральной части практически окклюдированного ВТЦ и МЦ в максимальной стадии развития, который переместился от южного побережья Приморья к западному побережью о. Хонсю (рисунок 16.7а). Облачные ячейки в центре МЦ являются признаком его перехода в стадию заполнения. ХВ над западной частью моря и к юго-востоку от Японии характеризуется упорядоченной конвекцией и скоростью ветра 20-25 м/с (рисунок 16.7б).

Максимальные значения  $V = 12-14$  кг/м<sup>2</sup> (рисунок 16.8а) и  $Q = 0,4-0,8$  кг/м<sup>2</sup> (рисунок 16.8б) сосредоточены в юго-западном секторе МЦ, в области наиболее интенсивной адвекции холода и максимальной скорости ветра, которая составляет 25-30 м/с (рисунок 16.8в). Области  $I$  над северной частью моря (рисунок 16.8б) с  $Q \approx 0,1$  кг/м<sup>2</sup> соответствует такая же по конфигурации область с  $V = 8-9$  кг/м<sup>2</sup> на рисунке 16.8а. Такие низкие значения капельной влаги в сочетании с заметным количеством водяного пара характерны для МЦ.

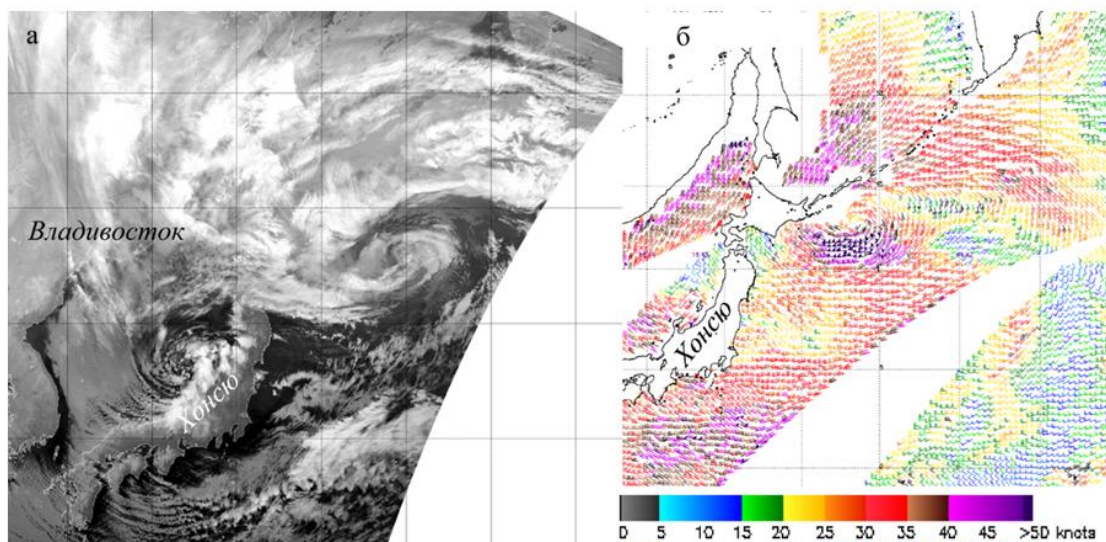


Рисунок 16.7 – ИК-изображение VIIRS (спутник Suomi NPP) за 16:56 Гр. (а) и поле приводного ветра по данным скаттерометра RapidSCAT (МКС) за 14-16 Гр. (б) 19 января 2016 г.

Шкала на (б) в узлах

Для улучшения временного разрешения наблюдений при исследовании характеристик атмосферных процессов целесообразно использовать поля яркостных температур  $Tя$ , измеренных радиометром МТВЗА-ГЯ со спутника Метеор-М № 2. На частоте 36 ГГц велик вклад облачности и осадков в значения  $Tя(36Г)$ . На рисунке 16.9а отчетливо отображается развитие синоптического и мезомасштабного процессов и структура окклюдирующегося циклона. Участок фронта окклюзии **1** и холодный фронт **2** выделяются по приращениям  $Tя(36Г) \sim 100К$ . В поле яркостных температур выделяется центральная часть ВТЦ и МЦ, где значения  $Tя$  сравнимы с фоном. Ее окружает кольцо более высоких значений  $Tя = 160-170 К$ , которым соответствует  $V = 16-22 \text{ кг/м}^2$  (рисунок 16.6а). Облачность вторичного холодного фронта **3**, в которой  $V = 14-16 \text{ кг/м}^2$ , характеризуется значениями  $Tя \approx 160 К$ . В центральной части МЦ значения  $Tя$  сравнимы с фоном, а в его облачности  $Tя(36Г) = 160-170 К$ . Рисунок 16.9б показывает понижение  $Tя(36Г)$  в облачности ВТЦ за сутки до 160-180 К, что соответствует эволюции полей водяного пара, капельной влаги и приводного ветра по данным AMSR2.

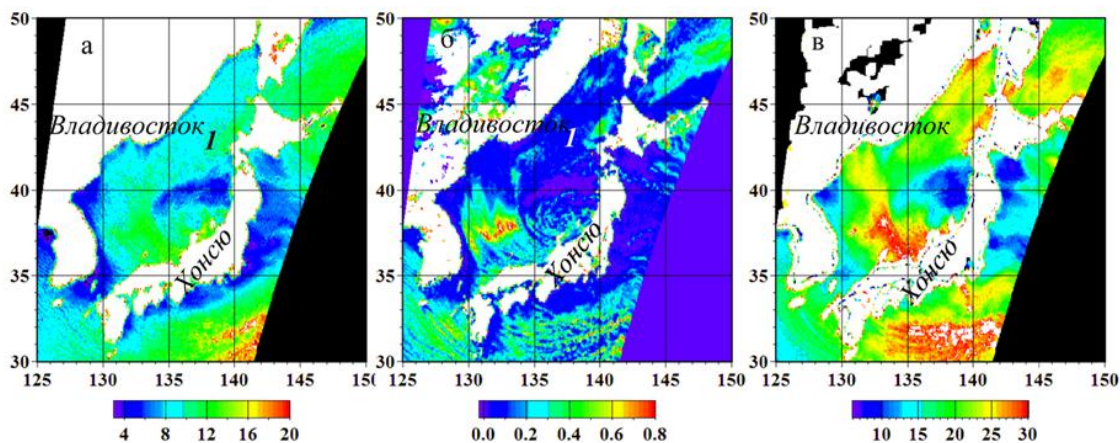


Рисунок 16.8 – Поля паросодержания атмосферы (а), водозапаса облаков (б) и скорости приводного ветра (в) по измерениям радиометра AMSR2 (спутник GCOM-W1) за 16:59 Гр. 19 января 2016 г. Шкалы на (а, б) в кг/м<sup>2</sup>; шкала на (в) в м/с

Разработка алгоритмов для восстановления полей гидрометеорологических параметров из яркостных температур, измеренных радиометром МТВЗА-ГЯ, поможет значительно улучшить диагноз и прогноз разномасштабных атмосферных явлений.

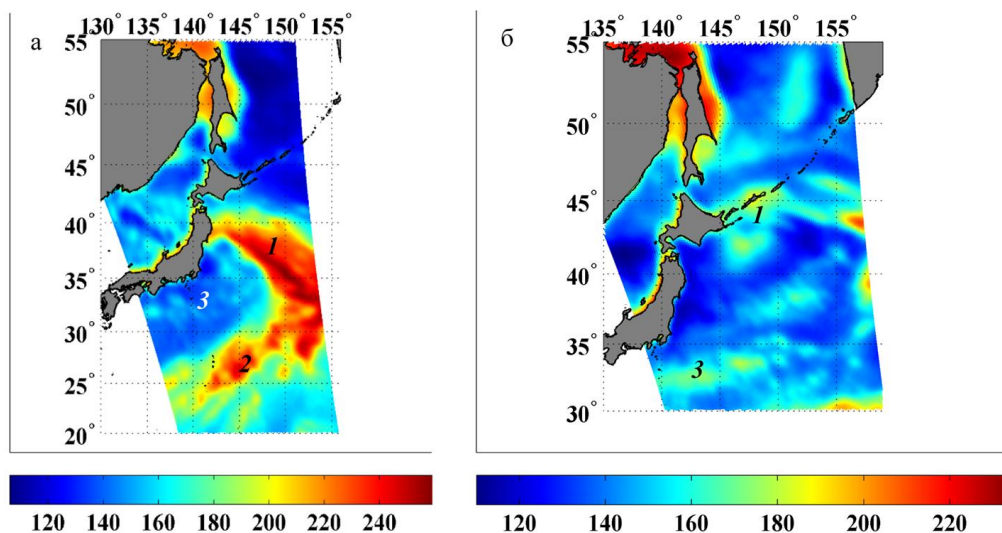


Рисунок 16.9 – Поля яркостных температур на частоте 36,5 ГГц на горизонтальной поляризации по данным радиометра МТВЗА-ГЯ за 11:27 Гр. 18 января (а) и за 11:10 Гр. 19 января 2016 г. Шкалы в Кельвинах

## 16.5 Межгодовая изменчивость характеристик холодных вторжений над Японским морем

Исследована межгодовая изменчивость характеристик холодных вторжений (ХВ) над Японским морем с использованием спутниковых измерений и реанализа нового поколения National Centers for Environmental Prediction - Climate Forecast System Reanalysis (NCEP-CFSR) за 37 холодных сезонов (ноябрь–март) 1979–2016 гг.

Сформирован массив полей приводного ветра по данным поляризованного радиометра WindSat, скаттерометров SeaWinds и ASCAT и изображений облачности, полученных спектрометрией MODIS. Массив охватывает 16 холодных сезонов (ноябрь – март) с 2000 по 2016 г. Выполнен анализ во время ХВ над Японским морем.

Ежечасные поля температуры воздуха ( $T_a$ ) и суммарного (явный + скрытый) турбулентного потока тепла ( $Q_{S+LE}$ ) у поверхности взяты из реанализа NCEP-CFSR в узлах регулярной сетки  $0.312^\circ \times 0.312^\circ$  за 1979–2010 гг. и  $0.205^\circ \times 0.204^\circ$  за 2011–2016 гг. (Saha et al., 2011) для области ( $32 - 50^\circ$  с. ш.,  $125 - 143^\circ$  в. д.).

В результате анализа сформированного массива определено сочетание условий для отбора ХВ для последующего анализа. Скорость приводного ветра северо-западных румбов должна быть  $\geq 10$  м/с на площади, превышающей половину площади моря, а в поле облачности должны наблюдаться мезомасштабные конвективные гряды и ячейки (Mitnik et al., 2011; Chechin, Pichugin, 2015; Mitnik et al., 2016).

За 16 холодных сезонов над Японским морем зарегистрировано 403 холодных вторжения. Показано, что в 36% случаев продолжительность ХВ не превышала 1 суток. Примерно в 30% таких случаев (от 36%) скорость ветра достигала штормовых значений ( $\geq 20$  м/с), что обуславливало интенсивный энерго-массоперенос через морскую поверхность.

Выявлена статистическая взаимосвязь между количеством ХВ ( $N$ ) над Японским морем и температурой воздуха у подстилающей поверхности ( $T_a$ ) и суммарным турбулентным потоком тепла с поверхности Японского моря в атмосферу ( $Q_{S+LE}$ ), осредненными за каждый холодный сезон 2000–2016 гг. Наиболее тесная отрицательная корреляция  $T_a$  и количества вторжений ( $|R| \geq 0,8$ ) отмечается над континентальной частью Дальнего Востока в выделенной на рисунке 16.10а области. Высокая статистически значимая взаимосвязь  $N$  и потоков тепла над большей частью Японского моря (рисунок 16.10б) подтверждает определяющую роль ХВ в режиме турбулентного теплообмена моря в холодный период года (Пичугин, Чечин, 2016).

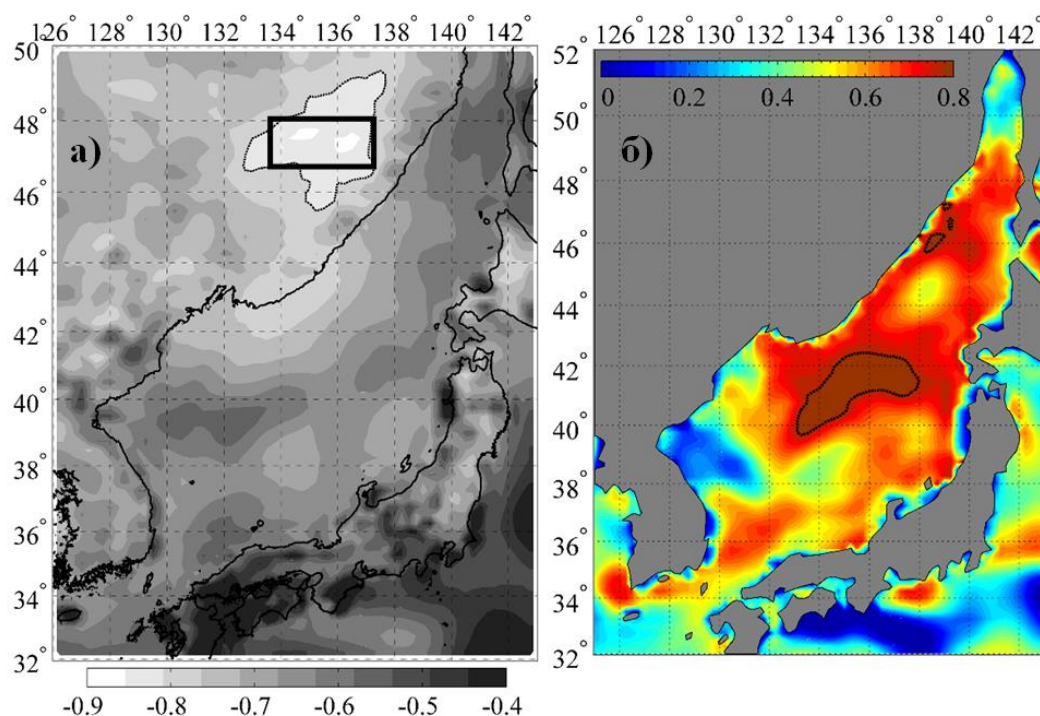


Рисунок 16.10 – Пространственное распределение коэффициента корреляции ( $R$ ) между количеством ХВ над Японским морем и температурой воздуха у поверхности (а) и суммарным турбулентным потоком тепла (б), осредненными за каждый холодный сезон 2000–2016 гг.

Изолиниями выделены области с  $|R| \geq 0,8$

Установленная высокая корреляция (0,86) между межгодовой изменчивостью количества ХВ и приземной температурой позволила выявить межгодовые колебания  $N$  с 1979 по 2016 гг. (рисунок 16.11). В холодный сезон с ноября 2015 по март 2016 гг. наблюдалось anomalously малое количество холодных вторжений (19) относительно среднего за последние 16 лет, что соответствует уменьшению их интенсивности на протяжении 2013-2016 гг. Отмечена тенденция к уменьшению амплитуды и продолжительности стадии отрицательной аномалии  $T_a$  за исследуемый период (1979–2016 гг.), свидетельствующая о возможном влиянии потепления климата (IPCC, 2013) на характеристики ХВ над Японским морем.

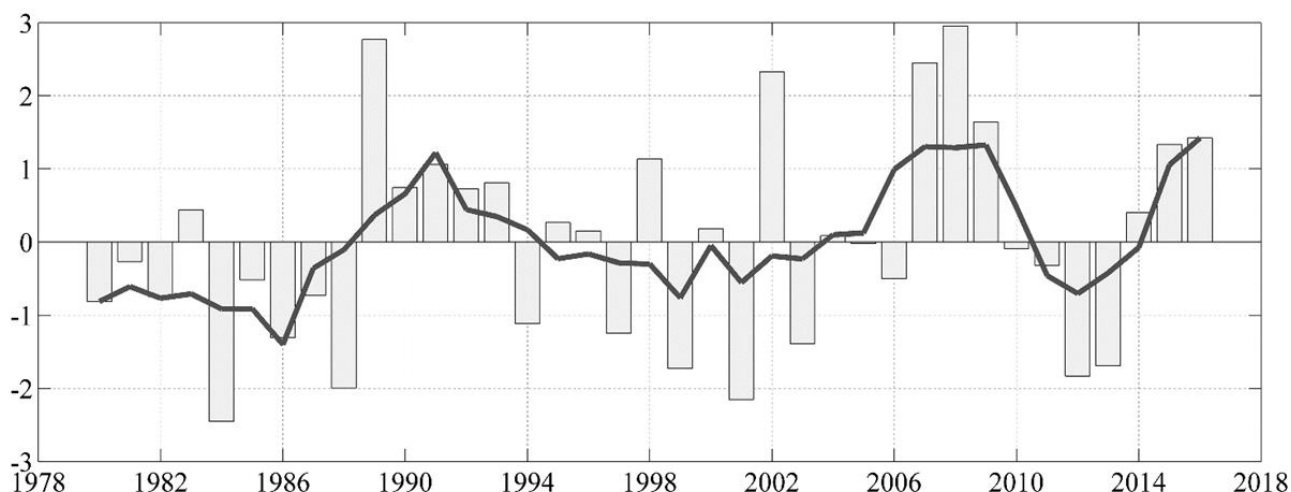


Рисунок 16.11 – Межгодовая изменчивость аномалии температуры воздуха у поверхности ( $T_a$ , °C) в зоне высокой корреляции (прямоугольник на рисунке 16.10) для 37 холодных сезонов с 1979/1980 по 2015/2016 гг. Аномалии вычислены как отклонения от  $T_a$ , осредненной за все холодные сезоны 1979–2016 гг. Черная кривая – 5-летнее скользящее среднее

Полученные результаты могут быть использованы для уточнения сведений об опасных/неблагоприятных метеорологических явлениях над Японским морем в холодный сезон года. Обобщенные результаты анализа долгопериодной изменчивости активности ХВ могут представлять интерес в исследованиях динамики климатической системы Азиатско-Тихоокеанского региона.

По результатам работы были опубликованы статьи в рецензируемых журналах, входящих в базы данных WoS (Chechin, Pichugin, 2015; Mitnik et al., 2016; Zabolotskikh et al., 2014a; 2014b; 2014c; 2015a; 2015b; 2016a; Yanase et al., 2016), SCOPUS (Гурвич, Заболотских, 2015; Гурвич и др., 2016a; Митник, Митник, 2016; Пичугин, Чечин, 2016; Zabolotskikh et al., 2016b;), РИНЦ (Митник, Митник, 2015; Митник и др., 2015; Пичугин, Гурвич, 2016б), а также представлены доклады на международных и российских конференциях и симпозиумах.

## 17 Характеристики мезомасштабных вихрей в тропических циклонах северо-западной части Тихого океана

Мезомасштабные вихри – неотъемлемый элемент в структуре тропических циклонов (ТЦ) на всех стадиях их развития, проявляются в полях гидрометеорологических элементов или в виде интенсивных конвективных комплексов с глубокой конвективной облачностью на спутниковых изображениях. Основной целью работы было развитие методов оценки основных характеристик мезомасштабных вихрей с использованием данных систем активного и пассивного дистанционного зондирования атмосферы и океана.

В разделе приведены результаты исследования мезомасштабной структуры тропических циклонов (ТЦ) северо-западной части Тихого океана в 2002-2014 годов с использованием данных о скорости и направлении приводного ветра скаттерометров SeaWinds на спутнике QuikSCAT, ASCAT на спутнике Metop-a. Мезомасштабные структуры в циклонах выделялись в полях грозовой активности по данным всемирной сети локализации молниевых разрядов (World Wide Lightning Location Network - WWLLN). Мезовихри связывались с областями локальных максимумов вихря приводного ветра, а в данных локализации молний мезомасштабные образования выделялись по максимальной плотности разрядов. Разработаны алгоритмы и программы обработки данных скаттерометров для оценки основных характеристик мезомасштабных вихрей по данным а приводном ветре и геометрических параметров точечных структур, образованных множеством точек молниевых разрядов в ТЦ.

Показано, что скопление мезомасштабных вихрей может наблюдаться более чем за 12 часов (максимально за ~3,5 суток) до первого сообщения о ТЦ. В процессе формирования и усиления циклона интенсивность мезовихрей в целом возрастала, а их количество уменьшалось за счёт слияния. По данным всемирной сети WWLLN практически у всех тайфунов в центральной области в сутки, предшествующие максимальной интенсивности, множество точек разрядов образовывало структуры, представляющие собой части кольцевых или спиральных образований мезометеорологического масштаба, которые можно связать с наличием облачной стены глаза тайфунов. Кольцевые структуры полностью проявлялись в день максимального развития, а затем начинали разрушаться. Показано, что по распределению молний можно практически в режиме реального времени оценивать положение центра тайфуна и скорость его перемещения, а также получать оценки характеристик облачной стены «глаза» тайфуна, которые приводятся в штормсводках о тайфунах.

**Данные и методы.** Мезомасштабная структура циклонических образований в атмосфере над океаном изучалась с использованием данных ежедневных измерений скорости и направления приводного ветра скаттерометрами SeaWinds со спутника QuikSCAT (<http://www.remss.com>) и



ASCAT на спутнике Metop-a над северо-западной частью Тихого океана во время зарождения и эволюции тропических циклонов в период 2002 – 2013 годы. В тропических циклонах мезомасштабные вихри, конвективные комплексы и системы сопровождается высокой грозовой активностью и, таким образом, они отражаются в распределениях молниевых разрядов, регистрируемых существующими в разных странах системами регистрации и локализации молний. По данным WWLLN (<http://wwlln.net>) поля молниевых разрядов исследовались в тайфунах и супертайфунах 2005-2013 годов. Координаты и характеристики тайфунов были взяты из архивов Японского Метеорологического Агентства (JMA, <http://www.jma.go.jp>), и американского Объединённого Центра предупреждения тайфунов (JTWC, [www.usno.navy.mil/JTWC](http://www.usno.navy.mil/JTWC)).

Для выделения мезомасштабных структур в поле приводного ветра скаттерометров были разработаны алгоритмы и программы выделения областей экстремумов в поле ветра и его кинематических характеристик – вихря и дивергенции, а также программы анализа формы полей в области экстремумов, позволяющие оценивать размеры мезовихрей, их интенсивность и форму (вихри круговые, эллиптические и их ориентацию).

Координаты молниевых разрядов с точностью ~5 км и их время (до миллисекунды) в сети WWLLN выбирались для тайфунов за период, включающий сутки максимального развития, двое суток до и после. Для определённого интервала времени (сутки и час) строились композиционные распределения молниевых разрядов, где положение каждого разряда было пересчитано в прямоугольную систему координат с началом в центре ТЦ, координаты которого на момент времени каждого разряда определялись по данным архива JMA с помощью сплайновой интерполяции широты и долготы ТЦ по времени. В композиционных распределениях наиболее четко появляются характерные для центральной части тайфунов кольцевые структуры, т.к. получается картина в движущейся со скоростью перемещения тайфуна системе координат, что устраняет размазку полей разрядов, выбираемых за некоторый период времени. Поля разрядов сопоставлялись с полями приводного ветра по данным скаттерометра ASCAT спутника METOP-A (<http://satin.rshu.ru>). Также использовались изображения высокого разрешения спектрорадиометра MODIS (250 м) со спутника Aqua, размещенные на сайте <https://lance.modaps.eosdis.nasa.gov>.

Для оценки параметров кольцевых структур были разработаны алгоритмы и программы оценки их геометрических характеристик (координат центра, радиус, степени эллиптичности, радиусы «глаза» и облачной стены «глаза»), скорости перемещения центра (или самого тайфуна) по выборкам в смежных временных интервалах.

## 17.1 Мезомасштабные вихри в поле приводного ветра

Анализ мезомасштабной структуры полей приводного ветра в тропических циклонах на разных стадиях их эволюции показал, что во всех случаях первому сообщению о ТЦ предшествовало скопление мезомасштабных вихрей, наблюдаемое в разных случаях за период от 12 часов до 3,5 суток до первого сообщения. Мезомасштабная структура циклона значительно изменяется в процессе его формирования и углубления: увеличение интенсивности мезовихрей, уменьшение их количества за счёт слияния, а также сужение занимаемой ими области и локализация их у центра в стадии максимального развития. Для примера, на рис.17.1 показаны изменения в числе и конфигурации мезомасштабных вихрей в процессе эволюции тропических циклонов Митаг (TY0202) и Хайтанг (TY0505).

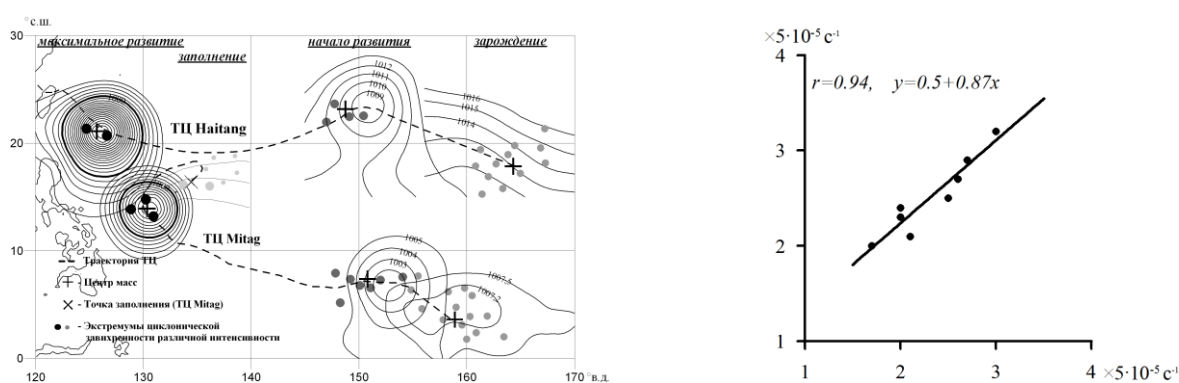


Рисунок 17.1. Изменения в числе и распределении мезовихрей в тропических циклонах Митаг (TY0202) и Хайтанг (TY0505) на различных стадиях их эволюции (слева). Справа: диаграмма рассеяния средней интенсивности мезомасштабных вихрей (завихренность в  $5 \times 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ ) в момент зарождения (горизонтальная ось) и в момент начала формирования тропических циклонов (вертикальная ось).

Справа на рис.17.1 приведена диаграмма рассеяния средней интенсивности мезомасштабных вихрей в момент зарождения и в момент начала формирования тропических циклонов. Отмечена близкая к линейной связь между средней интенсивностью мезовихрей в начальном возмущении и на момент первого сообщения о циклоне, что может служить основой для прогноза формирования и интенсивности тропических циклонов.

## 17.2 Мезомасштабные структуры в распределениях молниевых разрядов

Поля мощной кучевой конвекции в ТЦ создают определённую структуру пространственного распределения грозовых разрядов. В период формирования ТЦ поля точек разрядов в них распределяются хаотически, образуя бесформенные скопления (Пермяков и др., 2015). В дальнейшем отмечаются тенденции к группировке разрядов в структуры с высокой плотностью. Для примера на рис. 17.1 представлены поля молний в день максимального развития тайфунов Франциско (№ 1327) и Хайян (№ 1330) с указанием количества молний ( $N$ ). При этом Франциско проходил над открытыми районами океана, в то время как ТЦ Хайян выходил на Филиппинские острова и был мощнее. Кроме того, Хайян перемещался со скоростью 32,2 км/ч, тогда как скорость перемещения ТЦ Франциско была почти вдвое меньше - 17,4 км/ч. В обоих случаях можно отметить наличие достаточно компактных областей высокой молниевой активности над островами. Здесь отсутствует «размазка» вдоль траектории движения, характерная для поля разрядов в центральной области тайфунов. В первом случае ( $a$ ) эти области наблюдались вне области влияния тайфуна (радиус последней замкнутой изобары  $\sim 400$  км); во втором ( $b$ ) они наблюдались непосредственно в области влияния ТЦ, при этом более трети пришлось на острова. Это связано с известным влиянием контрастов суша-океан и орографии на конвективную облачность над островами в тропиках.

Наиболее чётко мезомасштабная структура полей молний проявляется на композиционном распределении точек разрядов (Пермяков и др., 2015). При этом выделяются структуры, которые можно связать с наличием конвективных систем и комплексов или грозовых ячеек в ТЦ (рис.17.2). На рисунке видно, что в районе влияния тайфунов наблюдалось распределение точек разрядов в виде пятен ( $a$ ) и частей кольцевых или спиральных образований ( $b$ ), характерных для тропических циклонов (Пермяков и др., 2015; Molinari et al., 1999; Molinari et al., 2004; Pan et al., 2010). Выделяется высокой плотностью скопления молний центральная область радиусом  $\sim 100$  км. Характерным для нее является образование множеством точек разрядов кольцевых структур, появление которых можно отметить за сутки до максимального развития ТЦ, а их следы наблюдаются и в последующие сутки. Рис.17.3 показывает изменения в суточных композициях разрядов за 5 дней эволюции ТЦ Хайян - от начала углубления до заполнения. В период быстрого углубления молниевая активность снижается почти в два раза, а затем в три раза повышается в день максимального развития. Аппроксимируя кольцевую область скопления молний окружностью, получаем оценки координат её центра и её радиуса, а также геометрические характеристики стены глаза, входящие в сводки по характеристикам тайфунов и ураганов JMA и JTWC. Радиус максимального ветра, также рассчитывался по полю приводного ветра.

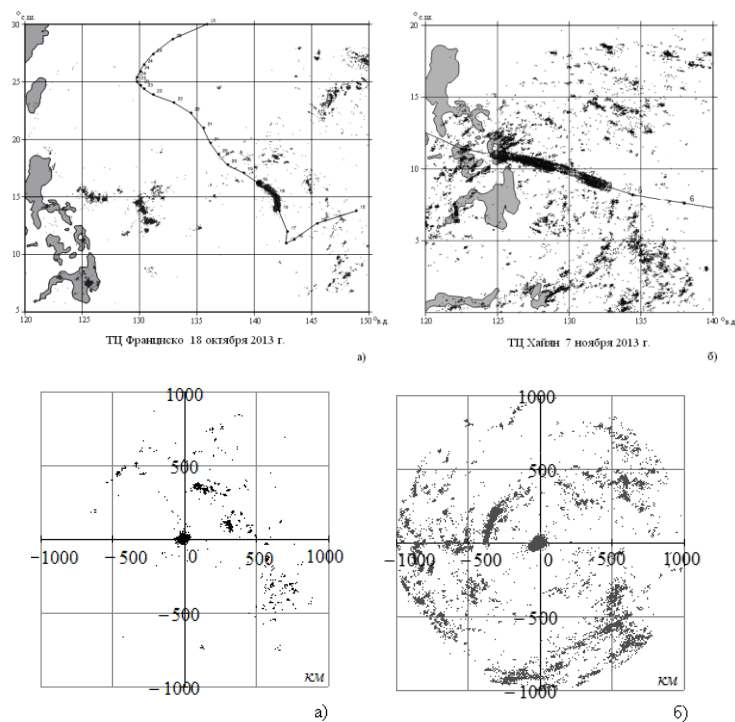


Рисунок 17.2. Распределение молниевых разрядов в тайфунах Франциско ( $N=18610$ ) (а) и Хайян ( $N=24988$ ) (б) в день максимального развития (верхние панели) и композиции разрядов в области радиусом 1000 км

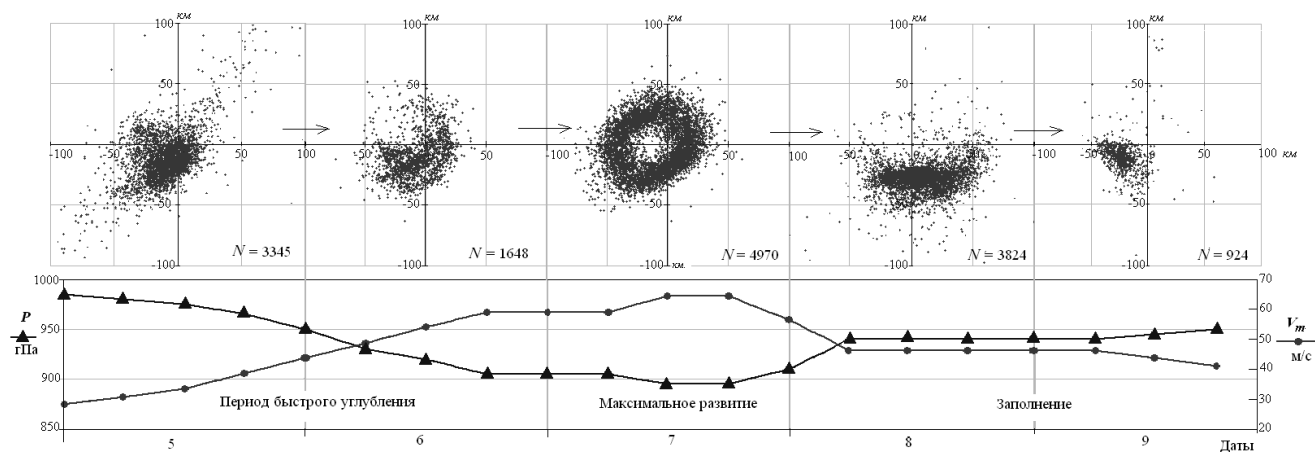


Рисунок 17.3. Суточные композиции точек разрядов, ход давления в центре и максимальной скорости ветра в ТЦ Хайян

В большинстве случаев на суточных композициях отмечается систематическое смещение центра (до 40 км) кольца молний относительно центра ТЦ. Такие смещения могут быть следствием различия методик определения координат центра ТЦ по спутниковым изображениям, принятых в JMA и JTWC, и с нашим определением положения центра ТЦ, как центра кольцевой

структуры. Для примера показаны точки разрядов в центральной области тайфуна Хайян, нанесённые на поле приводного ветра и окружность, радиус которой (~63 км) равен радиусу максимальной скорости ветра (~24 м/с), полученной по данным скаттерометра. На рисунке можно отметить смещение окружности, аппроксимирующей точки разрядов, относительно минимума скорости ветра (рис.17.4а), положение которого считается центром ТЦ в наших расчётах радиальных распределений ветра. При этом обе окружности смещены относительно центра по архивам JTWC (центр прямоугольной системы координат на рис. 17.4а). Здесь необходимо отметить, что оценки приводного ветра скаттерометра ASCAT (максимальный ветер ~ 30 м/с) не соответствуют интенсивности супертайфуна в архиве JTWC, где на ближайший срок к данным ASCAT на рис. 17.4а даётся максимальный ветер 155 узлов (80 м/с). В документации к ASCAT, указывается, что оценки ветра более 25 м/с недостаточно надёжны.

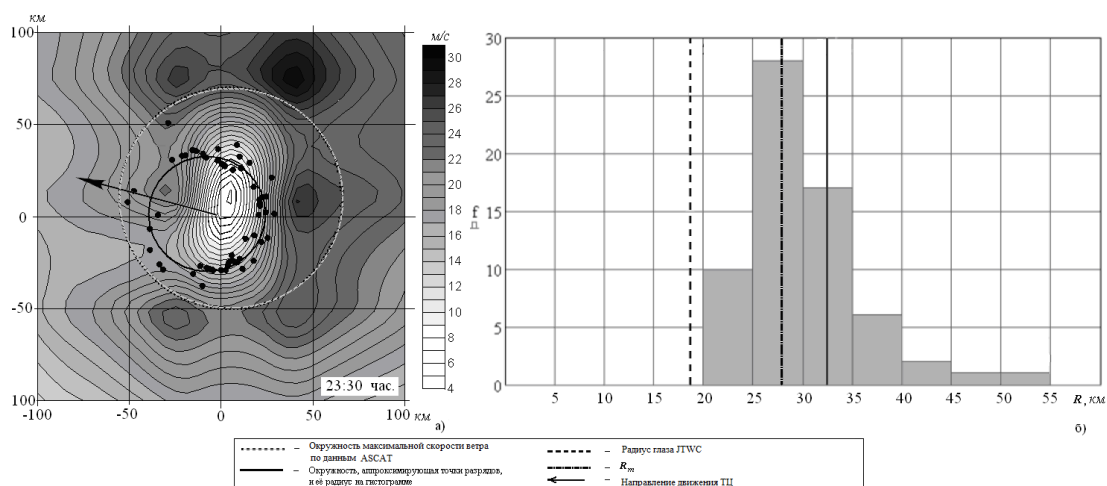


Рисунок 17.4. Скорость приводного ветра ASCAT и композиция точек разрядов за час в центральной части ТЦ Хайян (а); гистограмма радиального распределения молний в центре (б) 06 ноября в 23:30 часов.

Оценки характеристик облачной стены тайфуна могут быть получены по гистограммам радиального распределения молниевых разрядов (рис. 17.4б) относительно центра кольцевой структуры. Здесь же даются оценки характеристик стены глаза ТЦ: радиус аппроксимирующей множество точек разрядов окружности, радиусы глаза и максимального ветра из архивов JTWC. Очевидны существенные различия в оценках радиуса максимального ветра, даваемого в сводках JTWC и полученного по полю приводной скорости ветра ASCAT: 28 и 63 км соответственно. Такие значительные расхождения оценок связаны с различием методики оценок радиуса максимальной скорости ветра по полю приводного ветра и методики, применяемой для оценок в архивах JTWC по спутниковым изображениям. Радиус стены глаза, полученный аппроксимацией

окружностью множества точек разрядов, равен  $\sim 32$  км и сопоставим с радиусом максимального ветра по данным JTWC. Считая «глазом» область, свободную от облачности, а, следовательно, и от молний, по гистограмме на рис. 17.4б получаем его радиус  $\sim 20$  км, что практически совпадает с оценкой 19 км из архива JTWC. Для других тайфунов тоже можно отметить соответствие геометрических характеристик облачной стены, рассчитанных по распределению молний в кольцевой структуре, и их значений по архивам JTWC.

В характере изменений полей молний прослеживаются заметные различия тайфунов: примерно в половине случаев в день наступления максимального развития ТЦ количество молний не увеличивалось, а уменьшалось, и, напротив, практически всегда после максимального развития в центральной части ТЦ отмечалось ослабление молниевой активности (за исключением ТЦ Хайян). Достаточно быстро (в течение суток) после достижения тайфуном максимального развития кольцевые структуры в стене глаза в большинстве случаев начинали разрушаться. Как отмечается в (De Maria et al., 2012), усиление молниевой активности в центре тропического циклона может быть индикатором его углубления; но вместе с тем это может указывать на окончание в течение ближайших  $\sim 12$  часов интенсификации ТЦ. Обращает на себя внимание значительный разброс числа молний в центральных областях ТЦ: от циклона к циклону оно может различаться в 10 и более раз. Это может быть связано с методикой обработки сигналов станций сети WWLLN, которая позволяет регистрировать лишь молнии с токами, превышающими  $\sim 30$  кА, а её эффективность регистрации разрядов в сравнении с национальной сетью США составляет около 10% (Abarca et al., 2011; Stevenson et al., 2016) и существенно зависит от географического региона и распределения станций в нем.

### 17.3 Выводы по разделу 17

В разделе приведены основные результаты исследования мезомасштабной структуры тропических циклонов (ТЦ) северо-западной части Тихого океана с использованием данных о скорости и направлении приводного ветра скаттерометров SeaWinds на спутнике QuikSCAT, ASCAT на спутнике Metop-a. Мезомасштабные структуры в циклонах выделялись в полях грозовой активности по данным всемирной сети локализации молниевых разрядов (World Wide Lightning Location Network (WWLLN)). Мезовихри связывались с областями локальных максимумов вихря приводного ветра, а в данных локализации молний мезомасштабные образования выделялись по максимальной плотности разрядов. Разработаны алгоритмы и программы обработки данных скаттерометров для оценки основных характеристик мезомасштабных вихрей по данным а приводном ветре и геометрических параметров точечных структур, образованных множеством точек молниевых разрядов в ТЦ. Показано, что скопление

мезомасштабных вихрей может наблюдаться более чем за 12 часов (максимально за ~3,5 суток) до первого сообщения о ТЦ. В процессе формирования и усиления циклона интенсивность мезовихрей в целом возрастала, а их количество уменьшалось за счёт слияния.

По данным всемирной сети WWLL практически у всех исследуемых ТЦ в центральной области уже в сутки, предшествующие наступлению максимального развития, наблюдались структуры, представляющие собой части кольцевых или спиральных образований мезометеорологического масштаба, которые можно связать с наличием отдельных грозовых ячеек, конвективных систем и комплексов в облачной стене глаза тайфуна или в облачных полосах. Кольцевые структуры полностью проявлялись в день максимального развития, а затем начинали разрушаться. Во всех случаях отмечается смещение центра кольцевой структуры молниевых разрядов относительно центра ТЦ, координаты которого приводятся в архивах JTWC и JMA. Анализ распределения молний в стене глаза даёт возможность оценивать положение центра ТЦ и скорость его перемещения в режиме реального времени, а также получить оценки геометрических характеристик области стены глаза, которые приводятся в штормсводках об ураганах и тайфунах. Тем самым данные этой мировой сети WWLL могут существенно дополнить данные дистанционного зондирования Земли из космоса, широко применяемые в настоящее время для мониторинга ТЦ, тайфунов и ураганов.

По теме исследований опубликованы статьи в рецензируемых журналах: (Поталова и др., 2013 – SCOPUS, РИНЦ; Пермяков и др., 2013 – WoS, РИНЦ) и в трудах конференций, индексированных базах данных (Пермяков и др., 2016 – РИНЦ; Permyakov et al., 2016 – SCOPUS; Shevtsov et al., 2015 – SCOPUS). В печати находится статья (Пермяков и др., 2017 - SCOPUS, РИНЦ).

## 18 Пространственная изменчивость полей концентрации хлорофилла «а» и температуры поверхности окраинных морей восточной Азии

Исследование пространственной изменчивости полей температуры поверхности океана (ТПО) и концентрации основного пигмента клеток фитопланктона хлорофилла «а» (Кхл) чрезвычайно актуальны для океанологии, поскольку она является индикатором динамических (течения, волны, турбулентность и др.) и биологических процессов в верхнем слое океана (ВСО). Основными характеристиками пространственной изменчивости полей ВСО являются структурные и корреляционные функции и спектры, которые могут быть оценены по судовым и спутниковым данным. Обзор работ, использующих характеристики корреляционных и структурных функций (временные и пространственные масштабы корреляции) и спектров (наклоны и формы спектров), показал их значительный разброс, а в случае спектров – существенное отклонение от теоретических. При этом оценки проводились либо по данным прямых судовых измерений, либо по данным дистанционного зондирования поверхности океана из космоса. Однако погрешности последних могут исказить реальную картину распределения Кхл и ТПО на поверхности (Салюк и др., 2016) и, соответственно, статистические характеристики, что может привести к неверной их интерпретации. Целью настоящей работы является оценка и сравнение характеристик пространственной неоднородности полей ТПО и Кхл и по судовым и по спутниковым данным, а в случае спектров - сравнение с существующими на сегодняшний день их теоретическими оценками.

В настоящей работе анализ проводился по данным судовых измерений концентрации хлорофилла «а» и температуры морской воды, полученным с помощью проточного лазерного флуориметра (Майор и др., 2001) в северо-западной части Тихого океана в ходе кругосветной экспедиции на паруснике «Надежда» в 2003-2004 гг ([www.msun.ru/ru/nadezda\\_world](http://www.msun.ru/ru/nadezda_world)). Концентрация хлорофилла «а» определялась отношением интенсивностей спектральных пиков, соответствующих флуоресценции хлорофилла ( $I_{680}$ ) на длине волны  $\sim 680$  нм и комбинационному рассеянию ( $I_{650}$ ) морской воды на длине волны  $\sim 650$  нм  $K_{хл} = K \cdot I_{680} / I_{650}$ , где  $K = 2,3$  - калибровочный коэффициент, полученный с помощью спектрофотометрического метода, основанном на измерении спектров поглощения фитопланктона в отфильтрованных пробах морской воды (Букин и др., 2001).

Для районов судовых измерений были подобраны ближайшие по времени спутниковые данные по Кхл и ТПО, полученные с помощью спектрометра MODIS (Aqua и Terra) и сканера цвета моря SeaWiFS (SeaStar). Удалось получить данные сканеров только для пяти районов (рисунок 18.1) с разной степенью асинхронности с судовыми измерениями (таблица 18.1). Были использованы данные сканеров 2 уровня с пространственным разрешением в надире  $\sim 1,1$  км,



обработанные с помощью процедур Reprocessing (№ 2009.1, 2014.0) и доступные на сайте NASA's Ocean Biology Distributed Active Archive Center (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>).

Таблица 18.1 -Выбранные районы для сравнения судовых и спутниковых измерений

№	Районы	Судовые данные		Спутниковые данные	
		Время измерения д.м.г (UTC час:мин)	Сенсор (сп-к)	Время измерения д.м.г (UTC час:м)	Координаты района
1	Корейский пр.	02.02 (11:52)-03.02.2003 (4:42)	MODIS (Aqua)	02.02.2003 (12:53)	126°E-131°E, 32°N -37°N
2	Южно-Китайское море	08.02 (4:33-22:44)	MODIS (Aqua)	10.02.2003 (5:29)	116°E -121°E, 21°N -25°N
3		11.02(4:04)-12.02.2003 (0:15)			112°E -118°E, 13°N -17°N
4	Японское море	26.03 (17:38)-27.03.2004 (10:27)	MODIS (Aqua)	26.03.2004 (4:34)	129°E -134°E, 38°N -43°N
5	Южно-Китайское море	01.03(17:36)-02.03.2004 (7:07)	MODIS (Terra)  SeaWiFS	01.03.2004 (3:10)  01.03.2004 (4:30)	110°E -123°E, 18°N -23°N

Дополнительно привлекались данные: 4 уровня по аномалиям уровня моря, зональным и меридиональным компонентам скорости геострофических течений, доступные на сайте спутниковой альтиметрии AVISO (Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data) (<http://www.aviso.altimetry.fr/>) и осредненные за 3 дня данные скаттерометров QuikScat, доступные на сайте Remote Sensing Systems ([www.remss.com](http://www.remss.com)) с пространственным разрешением  $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ ; *GlobColour* данные 3 уровня, полученные сканерами SeaWiFS, MERIS и MODIS с пространственным разрешением 4.6 км (<http://globcolour.info>); данные ХВТ (eXpendable BathyThermograph)-профилей, включающие в себя синхронные измерения глубины и температуры, доступные на сайте Coriolis Project (<http://www.coriolis.eu.org>). Судовые измерения ТПО и Кхл, дополненные спутниковыми данными позволили выделить участки с такими гидрологическими структурами как фронты (№ 1, 3) и вихри (№ 2,4,5) (таблица 18.1) .

Для сравнительного анализа судовых и спутниковых данных ТПО и Кхл были рассчитаны коэффициент корреляции ( $r$ ), относительные среднее квадратичное отклонение ( $rms$ , в %) и среднее отклонение ( $bias$ , в %). Поскольку концентрация хлорофилла «а» имеет в океане логнормальное распределение, вычислялись аналогичные характеристики для  $\log_{10}(\text{Кхл})$ . Информация о выбранных участках (длина  $L$ , число точек  $N$ ) и соответствующие им значения сравнительных характеристик сведены в таблицу 18.2.

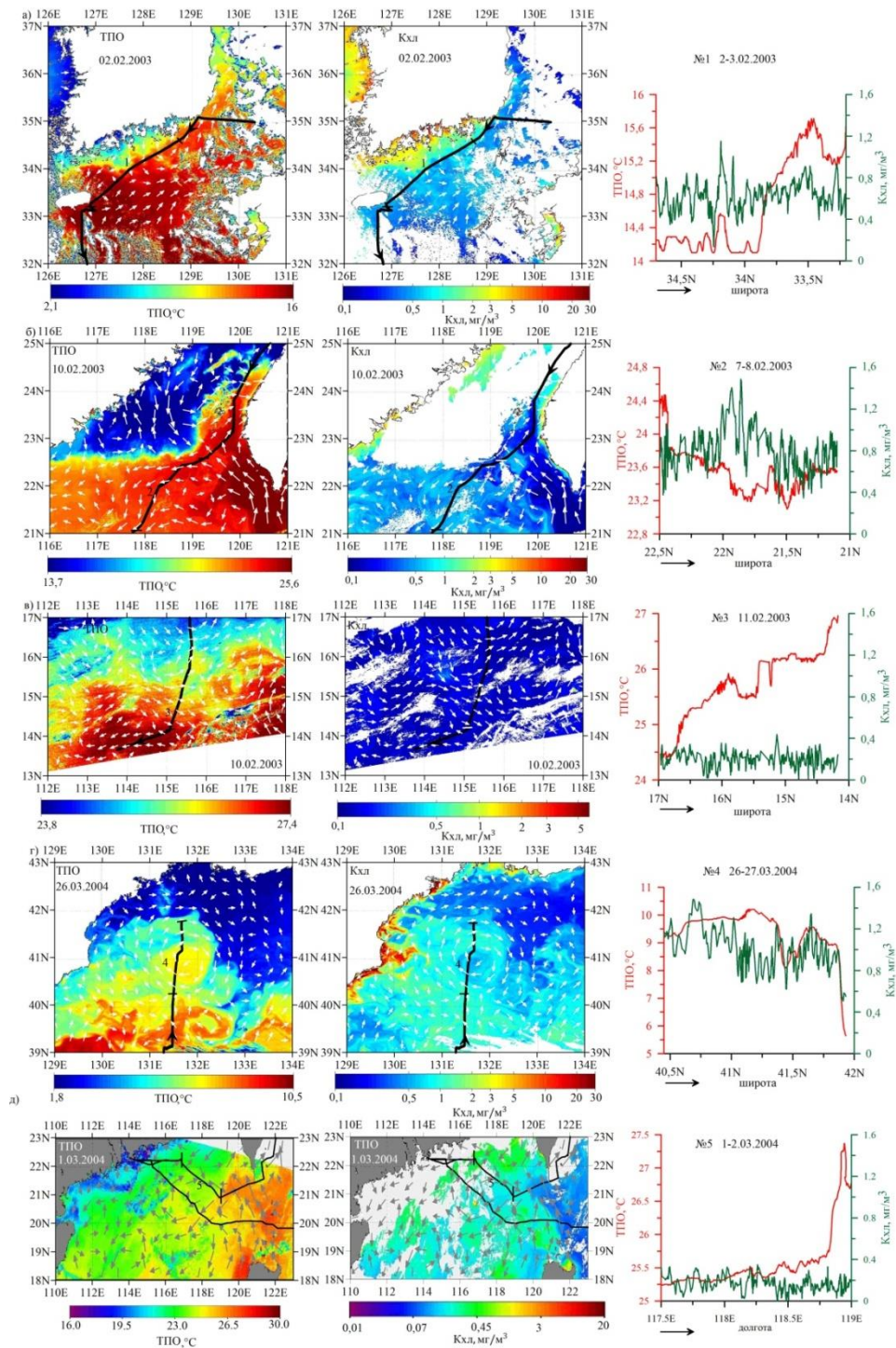


Рисунок 18.1- Поля ТПО (слева), Кхл (центр) и соответствующие им судовые измерения вдоль траектории судна (справа) в Корейском проливе (а), в северной части Южно-Китайского моря (б, д), в центральной части Южно–Китайского моря (в) и в Японском море (г). Стрелки – векторы скорости геострофических течений AVISO, цифры – № участков, черная линия на спутниковых снимках в левом и центральном столбцах – маршрут судна.

Для спектрального анализа спутниковые данные выбирались для каждого судового измерения в радиусе 1 км и усреднялись. Далее судовые и спутниковые данные сглаживались

гауссовой весовой функцией с шириной окна 1,5 км. Перед вычислениями из каждого ряда данных удалялся тренд, в качестве которого использовался полином второй степени. Затем генерировались случайным образом 20 выборок размером 90% от исходной. Для данных определялось соотношение «шум/сигнал» по формуле  $\delta=(S(0)/2)\cdot 100\%$ , где  $S(0)$ - экстраполяция средней по ансамблю структурной функции на нулевое расстояние (Клещёва, Пермяков, 2013).

По каждой выборке вычислялись спектры ТПО и  $\log_{10}(\text{Кхл})$ , нормированные затем на дисперсию. При этом, учитывая неравномерность распределения судовых данных вдоль маршрута (со средним интервалом между отчетами  $\overline{dr}\sim 0,5$  км), использовался метод интегрирования быстро осциллирующих функций с использованием сплайновой интерполяции (Завьялов и др., 1980). Максимальное число гармоник в спектре и длины волн вычислялись по формулам  $n=r_{max}/\overline{dr}$  и  $\lambda_i=r_{max}/i$  (where  $i=1,n$ ), соответственно, где  $r_{max}$ -максимальное расстояние. Средний спектр вычислялся путем сглаживания объединенного спектра с использованием гауссовой весовой функции с шириной окна 0,3 рад/км. Полученные сглаженные спектры ТПО и Кхл аппроксимировались зависимостью  $E(k)\sim k^p$ , где наклоны  $p$  оценивались методом наименьших квадратов.

Таблица 18.2- Сравнительные характеристики ТПО и Кхл

№	L N		ТПО			Кхл				
	(км)		r	rms	bias	r	rms	bias	log_rms	log_bias
1	248	504	0,77	8,9	-7,6	-0,17	55,4	22,8	0,16	0,06
2	216	500	0,75	1,1	0,1	0,1	47,6	-43,5	0,3	-0,27
3	317	471	0,95	0,9	0,2	0,14	65,4	-15,3	0,23	-0,13
4	167	402	0,86	32,9	-32,5	-0,12	32,1	-20,4	0,18	-0,12
5	127	365	0,94	5,9	-5,9	0,19	162,7	66,7	0,26	0,16

Проведен сравнительный анализ судовых и спутниковых данных по температуре и концентрации хлорофилла «а» в выбранных районах (таблица 18.2). Средние значения соотношения «шум/сигнал» судовых Кхл и ТПО составили  $\sim 3\%$ , спутниковых  $\sim 5\%$ . Отмечена высокая корреляция данных ТПО на всех участках с коэффициентами  $r$  лежащими в диапазоне  $\sim 0,75\div 0,95$  (таблица 18.2). При этом максимальная корреляция, а также наименьшие отклонения  $rms$  и  $bias$  получены в районах наибольшего временного сдвига между измерениями. В остальных районах можно отметить более низкие значения ТПО MODIS по сравнению с судовыми. Отмечена слабая корреляция для Кхл с коэффициентами  $r\sim -0,17\div 0,19$ . Можно отметить, что величины отклонений спутниковых данных Кхл от судовых в северной части ЮКМ 1-2 марта 2004 (№5)

сопоставимы с ранее опубликованными оценками в работе (Zhang et al., 2006) по данным SeaWiFS и MODIS и судового флуориметра в том же районе в феврале 2004 и значительно меньше их в других областях.

Наиболее полно пространственную изменчивость полей ТПО и Кхл характеризуют спектры, показывающие вклад неоднородностей различных масштабов в суммарную пространственную изменчивость исследуемой характеристики. Наклоны спектров обычно используются в качестве количественной оценки степени пространственной неоднородности полей ТПО и Кхл и индикатора влияющих на них механизмов. Спектры ТПО и Кхл, полученные по судовым и спутниковым данным на выбранных участках, сравнивались между собой и с известными в литературе по наклонам в диапазоне длин волн от 4 до 160 км. Наклоны спектров ТПО изменялись от -1,8 до -3,1 и от -1,6 до -2,9 (таблица 18.3), соответственно, в указанном диапазоне длин волн  $\lambda$ , и лежат в диапазоне значений, предсказанными теориями квази-геострофической турбулентности (Charney, 1971; Blumen, 1978) для спектров температуры и пассивных трассеров. Можно отметить, что расхождение оценок на рассматриваемых участках незначительное (в среднем  $\pm 0.4$ , т.е. порядка 20%), с максимальным - в районе наибольшей асинхронности измерений.

Таблица 18.3– Наклоны спектров ТПО и Кхл в указанных диапазонах длин волн по спутниковым и судовым данным

№	ТПО				Кхл			
	судовые данные		спутниковые данные		судовые данные		спутниковые данные	
	<i>Наклон</i>	<i>Диапазон</i>	<i>Наклон</i>	<i>Диапазон</i>	<i>Наклон</i>	<i>Диапазон</i>	<i>Наклон</i>	<i>Диапазон</i>
	<i>p</i>	<i>λ (км)</i>	<i>p</i>	<i>λ (км)</i>	<i>p</i>	<i>λ (км)</i>	<i>p</i>	<i>λ (км)</i>
1	-2,8 ± 0,1	4-128	-2,3 ± 0,2	4-128	-1,8 ± 0,2	4-52	-2,1 ± 0,3	4-128
2	-2,4 ± 0,1	4-57	-1,9 ± 0,1	4-77	-1,0 ± 0,3	4-114	-2,1 ± 0,2	4-114
3	-2,2 ± 0,1	4-160	-1,6 ± 0,1	4-107	-0,9 ± 0,2	4-160	-1,4 ± 0,1	4-160
4	-3,1 ± 0,3	4-85	-2,9 ± 0,2	4-85	-1,1 ± 0,1	4-85	-2,7 ± 0,1	4-85
5	-1,8 ± 0,3	6-60	-2,3 ± 0,1	4-45	-1,1 ± 0,3	4-45	-2,7 ± 0,3	4-45

Наклоны спектров Кхл, полученных по судовым данным варьируют от -0,9 до -1,8 (таблица 18.3) и для всех районов, кроме Корейского пролива, близки к модельному спектру фитопланктона с  $k^{-1}$  степенным законом на пространственных масштабах 1-100 км и временных масштабах 1-100 дней (Bennett, Denman, 1985). В этой модели фитопланктон представлен в качестве пассивного, но не консервативного трассера, перемешиваемого двумерным турбулентным потоком (Kraichnan, 1974), при этом учитывается случайный пространственный и временной характер скорости роста

фитопланктона, обусловленный, например, неоднородным поступлением света и питательных веществ, фитопланктон-зоопланктон взаимодействием или оседанием. Можно отметить, что на участке в Корейском проливе (№ 1) с сильными перепадами Кхл и ТПО (рисунок 18.1-а) спектры по судовым данным Кхл оказались довольно близки к теоретическим для пассивных трассеров для фронтальных районов (Carpet et al., 2008). Аналогичные значения были получены в районе фронта около побережья Китая в Южно-Китайском море (Permyakov, Kleshcheva, 2016).

Наклоны спектров концентрации хлорофилла «а», оцененные по данным сканеров MODIS и SeaWiFS для всех районов, кроме центральной части Южно-Китайского моря, превышают модельные оценки для спектров фитопланктона (Bennett, Denman, 1985) более чем в 2 раза (таблица 18.3). Существенные отклонения от судовых спектров Кхл, в 2-2,5 раза, были отмечены во всех районах с мезомасштабными вихрями в северной части Южно-Китайского (рисунок 18.1-б,д) и Японского морей (рисунок 18.1-г) (Клещёва и др., 2015а). Другими словами, вклад мелкомасштабных возмущений в полях Кхл MODIS и SeaWiFS в рассматриваемых районах значительно меньше, чем в судовых и модельных.

Здесь надо заметить, что расхождение спектров ТПО и Кхл обычно интерпретируется как следствие влияния биологических факторов, а их совпадение – гидродинамических. На всех участках разница между наклонами спектров ТПО и Кхл, рассчитанных по спутниковым данным, порядка погрешности оценки наклонов (в среднем  $\pm 0.2$ ). Обращает на себя внимание, что такие оценки получены как в районах зимне-весеннего цветения фитопланктона (в Японском море и в северной части Южно-Китайского моря), так и в районе его отсутствия (в центральной части Южно-Китайского моря). При этом на тех же участках наклоны спектров ТПО и Кхл, рассчитанным судовым данным, различаются в 1,6-2,8 раза, что хорошо согласуется с результатами численного моделирования эволюции возмущений в полях ТПО и Кхл (Lévy, Klein, 2004).

Также были получены оценки радиусов корреляции (первое обращение в нуль корреляционных функций) Кхл и ТПО на статистически однородных участках непрерывных измерений флуориметра вдоль траектории судна, которые выделялись по оценкам 75% доверительного интервала дисперсии Кхл (Клещёва и др., 2015а). Всего вдоль маршрута судна в северо-западной части Тихого океана (в Японском, Восточно-Китайском, Южно-Китайском, и, частично, в Филиппинском морях) было выделено 84 участка длиной от 22 до 170 км. Радиусы корреляции судовых Кхл и ТПО лежали в диапазонах ~2-10 км (в среднем ~3 км) и ~2-20 км (в среднем ~9 км), соответственно. Отмечено, что радиус корреляции ТПО превышал аналогичные оценки для концентрации хлорофилла почти на всех участках, в среднем в 3 раза, при этом расхождение достигало наибольших значений в районах интенсивных температурных фронтов, а наименьших – в прибрежных зонах. Из 84 участков полностью покрывались спутниковыми

данными только 13 участков длиной от 38 до 87 км. Радиусы корреляции по спутниковым данным Кхл и ТПО лежали в диапазонах ~2-12 км и ~3-15 км со средними значениями ~6 и 7 км, соответственно. Отмечено, что спутниковые оценки для Кхл на подавляющем большинстве участков выше судовых значений, в среднем в 2 раза. Для радиусов корреляции ТПО, оцененных по спутниковым данным такая тенденция не сохраняется-отмечены отклонения обоих знаков, в среднем в 1,5 раза. (Клещёва и др., 2015б).

В настоящем разделе приведены результаты оценок характеристик пространственной изменчивости полей температуры поверхности океана и концентрации хлорофилла «а» по данным судовых измерений и спутниковым данным сканеров MODIS (Aqua и Terra) и SeaWiFS (SeaStar) в отдельных районах окраинных морей восточной Азии. Сравнительный анализ показал сильную корреляцию судовых и спутниковых данных по температуре и слабую статистически значимую корреляцию данных по концентрации хлорофилла. Показано, что наклоны одномерных пространственных спектров температуры и концентрации хлорофилла «а», оцененных по судовым данным, а также температуры по данным сканера MODIS, в диапазоне масштабов от 4 км до 160 км согласуются с известными теоретическими и модельными оценками для спектров температуры, фитопланктона и пассивных трассеров в геострофическом турбулентном потоке. Отмечено незначительное расхождение величин наклонов температурных спектров, полученных по судовым и спутниковым данным (в среднем ~ 20%), с максимальным - в районе наибольшей асинхронности измерений. Показано, что спектры концентрации хлорофилла «а» MODIS и SeaWiFS в указанном диапазоне масштабов спадают в среднем в ~2 раза быстрее по сравнению с судовыми и модельными спектрами, что необходимо учитывать при использовании спутниковых данных для исследования пространственной изменчивости температуры и концентрации хлорофилла «а» с помощью спектрального анализа. Показано, что характерные масштабы корреляции, полученные для полей концентрации хлорофилла «а» по данным сканеров MODIS и SeaWiFS около 6 км, что выше оценок по судовым данным в среднем в 2 раза.

По результатам исследований опубликованы следующие статьи в монографиях и сборниках (Клещёва, Пермяков, 2013; Клещева и др., 2015б; Permyakov, Kleshcheva, 2016).

## **19 Влияние азиатских пылевых бурь и тропических циклонов на функционирование фитопланктонных сообществ в северо-западной части Тихого океана по данным спутникового оптического зондирования**

Измерение цвета океана со спутников является уникальным методом с точки зрения экономической эффективности при глобальных измерениях состояния верхнего слоя океана. Современные радиометры, установленные на спутниках, перемещающихся по солнечно-синхронизированным полярным орбитам, и новые системы, разрабатываемые для установки на геостационарных спутниках, позволяют за одни сутки получить информацию со всей земной поверхности с приемлемым разрешением 0.5-4 км. Первые измерения цвета морской поверхности были получены в период 1979-1986 гг. с помощью сканера CZCS, и в настоящий момент непрерывные измерения цвета морской поверхности ведутся с 1996 года. Накопленный массив данных может быть использован для исследования синоптических и климатических процессов, происходящих в верхнем слое океана и в атмосфере.

Из данных о цвете океана рассчитывается целый ряд параметров, важных для изучения функционирования климатической системы Земли: это оптическая толщина атмосферного аэрозоля (АОТ), концентрация хлорофилла-а (хл.-а), растворенного органического вещества (РОВ) и взвешенного вещества (ВВ) в морской воде, первичная продукция (ПП), производимая фитопланктонными сообществами, и т.д.

Однако существует целый ряд проблем, существенно влияющих на точность и качество определяемых параметров. В атмосфере формируется около 90% регистрируемого сигнала, что делает решение обратных задач по распространению оптического излучения в атмосфере первостепенными (Wang M. 1999; Копелевич О.В. и др. 2009). Большие погрешности могут появляться при любых не стандартных ситуациях, таких как наличие пылевых, вулканических и промышленных аэрозолей в атмосфере, взаимодействие воздушных масс в переходных зонах материк-океан, дополнительный вклад в ИК область от взвешенных частиц в мутных водах. На мелководье отражение от дна вносит существенный вклад в формирование цвета моря. Изменение соотношений основных оптически-активных компонентов (ОАК) морской воды, таких как концентрация фитопланктона, окрашенных РОВ (ОРОВ) и ВВ может приводить к не правильной оценке спутниковых данных (Morel A. et al. 1977, Morel A. et al. 2009; Sathyendranath S. et al. 2000). Это особенно актуально в высокобиопродуктивных, прибрежных водах, и в устьях рек. При изучении цвета моря в полярных регионах, а также в утренние и вечерние часы, уровень Солнца над горизонтом или его изменчивость может достигать не приемлемых величин, не учитываемых в существующих методах обработки данных. Скопление ОАК в глубоких слабоосвещенных слоях приводит к неправильной оценке, интегрированных по глубине величин. Изменение видового

состава или функционального состояния клеток фитопланктона может приводить к изменению соотношений между концентрациями пигментов, размеров клеток, режимами работы фотосинтетического аппарата, что ведет к изменению спектров поглощения, рассеяния и солнечно-индуцированной флуоресценции хл.-а. Для расчета ПП нет хорошей оценки эффективности фиксации углерода на единицу концентрации хл.-а (Behrenfeld M.J., Falkowski P.G. 1997).

Таким образом, во многих районах Мирового океана, не решены с необходимой точностью задачи корректного определения коэффициентов яркости моря  $Rrs$ , концентрации основных ОАК в прибрежных водах, не существует общепринятых универсальных алгоритмов оценки концентрации пылевого аэрозоля, ОРОВ, ВВ и ПП, отсутствуют устойчивые универсальные подходы к решению обратных задач по распространению оптического излучения в атмосфере.

Перечисленные проблемы не просто уменьшают точность измерений, а могут приводить к ложным интерпретациям спутниковых данных, что недопустимо при решении задач изучения климатических изменений. Зачастую перечисленные факторы или часть из них не учитываются при глобальных оценках функционирования фитопланктонных сообществ, изучении глобального цикла углерода, пространственного распределения радиационно-активных компонентов атмосферы и океана по причине недостаточной информации о значимости влияния того или иного фактора. Либо «проблемные» измерения полностью отфильтровываются из используемых данных для анализа, что существенно снижает возможности спутникового мониторинга, особенно в полярных и прибрежных районах.

Рассмотрим некоторые из перечисленных проблем при исследовании влияния пылевых бурь и тропических циклонов (ТЦ) на функционирование фитопланктонных сообществ в северо-западной части Тихого океана. В обоих случаях анализировались изменения концентрации хл.-а и ПП, производимой клетками фитопланктона. В период 2014-2016 гг. были получены следующие результаты:

1) На основе полученных результатов и имеющейся информации о временной и пространственной вариации пылевого аэрозоля за период 2002-2012 гг., и при использовании 1-дневных спутниковых климатических данных по концентрации хл.-а и ПП сделана предварительная оценка: за счет локальных всплесков содержания пылевого аэрозоля в с.-з. части Тихого океана в год дополнительно развиваются клетки фитопланктона, содержащие в сумме  $10^{15}$  г хл.-а. В пересчете на ПП и нормировке на общие показатели по региону это составляет около 1% от общей производимой ПП в регионе. Типовой рост концентрации хл.-а после прохождения пылевой бури наблюдается в течении 14 дней и составляет +17%.

2) Для изучения воздействий ТЦ проанализированы периоды 1979-1986 и 1996-2012 гг. В результате воздействия ТЦ на верхний слой океана наиболее вероятное изменение видимой со



спутника концентрации хл.-а составило +18%, температуры -3% (повышение концентрации хлорофилла-а зафиксировано в 81% случаев, понижение температуры в 76%). Типовое развитие роста клеток фитопланктона начинается на 2-4 день после прохождения ТЦ и продолжается около двух недель. Оценка среднего увеличения количества клеток фитопланктона в результате прохождения ТЦ составила +46%. Проанализировано изменение произведенной ПП клетками фитопланктона вследствие воздействия ТЦ. Показано, что наблюдается более сильное увеличение ПП по сравнению с концентрацией хл.-а (повышение в 85% случаев, наиболее вероятное изменение +26%). Также оценено общее воздействие ТЦ на годовое производство ПП в регионе, которое составило около 2% от общей ПП, произведенной за год.

Основными проблемами при решении задачи изучения влияния Азиатских пылевых бурь на функционирование клеток фитопланктона являются:

- 1) Разделение вкладов водного, пылевого и обводненного пылевого атмосферного аэрозоля.
- 2) Ошибки атмосферной коррекции при наличии пылевого аэрозоля.
- 3) Общие проблемы определения концентрации хл.-а и ПП, описанные выше.

Можно выделить следующие параметры, которые измеряются со спутников или получены с помощью региональных моделей и могут быть использованы для изучения пространственно-временного распределения пыли в атмосфере: концентрации пыли на высоте 1 км, рассчитанные по модели RIAM-CFORS; аэрозольная оптическая толщина (АОТ) на 869 нм, полученная из данных спутниковых радиометров; коэффициент Ангстрема на 531 нм, полученный из данных спутниковых радиометров; данные спутникового лидара CALIOP.

Основными проблемами использования перечисленных данных при идентификации пыли являются следующие:

1) модельные значения концентрации пыли RIAM-CFORS «размазаны» в виду специфики применения модельного подхода, основанного на ограниченном количестве точечных измерений.

2) Применение только данных АОТ не корректно по причине того, что повышение АОТ может быть связано с наличием водного аэрозоля.

3) Данные CALIOP являются наиболее достоверными с точки зрения качественного детектирования пылевого события и его привязки к местности и высоте, однако они обладают существенными недостатками, которые мешают их полноценному применению для решения поставленных задач. Во-первых, траектории движения лидара жестко заданы, что приводит к существенным пропускам между рядами данных, достигающих единицы градусов, а во-вторых, временное разрешение над одной точкой составляет 1-2 недели, что также снижает информативность при пространственно-временном анализе. Данные возможно использовать при исследовании отдельных пылевых событий, либо при глобальных оценках, путем накопления за длительный промежуток времени.

Основной ахиллесовой пятой существующих алгоритмов идентификации пыли являются сбои при наличии облачности и/или обводнения пылевого аэрозоля. В свою очередь наличие пыли в атмосфере приводит к значимым сбоям алгоритмов атмосферной коррекции спутниковых данных по цвету моря, что в свою очередь приводит к значимым ошибкам оценки концентрации хл.-а и ПП.

Другой существенной проблемой использования спутниковых данных при изучении таких процессов, как влияние тропических циклонов или, например, внутренних гравитационных волн на биопродуктивность верхнего слоя моря, является сложность по разделению причин видимых повышений концентраций хл.-а со спутника. С одной стороны, это могут быть изменения, связанные со стимулированием роста клеток фитопланктона за счет подъема питательных веществ, с другой стороны основные видимые со спутника изменения связаны с вариациями глубины залегания основной массы клеток фитопланктона. На основе изучения влияния тропических циклонов на верхний слой океана показано, что одним из подходов, позволяющим разделить процессы роста и подъема клеток фитопланктона является анализ изменений характеристик цвета моря во времени. С одной стороны, видны различные особенности на временных рядах для различных рассматриваемых одновременно биооптических и гидрологических параметров, а с другой стороны базовые представления об изменении стратификации оптически-активных компонентов морской воды позволяют корректней решать обратные задачи раскладывания спектров яркости цвета моря и таким образом выделять тот или иной процесс, происходящий в верхнем слое океана.

Таким образом, для решения обозначенных проблем необходимы:

- комплексное использование спутниковых данных из различных диапазонов электромагнитного излучения, получаемых, как по пассивным, так и по активным схемам измерений, с различным спектральным и пространственным разрешением;
- развитие подспутниковых систем измерений в океане и над морской поверхностью;
- объединение моделей, описывающих распространение света в океане и атмосфере, биологических моделей функционирования фитопланктонных сообществ, океанографических моделей перемещения водных масс, атмосферных моделей распространения радиационно-активных компонентов.

Основными выводами по результатам, полученным в 2014-2016 гг. являются следующие. Результаты, касающиеся исследований регионального влияния пылевых выносов и тропических циклонов на фитопланктонные сообщества в Северо-западной части Тихого океана, являются новыми. Существующие аналогичные результаты обычно относятся к рассмотрению отдельных событий. Работ, рассматривающих влияние пылевых бурь и ТЦ на региональном масштабе очень мало, тем более не использован весь перечень методов и подходов к производимым оценкам.

Оценки, полученные по длительности воздействия на рост клеток фитопланктона, совпадают с результатами лабораторных исследований, где рассмотрено поведение клеток фитопланктона при добавлении реальной «Азиатской пыли». Исследований по глобальной оценке воздействия тропических циклонов на фитопланктонные сообщества и производимую ими первичную продукцию практически не проводилось. Среди таких работ можно выделить (Babin S.M. et al. 2004), где проанализировано воздействие 13 ураганов в Саргассовом море с 1998 по 2001 года, и показано, что величина увеличения концентрации хл.-а имеет тенденцию положительной корреляции со скоростью ветра, и отрицательной корреляции с величиной уменьшения температуры поверхностного слоя. В работе (Hanshaw M.N. et al. 2008) исследовано общее воздействие ураганов на цвет океана в период 1997-2005 гг, показано, что они приводят к значимому увеличению концентрации хл.-а в верхнем слое океана, которое зависит от интенсивности урагана, однако общее воздействие на Северо-Атлантический регион не значимо поскольку количество клеток фитопланктона, подверженных воздействию ураганов, составляет примерно 2.8% от общего их числа в регионе. В работе (Chen et al. 2003) с помощью контактных измерений показано, что вследствие воздействия тропического циклона интегральная по глубине концентрация хл.-а увеличилась на 20%, а первичная продукция увеличилась на 400-600%, что согласуется с полученными оценками.

Результаты, полученные в 2014-2016 гг, отвечают последним мировым достижениям в области исследований пространственно-временного распределения атмосферного аэрозоля и фитопланктонных сообществ. В работе использованы современные методы дистанционного зондирования, подкрепленные контактными калибровочными измерениями, что позволяет проводить измерения в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Применены современные средства хранения и обработки больших объемов геоданных. Используются оперативные дистанционные методы зондирования окружающей среды, подкрепленные данными контактных измерений. Использован комплексный подход использования подспутниковых мобильных и стационарных наблюдений, и спутниковых данных зондирования водной поверхности и атмосферы. Это позволяет более точно и полно характеризовать исследуемые процессы на различных пространственных и временных масштабах.

По результатам исследований опубликованы следующие статьи в рецензируемых журналах (Салюк и др. 2013; Салюк и др. 2014), входящих в базу цитирования РИНЦ, и в трудах конференции (Салюк и др. 2015).

## **20 Усовершенствование оптических устройств для проведения подспутниковых экспериментов и мониторинга прибрежных акваторий**

Мониторинг оптических и поляризационных характеристик морской поверхности (МП) один из важных элементов исследования прибрежной зоны, поскольку он позволяет получить их пространственно временные изменения, связанные с динамикой вод и атмосферы. Совершенствование аппаратуры мониторинга – важная составная часть, которая позволяет повысить точность и качество измерений, что определяет надежность интерпретации результатов.

Все природные объекты при отражении падающего излучения меняют характер его поляризации. Это свойство отраженного от морской поверхности излучения, которое как раз и формирует её изображение на приемной матрице фото или видеокамеры широко используется для исследования поверхностных проявлений внутренних волн (ВВ), вихревых образований (ВО), поверхностных загрязнений и прочих объектов исследования. Поляризационные характеристики являются дополнительным источником информации и позволяют идентифицировать природу неоднородностей, а режим мониторинга дает полезную информацию об их динамических характеристиках. Это облегчает решение задачи идентификации исследуемых объектов природного и искусственного происхождения.

Использование широко представленных на рынке устройств для решения задач видеомониторинга, в которых спектр возможностей специализированной аппаратуры (СА) излишне широк, не всегда целесообразно. Использование СА сопряжено с рядом ограничений, связанных со стоимостью, условиями эксплуатации, доступности и т.п. Это очевидно ограничивает свободу исследователя и направляет его на путь поиска готовых решений, которые не всегда оптимальны. Для решения задач мониторинга прибрежных акваторий и проведения подспутниковых экспериментов был использован принцип создания оптических устройств на базе оптических систем широкого применения (типа action-камер, камер, установленных на беспилотниках, камер видеонаблюдения), стоимость которых существенно ниже стоимости специализированных камер. При этом была технически решена основная проблема - сделать из камер широкого применения измерительную систему с контролируемыми метрологическими характеристиками (линейность и стабильность передаточной характеристики).

Для исследования гидродинамических процессов в прибрежной зоне, проведения подспутниковых экспериментов и решения задач экологического контроля разработана панорамная поляризационная видеосистема контроля состояния морской поверхности (Константинов О.Г., Павлов А.Н., 2012).

Поляризационная сканирующая видеосистема состоит из безкорпусной видеокамеры в термостабилизированном корпусе, закрепленной на валу шагового двигателя, обеспечивающего

дискретное сканирование морской поверхности в секторе  $270^\circ$  с шагом по азимуту  $7,2^\circ$ . Азимутальная погрешность положения камеры не превышает  $0,02^\circ$ . Полное время формирования панорамного изображения составляет 17 с. Для повышения контраста объектов на морской поверхности перед объективом видеокамеры размещен поляроид-анализатор, выделяющий  $P$  компоненту излучения, рассеянного и отраженного морской поверхностью. Перепады яркости на стыках фрагментов, неизбежные при использовании камеры с автоматической подстройкой яркости и делающие невозможным анализ панорамного изображения по всему полю, устраняются программно с учетом информации о передаточной характеристике камеры и результатов сравнения яркостей области перекрытия кадров (около 10%). Математическое обеспечение комплекса автоматически переносит панорамное изображение на карту местности для оценки поляризационных контрастов объектов и их координат в каждый момент времени. Дискретное позиционирование видеокамеры, когда для каждого кадра панорамного изображения известно точное время съемки и положение видеокамеры в пространстве, а именно: высота расположения, зенитный и азимутальный углы оптической оси камеры в географической системе координат с известным фокусным расстоянием объектива, позволяет трансформировать панорамные изображения на карту с высокой точностью.

В качестве примера на рисунке 20.1 приведено изображение цуга внутренних волн в прибрежной зоне морской экспериментальной станции ТОИ ДВО РАН м.Шульца (МЭС).

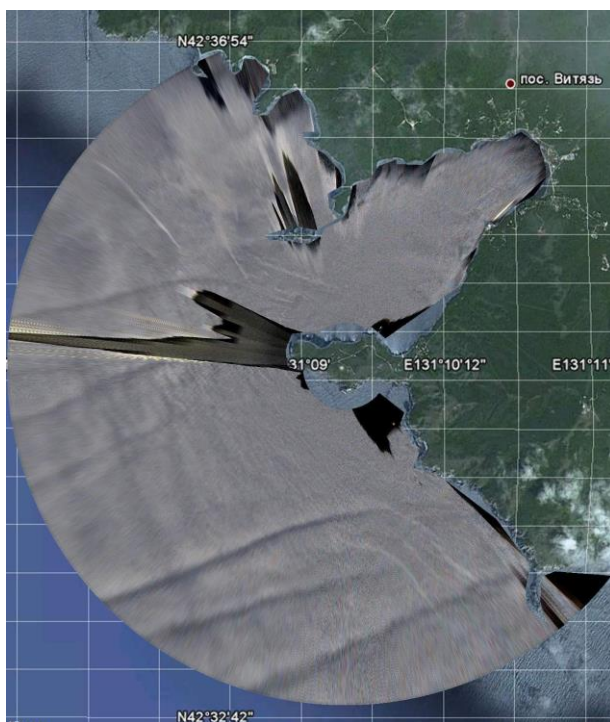


Рисунок 20.1 - Трансформированное на поверхность панорамное изображение с поверхностными проявлениями внутренних волн.

В дополнение к береговому комплексу поляризационных оптических устройств, установленному на МЭС ТОИ ДВО РАН м. Шульца, для экологического мониторинга окружающей среды и океанологических исследований был применен беспилотный летательный аппарат (БПЛА) фирмы DJI Phantom3 Advanced, снабженный видеокамерой, установленной на стабилизированном подвесе представленный на рисунке 20.2.

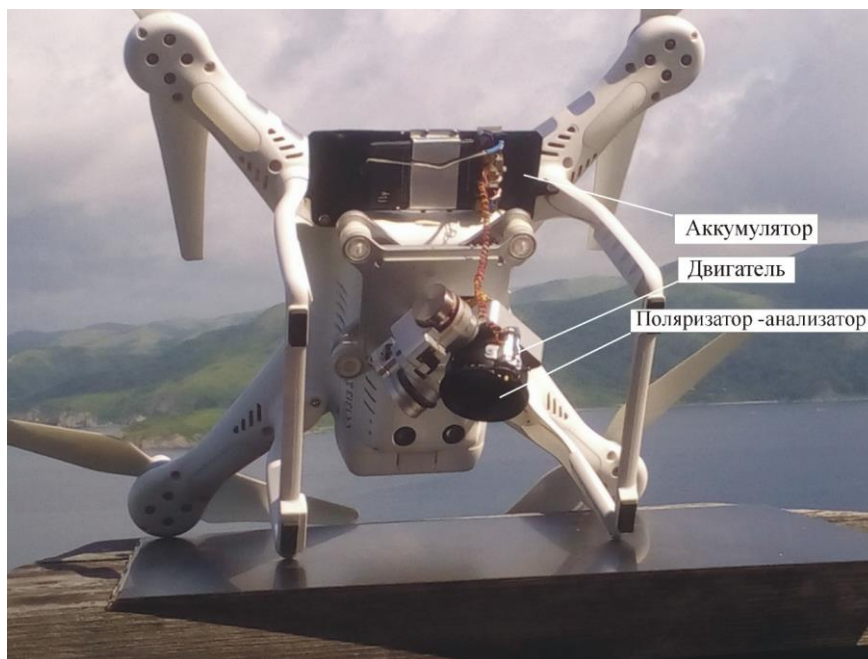


Рисунок 20.2 - Вид мобильного поляриметра на платформе квадрокоптера.

Для камеры БПЛА была разработана поляризационная насадка, позволяющая проводить видеосъемку при различных углах ориентации поляроида-анализатора с дискретностью 2 градуса. Для получения корректных данных была проведена геометрическая калибровка и калибровка линейности передаточной характеристики камеры. Видеосъемка проводилась с разрешением 1920x1080 и частотой 60 кадров/сек. В период экспедиционного сезона 2015-2016 гг. проведены измерения угловых зависимостей оптических характеристик морской поверхности и небосвода при различных азимутах относительно солнечного вертикала и различных условиях освещения. Оценивались спектральные и поляризационные контрасты поверхностных проявлений внутренних волн, сликов от искусственных разливов олеиновой кислоты. Была разработана модель формирования яркостных и поляризационных контрастов поверхностных загрязнений, сликовых образований на морской поверхности при различных условиях освещения. Были разработаны методики и программное обеспечение для калибровки и анализа результатов, полученных с помощью берегового комплекса поляризационных оптических устройств и БПЛА. Сравнительный анализ модельных представлений и натурных измерений показал хорошее соответствие

результатов. Выявлены особенности поляризационных контрастов, которые позволяют различать слики естественного и искусственного происхождения.

В 2016 году были проведены исследования возможности использования стандартных судовых навигационных радаров для мониторинга прибрежных акваторий в комплексе с панорамной видеосистемой.

Проведена оценка возможности использования стандартного судового радиолокатора KODEN MDC 1040 с 4-х футовой антенной для контроля состояния морской поверхности. Стандартные блоки отображения радиолокационных изображений имеет всего 4 уровня дискретизации для того, чтобы не загружать судоводителей лишней информацией. Анализировать подобные изображения достаточно сложно, а порой и бесполезно. Для более детального анализа отраженного радиоимпульса локатора был зарегистрирован и проанализирован видеосигнал, поступающий с радиочастотного блока. Большинство навигационных судовых радаров имеют дополнительный (optional) разъем, с которого можно получить все необходимые сигналы, не внедряясь в электронную схему радара. Основные характеристики радиолокатора:

- ширина диаграммы направленности по уровню  $0.5 \text{ } 1,8^0$  в горизонтальной плоскости,  $25^0$  в вертикальной плоскости;
- Импульсная мощность излучения – 4 кВт;
- Длительность радиоимпульса 0,08мксек – 1мксек;
- Диапазон дальности обнаружения целей -0,125 – 48 морских миль;
- Скорость вращения антенны 24об/мин - 48об/мин;
- Период посылок - 400мксек-1600мксек;
- Рабочая частота - 9410+/-30 МГц;

Для оцифровки сигнала было использовано USB устройство видеозахвата ICONBIT TV-HUNTER Analog Recorder U55. Для того чтобы обеспечить регистрацию РЛ сигнала, на него накладывались синхроимпульсы аналогового видео. Одновременно с РЛ съемкой проводился мониторинг прибрежной зоны с помощью видеосистемы контроля состояния морской поверхности. После анализа видеофайлов было получено РЛ изображение б. Витязь, осредненное по 60 оборотам антенны РЛ (рисунок 20.3).

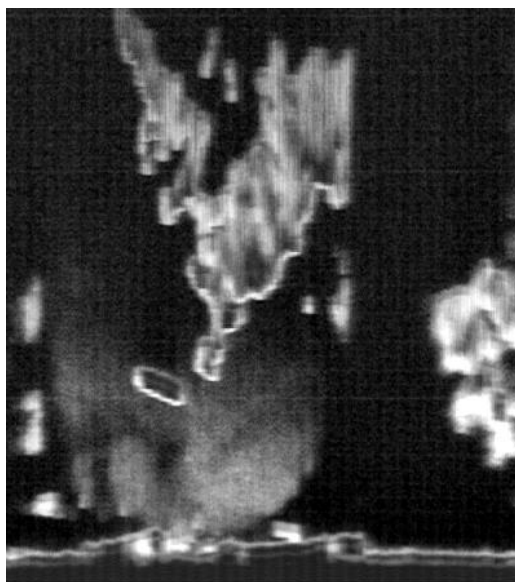


Рисунок 20.3 - Радиолокационное изображение прибрежной зоны МЭС

Слик, зарегистрированный на панорамном изображении, хорошо виден на РЛ изображении. Результат эксперимента показал, что при использовании современных АЦП и программного обеспечения РЛ съемка позволит проводить радиолокационный мониторинг состояния поверхности и контроль поверхностных загрязнений прибрежной зоны стандартными судовыми навигационными радарными и береговыми радарными, оборудованными системой регистрации и анализа.

Новая аппаратура разработана на базе малогабаритных sport камер фирмы Xiaomi. Это видеополяриметр морской поверхности и сканирующий поляриметр небосвода, представленные на рисунке 20.4.

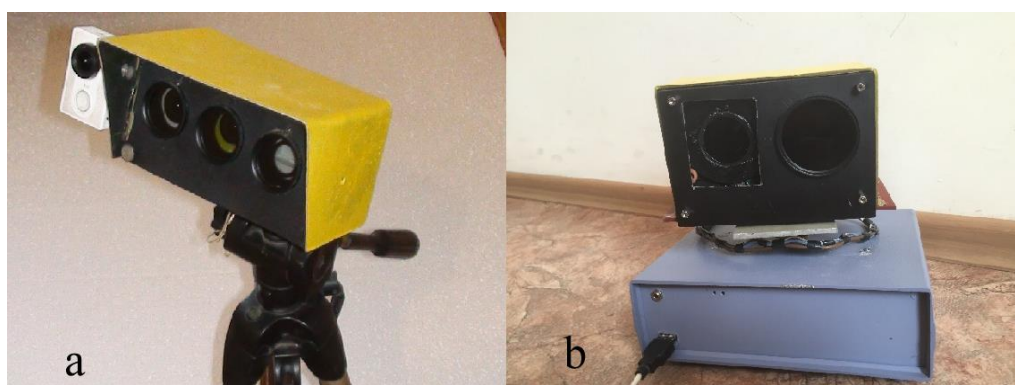


Рисунок 20.4 - Видеополяриметр морской поверхности (а), сканирующий поляриметр небосвода (б)



Видеополариметр морской поверхности включает в себя 4 камеры. Перед тремя камерами, оснащенные объективами с фокусным расстоянием 25 мм, установлены поляроиды – анализаторы с ориентациями направления поляризации, разнесенными на 45 градусов. Четвертая широкоугольная камера служит для совмещения изображений поляризационных камер и контроля условий освещения. Камеры могут работать в режиме синхронной фото и видеосъемки. Изображения, полученные с помощью видеополариметра морской поверхности приведены на рисунке 20.5. Съемка проводилась с пирса МЭС ТОИ ДВО РАН.

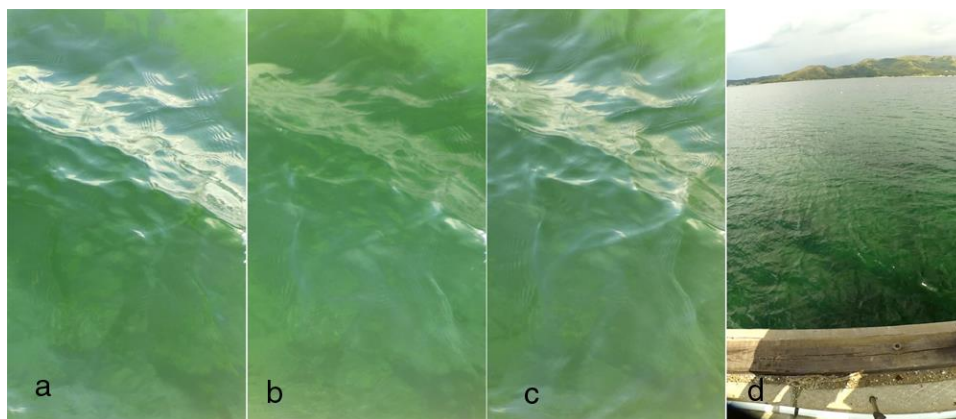


Рисунок 20.5 - Изображения, полученные с камер видеополариметра морской поверхности.

Фрагменты a, b и c – поляризационные компоненты -45, 0 и 45 градусов относительно вертикальной плоскости, проходящей через оптическую ось камер. Четвертый фрагмент – d получен с широкоугольной камеры.

Фотосъемку можно проводить с разрешением до 4608x3456 пикселей. Частота видеосъемки от 30 до 240 кадров/сек с разрешением до 1920x1080 пикселей. Поляриметрическая съемка проводилась с пирса и борта судна «Малахит». Разработана методика и программное обеспечение, позволяющее реконструировать рельеф морской поверхности и пространственно- временные характеристики поверхностного волнения.

Сканирующий поляриметр небосвода имеет две синхронно работающие камеры (рисунок 20.4b). Одна из камер (слева на рисунке 20.4b) предназначена для измерения поляризационных характеристик в видимом диапазоне света, а вторая (справа на рисунке 20.4b) – в ближнем инфракрасном диапазоне. Вращение поляризаторов- анализаторов осуществляется дискретно с шагом 45 градусов. Количество кадров в одном измерении -10. Сканирование по азимутальному углу визирования осуществляется дискретно с шагом дискретизации – 32 градуса. Угол поля зрения поляриметра в вертикальной плоскости составляет 104 градуса, что обеспечивает возможность измерений поляризационных характеристик диффузного излучения неба в диапазоне

90 градусов без переориентации камеры в вертикальном направлении. Ввод в измерительную систему инфракрасного канала обеспечивает получение более полной информации о поляризационных характеристиках атмосферного аэрозоля.

Все видеокамеры, используемые в поляриметрах, работают в режиме гамма коррекции яркости изображения для повышения уровня детализации изображения в области темных тонов. Для этого яркость каждого пикселя изображения претерпевает изменение, выражаемое в виде:  $J_{corr} = C \cdot J^g$ , где  $J$  – истинная яркость пикселя,  $C$  – некоторый числовой коэффициент,  $g$  – показатель степени, в которую возводится величина  $J$ . Проведенные измерения передаточной характеристики камеры позволили определить величину  $g$  для каждой из камер и выполнить процедуру линеаризации передаточной характеристики путем обратной гаммы коррекции с использованием показателя степени  $1/g$ . Вид передаточной функции камеры беспилотника до (первый график) и после коррекций представлен на рисунке 20.6. Из второго графика видно, что подбор методом наименьших квадратов наилучшего значения  $g=2.22$  и использование его в процедуре линеаризации улучшает линейность передаточной характеристики, но не решает проблему в целом. Дополнительная коррекция передаточной характеристики полиномом третьей степени, позволяет значительно повысить линейность передаточной характеристики (третий график).

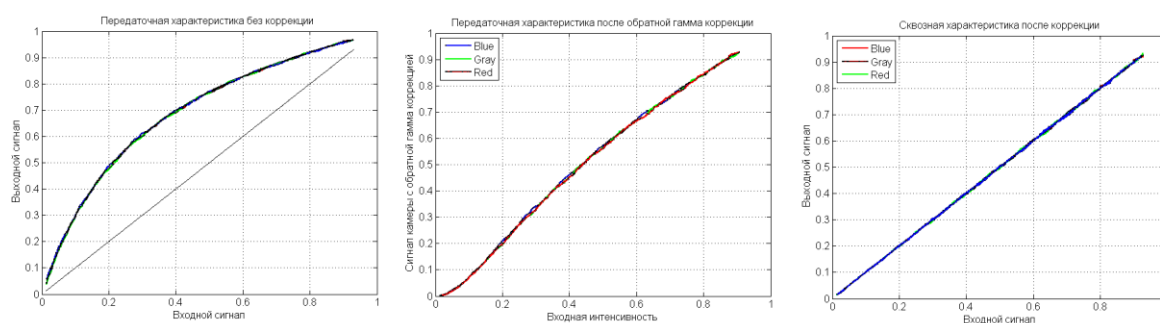


Рисунок 20.6 - Результат двухэтапной линеаризации передаточной яркостной характеристики камеры для R, G и B цветных каналов Передаточные функции яркости пикселя: первый график до коррекции, второй график - после  $g$ -коррекции ( $g = 1/0.45$ ) третий график – после двухэтапной линеаризации. Процедуры линеаризации передаточных характеристик проведены для всех камер, используемых для видео и фотосъемки.

Вся аппаратура использовалась при проведении экспедиционных исследований на МЭС м. Шульца ТОИ ДВО РАН.

Проанализированные результаты исследований опубликованы в 5 статьях в научных журналах, и докладах конференций. Рассмотренные выше устройства могут обеспечить

высокоэффективный мониторинг морских экосистем и предотвращение кризисных изменений на акваториях дальневосточных морей России.

По результатам исследований опубликованы 5 статей в журналах: (Константинов, Новотрясов, 2013 - Web of Science; Константинов, Павлов, 2013 - РИНЦ, переведенный вариант – SCOPUS, Konstantinov, Pavlov, 2,- SCOPUS, Константинов, Дюльдин, 2013 - РИНЦ , Павлов и др., 2015- РИНЦ), в трудах конференций: (Константинов О.Г., 2015, Константинов О.Г., Дюльдин Е.А, 2015, Павлов А.Н., Шмирко К.А., Константинов О.Г., Бобриков А.А., 2015).

## 21 Развитие средств интеграции информационных ресурсов по океанографии и состоянию морской среды прибрежных и сопредельных районов ДВ морей

Изучение процессов динамики экологического состояния прибрежных морских акваторий, находящихся под влиянием климатических изменений в условиях активной хозяйственной деятельности, составляет актуальную проблему регионального природопользования. Результаты подобных исследований важны для обеспечения экологической безопасности, рационального использования биоресурсов и устойчивого развития приморских территорий.

Объектом исследований в 2014-2016 гг. являлись информационные ресурсы (ИР) по океанографии и состоянию морской среды региона, а также технологии их представления и интеграции для эффективного использования и распространения. Цель работы состояла в обновлении ИР и развитии сервисов регионального портала "Океанография и состояние морской среды ДВ региона России" (<http://pacificinfo.ru/>) для регулярной оценки состояния морской среды, экологической обстановки и изменения климата. Задачами исследований являлось развитие методов, технологий, баз данных (БД) и специализированной информационно-аналитической продукции для поддержки научных исследований и природопользовательской деятельности по тихоокеанскому региональному направлению. Решение поставленных задач базировалось на результатах проведенных ранее и продолжающихся межлабораторных исследований, в ходе которых сформированы оригинальные многопрофильные системы усвоения, хранения, анализа данных и доведения до потребителей различных видов информационной продукции по океанографии и состоянию морской среды региона (Ростов и др., 2013а, 2013б, 2014).

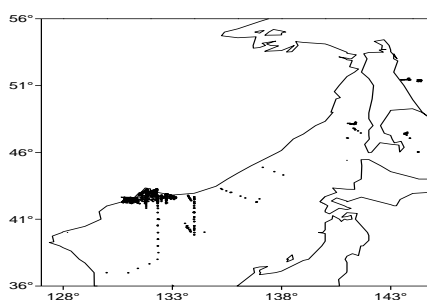


Рисунок 21.1 - Схема расположения гидрологических станций экспедиций ТОИ

В ходе проведения работ получены следующие результаты:

1) БД экспедиционных наблюдений ТОИ ДВО РАН пополнена материалами глубоководных гидрологических наблюдений, выполненными в период с 2013 по начало 2016 г. (рисунок 21.1).

Данные обработаны и отправлены в Госфонд (г. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД) в установленном порядке (28 рейсов, 1600 станций).

2) Пополнены ресурсы раздела портала <http://pacificinfo.ru/> "Негативные и опасные явления природного и техногенного происхождения по данным спутникового дистанционного зондирования" (База данных "Опасные...", 2014). Всего проанализировано и представлено 60 описаний типовых сценариев развития опасных погодных систем в ДВ морях и морях восточного сектора Арктики (рисунок 21.2).



Рисунок 21.2 - Главное окно меню информационного раздела портала -

[http://pacificinfo.ru/new\\_project/data\\_base/index.html](http://pacificinfo.ru/new_project/data_base/index.html)

3) Пополнена база пространственных (гео) данных (БПД) по тематике исследований. БПД является проблемно-ориентированной специализированной базой данных с иерархической структурой (База пространственных данных..., 2015). Сопутствующая аналитическая информация находится в виде текстово-графических документов, атрибутивных таблиц в формате dBASE IV, HTML файлов, таблиц Excel, конфигурационных файлов ODV. Введение БПД в пользование в составе разрабатываемого АРМ (автоматизированное рабочее место) предусматривает выдачу разнообразной картографической информации согласно тематическому составу слоев и их содержанию и автоматизированную обработку пространственной и атрибутивной информации. Использование пространственной информации предполагается в основном с помощью свободно распространяемого ПО Ocean Data View (ODV), а также лицензированных пакетов Surfer,

GoogleEARTH и др. (рисунок 21.3). Предусмотрено развитие и реструктуризация БД с привлечением технологии ГИС.

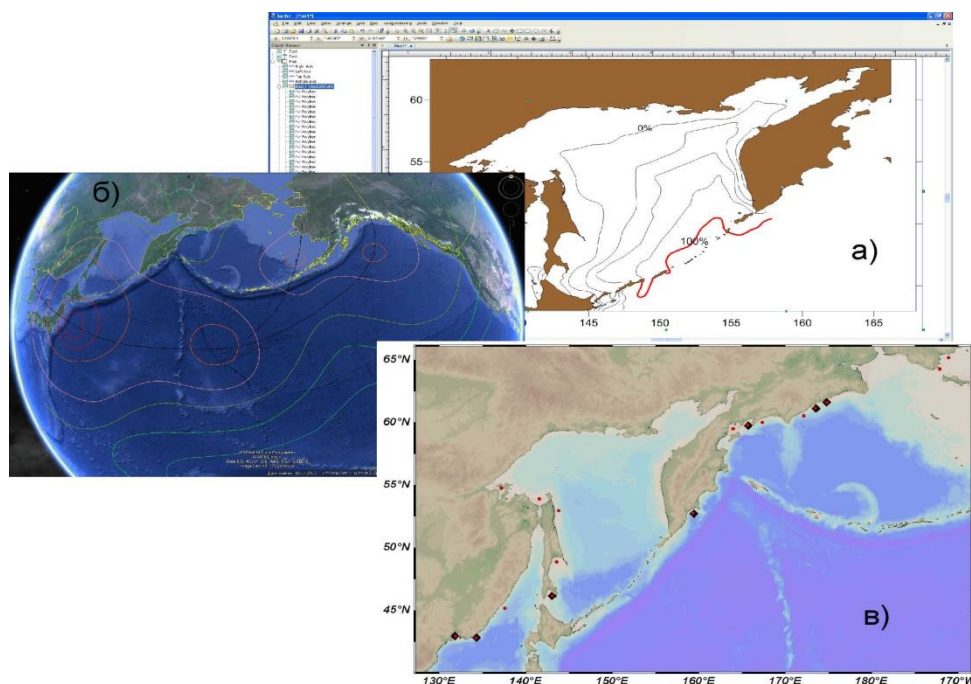


Рисунок 21.3 - Примеры отображения шейп-файлов БЛД в различных пакетах: а) Surfer - вероятность встречи со льдом в Охотском море во 2 декаде февраля (по Л.П. Якунину), б) Google Earth – северо-западный тип атмосферной циркуляции над северной частью Тихого океана (по А.М. Поляковой), в) Ocean Data View – районы наблюдений "красных приливов" - визуального проявления вредоносного цветения водорослей

4) Пополнена база данных "Архивные данные наблюдений над течениями на АБС в северной части Тихого океана и ДВ морях" (База данных "Архивные...", 2016). Основой новой версии БД послужили данные более 1400 российских буйковых станций (АБС), постановка которых в основном проводилась в северной части Тихого океана. Изначально БД была создана на основе массива данных, полученных из ВНИГМИ-МЦД (г. Обнинск), а затем дополнена собственными данными ТОИ ДВО РАН и данными, поступившими из ГНИНГМИ, Санкт-Петербург (рисунок 21.4). Кроме российских данных в БД вошли наблюдения, выполненные организациями Японии и США (более 600 постановок).

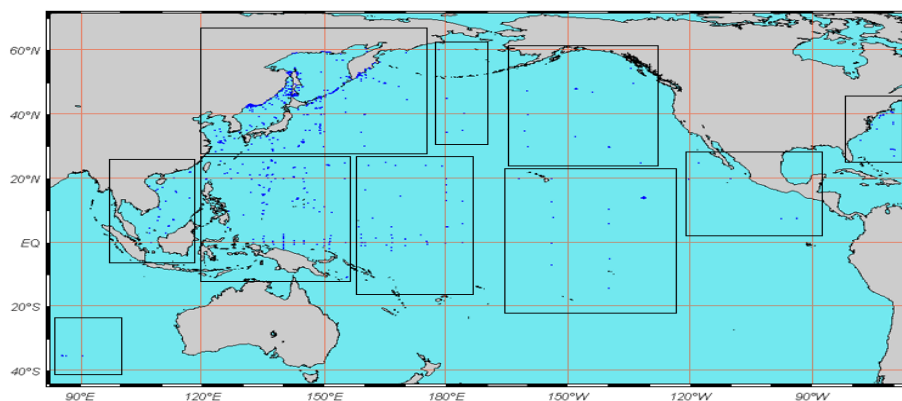


Рисунок 21.4 - Схема расположения районов постановки российских АБС

5) На основе созданной базы данных по ледовым условиям зал. Петра Великого (База данных "Ледовый режим...", 2016) и других релевантных ИР разработан макет электронного информационно-справочного пособия (ЭИСП), включающего в себя совокупность обобщенных данных, картографической и графической информации о режиме и изменчивости ледяного покрова залива Петра Великого. ЭИСП состоит из информационного блока, электронного атласа, архива данных наблюдений и пользовательских программных средств для работы в среде Интернет. ЭИСП доступно на странице портала <http://pacificinfo.ru/eisp/piter/> и находится в стадии наполнения и тестирования (рисунок 21.5).

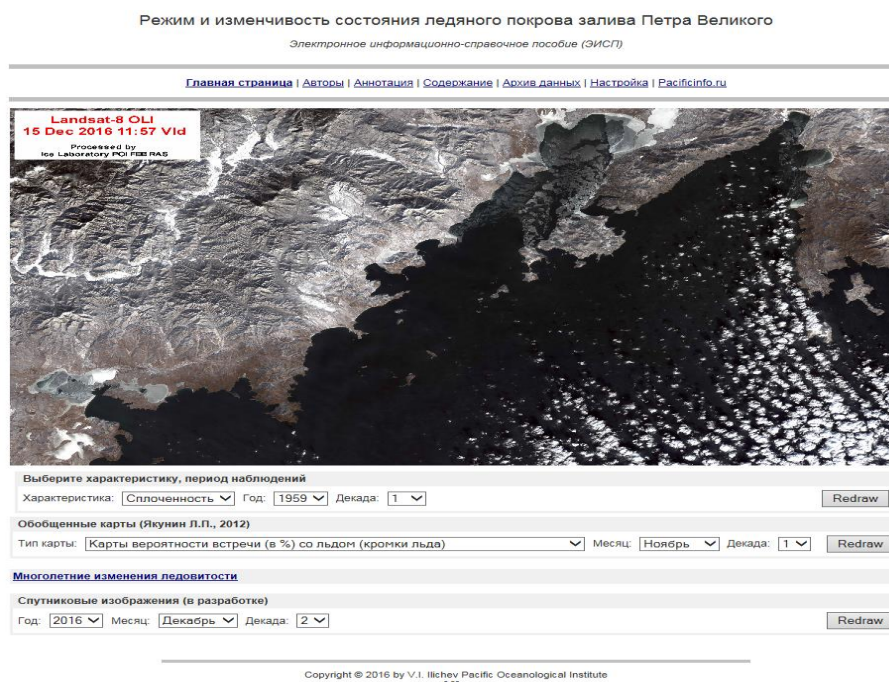


Рисунок 21.5 - Главное окно меню ЭИСП

б) Для анализа динамики показателей антропогенного загрязнения вод прибрежных акваторий зал. Петра Великого (Японское море) обобщены архивные данные ежегодных наблюдений Приморского УГМС в рамках программы государственного мониторинга гидрохимического состояния и загрязнения морских вод за период с 1980 по 2014 гг. (База данных "Концентрация...", 2016). На основе использованных данных были определены (Ростов и др., 2015; Ростов и др., 2016б):

- общие показатели уровня загрязнения вод и повторяемость случаев превышения ПДК загрязняющих веществ в морской воде с учетом уровня токсичности и класса опасности для морской биоты на основе принятых экологических норм за период наблюдений (рисунок 21.6а);

- особенности межгодовой динамики концентраций приоритетных загрязняющих веществ (хлорорганические пестициды, нефтяные углеводороды, фенолы, синтетические поверхностно-активные вещества и тяжелые металлы), а также основные тенденции изменения химического состава вод в заливах и бухтах в результате антропогенных воздействий;

- тенденции изменения качества вод на основе расчета индекса загрязнения вод, позволяющего отнести воды исследуемых акваторий к определенному классу чистоты (рисунок 21.6б).

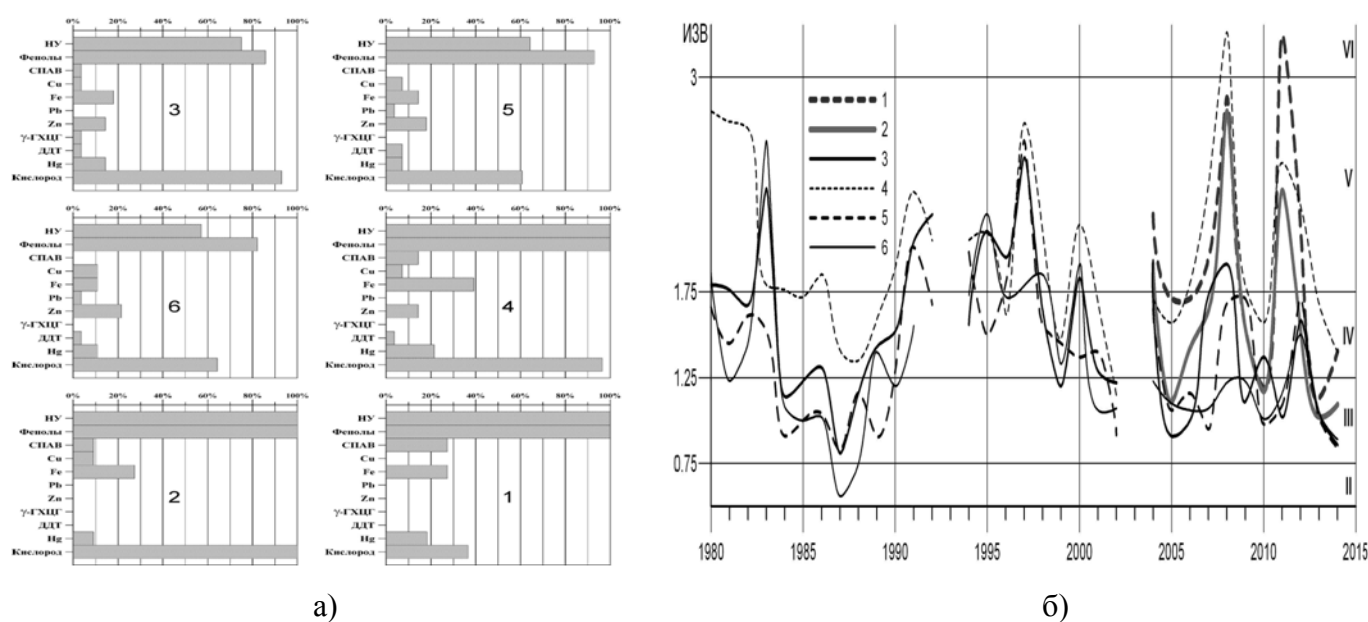


Рисунок 21.6 - Повторяемость случаев превышения ПДК загрязняющих веществ за период наблюдений (а) и динамика индекса загрязненности вод отдельных акваторий зал. Петра Великого (б). Усл. обозначения: 1 – бухта Диомид, 2 – пролив Босфор Восточный, 3 – Амурский залив, 4 – бухта Золотой Рог, 5 – Уссурийский залив, 6 – зал. Находка



Проанализированы случаи высокого и экстремально высокого загрязнения морской среды с привлечением имеющихся данных о возможных причинах и источниках загрязнения отдельных акваторий. Во все годы наблюдений воды бухты Золотой Рог оставались наиболее загрязненными. В наблюдениях последних лет негативная тенденция отмечалась для бухты Диомид и прол. Босфор Восточный. Однако в результате принятых природоохранных мер качество вод всех акваторий после 2012 г. улучшилось до класса «загрязненные» в бухтах Золотой Рог и Диомид и «умеренно загрязненные» в других районах.

7) С использованием данные срочных наблюдений гидрометеорологических характеристик на прибрежных станциях Росгидромета в Японском море выполнен анализ межгодовых изменений гидрологических характеристик - температуры воды, солености и уровня моря за последние десятилетия (рисунок 21.7а). Тренды оценивались для временных рядов, включающих среднегодовые значения наблюдаемых параметров и их аномалий, определяемых как отклонение от средней величины за все годы последнего 30-летнего периода (рисунок 21.7б). Показано, что эффекты глобальных климатических изменений по-разному проявляются в пределах рассматриваемого региона и усиливаются в последние 1,5-2 десятилетия. В целом по району увеличение температуры воды за последние 35 лет составило 0,7 °С (0,02 °С /год). Соленость уменьшилась на 1,3 ‰ (0,04 ‰ /год). Величина значимого линейного тренда уровня моря возрастала с юга на север от 1,2 до 3,0 мм/год (увеличение на 7 см). Выявленные особенности динамики и тенденции изменения гидрологических характеристик являются следствием происходящих естественных и антропогенных изменений климатических условий и циркуляционных факторов (Ростов и др., 2016а; Ростов и др., 2016б).

8) С использованием международных баз гидрометеорологической информации сформированы временные ряды данных реанализа (NCEP/NCAR) по температуре воды и воздуха, потокам тепла, атмосферным осадкам и приземному давлению на регулярной сетке за период 1948-2016 гг. по энергоактивным районам Мирового океана. В рамках межлабораторных работ проведен совместный статистический анализ этих данных и динамики основных климатических индексов атмосферной и океанической циркуляции. Определены разномасштабные региональные особенности климатических изменений в умеренных широтах Азиатско-Тихоокеанского региона (АТР). Выделены характерные колебания и тренды изменений климатических характеристик, соответствующие трем периодам смены гидрологических режимов в 50-х - 60-х годах, в начале 70-х - середине 90-х и с начала 2000-х годов по настоящее время (Пономарев, Дмитриева и др., 2015, 2016). Более подробно полученные научные результаты представлены соавторами в разделе 4.2 настоящего отчета.

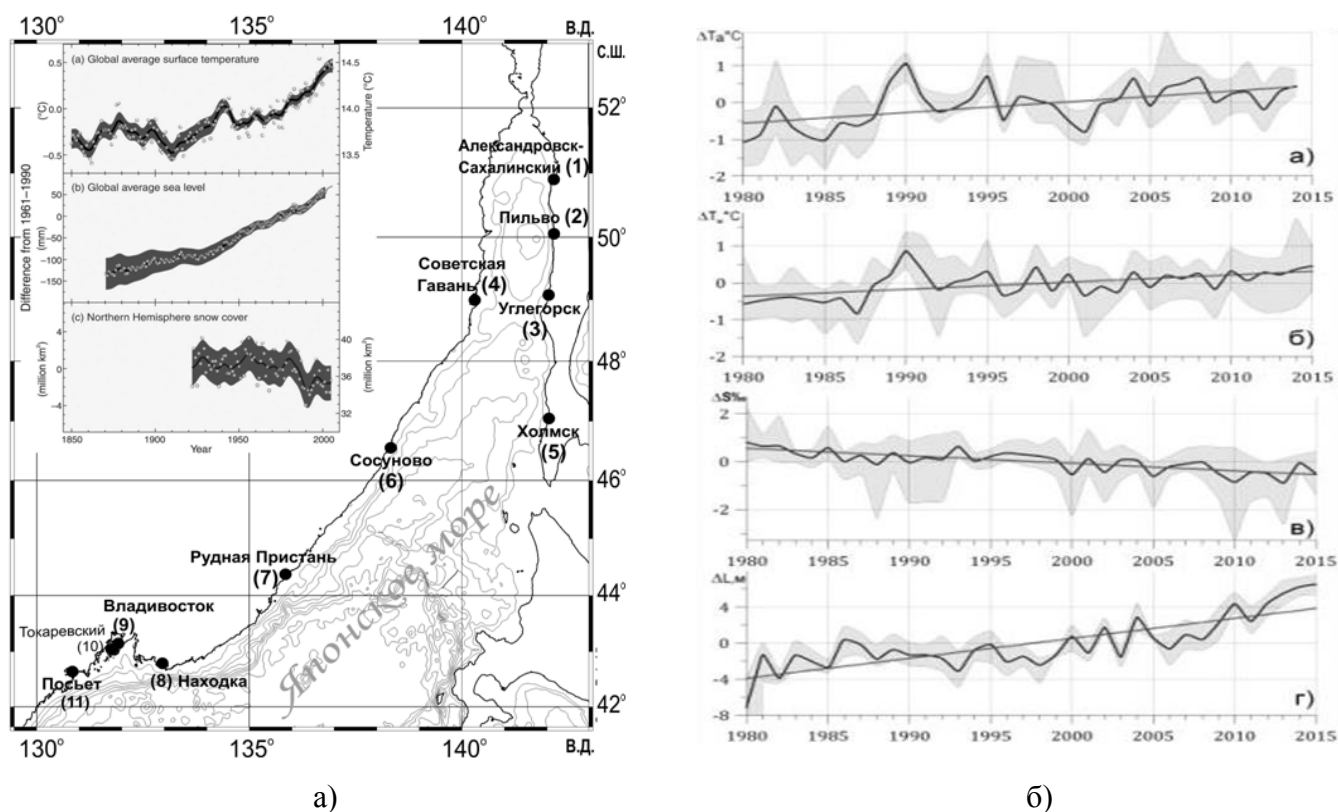


Рисунок 21.7 - Схема расположения станций наблюдений (а) (на врезке – вековые изменения температуры (а), уровня моря (б) и площади снежного покрова (с) в Северном полушарии относительно средних значений за базовый период (IPCC, 2007) и межгодовые изменения средних аномалий, тенденции и диапазон колебаний (сверху вниз) температуры воздуха, температуры воды, солёности и уровня моря на прибрежных станциях (б)

9) С использованием полученных результатов выполнено обновление информационных ресурсов отдельных разделов комплексной информационной системы (КИС) «Природопользование, состояние и тенденции изменений морской среды прибрежных и сопредельных районов Дальневосточных морей России» (рисунок 21.8) (Природопользование..., 2014; Rudykh et al, 2015).



Рисунок 21.8 - Главное окно меню КИС - <http://pacificinfo.ru/data/cdrom/kis/>

10) Проведено обновление сервера регионального портала <http://pacificinfo.ru/>, в результате чего обеспечена его дальнейшая бесперебойная работа и поддержка сервиса по представлению различных категорий ИР в Единую государственную систему информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) - фактографических данных, атласов, шейп-файлов и аналитических представлений. Всего зарегистрировано и поддерживается 192 информационных ресурсов организации (рисунок 21.9).

Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО)  
Система распределенных баз данных (СРБД) - FEHNLRLITU

Дата и время (получена справка) - 20-12-2016 04:06

Зарегистрированные ресурсы (192) | Реализованные ресурсы (0)

Контактное лицо :

всего страниц | последние | 151 записей | показаны записи с 1 по 25.  
[первая/предыдущая] 1, 2, 3, 5, 6, 7 [следующая/последняя]

ID#	Название ресурса#	Иконка	Дата создания#	Дата обновления =	Иконка 1	Иконка 2	Иконка 3	Иконка 4	Иконка 5	Иконка 6	Иконка 7	Иконка 8	Иконка 9	Иконка 10
RU_POC_138	Сетевой массив данных по состоянию Ледяного покрова Охотского моря России...	Структурированные файлы данных	2013-03-15T11:17:18+11:00	2017-01-06T05:33:53+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_30	База данных океанографических записей ТОИ ДВО РАН	Структурированные файлы данных	2008-11-26T12:20:32+10:00	2017-01-06T05:27:22+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_140	Исторические данные о состоянии ЛПЗ Восточного моря на японской сети...	Структурированные файлы данных	2013-04-09T14:16:59+11:00	2017-01-06T05:21:36+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_39	Сетевой массив данных по состоянию Ледяного покрова Северного моря	Структурированные файлы данных	2011-05-25T13:05:41+11:00	2017-01-06T05:21:22+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_60	Сетевой массив данных по состоянию ледяного покрова северной части...	Структурированные файлы данных	2011-05-25T13:05:41+11:00	2017-01-06T05:19:51+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_32	Сводные концентратные гидрохимические данные в арктических водах Японского моря	Структурированные файлы данных	2011-09-29T14:00:02+11:00	2017-01-06T05:17:52+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_143	Исторические гидрохимические данные извещая извещения Северо-Тихоокеанского бассейна	Структурированные файлы данных	2013-04-09T14:27:03+11:00	2017-01-06T05:17:46+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_142	Исторические гидрохимические данные извещая извещения Южного Каспия	Структурированные файлы данных	2013-04-09T14:27:03+11:00	2017-01-06T05:17:45+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_141	Сводные химические данные извещая извещения Арктического бассейна	Структурированные файлы данных	2013-04-09T14:24:26+11:00	2017-01-06T05:17:46+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_160	Объем излучения радионуклидов в Пензорском море в 2011-12 гг.	Структурированные файлы данных	2013-04-26T13:07:06+11:00	2017-01-06T05:17:43+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_58	Массив гидрографических данных по состоянию Северного моря за японской сетью...	Структурированные файлы данных	2011-05-25T12:25:05+11:00	2017-01-06T05:17:43+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_41	Флора мелководья территории Пензорского моря	Структурированные файлы данных	2011-05-26T13:47:25+11:00	2017-01-06T05:17:43+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_42	Флора мелководья территории Пензорского моря	Структурированные файлы данных	2011-05-26T13:47:25+11:00	2017-01-06T05:17:43+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_71	Динамика выбросов донных осадков главного пользования в Дальневосточном бассейне	Структурированные файлы данных	2011-11-07T11:01:52+10:00	2017-01-06T05:17:43+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄
RU_POC_81	Антропогенное воздействие и приваивание устриц от донного осадка в Дальневосточном бассейне	Структурированные файлы данных	2011-09-27T15:04:17+11:00	2017-01-06T05:17:43+11:00	1	!	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄	📄

Рисунок 21.9 - Справка о состоянии и доступности информационных ресурсов Ведомственного информационно-технологического узла ТОИ ДВО РАН на портале ЕСИМО -

<http://portal.esimo.ru/portal>

По результатам работ опубликованы 6 статей в рецензируемых журналах, входящих в базы научного цитирования (Ростов и др., 2013а, 2013б, 2014, 2015, 2016а, 2016б) и получены 5 свидетельств о государственной регистрации баз данных (База..., 2014-2016).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отчете представлены результаты выполненных в 2013-2016 гг. работ по исследованию состояния и изменчивости океанологических характеристик дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Все работы выполнены в соответствии с календарными планами, полученные результаты соответствуют заявленным ожидаемым результатам.

Получены следующие основные результаты.

1. На основе статистического анализа временных рядов данных наблюдений выявлены взаимосвязанные климатические аномалии различных временных масштабов в умеренных широтах Азии, в Тихом, Индийском и Южном океанах и Арктике. Выявлено изменение климатического режима на рубеже 20 и 21 веков в Азии, Тихом, Индийском и Южном океанах, проявляющееся в аномалиях приземного атмосферного давления, сумм осадков, потоков тепла между атмосферой и подстилающей поверхностью, и определена связь с изменениями климатического режима планетарного масштаба.

2. На основе данных океанографических наблюдений из баз World Ocean Database-2013 и Japan Ocean Data Center исследована роль изменяющегося баланса влаги на границе океана и атмосферы в формировании минимумов солености на подповерхностных глубинах в субтропической зоне Японского моря, а также на границе субарктической и субтропической климатических зон Тихого океана.

3. На основе сформированных массивов океанографических данных из всех доступных источников исследованы межгодовые и более долгопериодные изменения теплосодержания подповерхностных и промежуточных слоев Охотского и Берингова морей. Для подповерхностных вод Охотского моря характерна долговременная цикличность с периодом около 30 лет, в промежуточных водах выделяются положительные линейные тренды температуры и солености. В Беринговом море прослеживаются 5-6- и 12-14-летние циклы в подповерхностном слое, статистически значимого линейного тренда не выделяется. В промежуточном слое выделяются 6, 3-4, и квазидвухлетние колебания, получен значимый линейный рост температуры. Выявлены статистические взаимосвязи с климатическими индексами атмосферы и океана, а также и изменениями локальных параметров системы атмосфера-лед-океан Охотского и Берингова морей и прилегающих регионов суши и Тихого океана.

4. Новые океанографические наблюдения, проведенные с помощью буев Арго в последние годы, позволили обнаружить быстрое опреснение верхнего слоя в Камчатском течении и верхнем течении Ойясио с 1990 по 2015 г., при этом самые быстрые изменения солености отмечались в последние пять лет. Это опреснение может быть следствием значительных осадков на восточном

побережье Камчатки. В то же время, в промежуточных водах продолжается рост температуры и солености.

5. На основе диагностических расчетов циркуляции вод по климатическому полю плотности и под воздействием различных типов атмосферных процессов проанализированы сезонные изменения течений в районе Курильской гряды. Сделаны оценки водообмена (в годовом ходе) между Тихим океаном и Охотским морем через Курильские проливы. Проанализированы механизмы и условия формирования термохалинной структуры вод и поля скорости звука в Курильских проливах. Показано, что интенсивное вихреобразование и фронтогенез на фоне выраженного реверсивного характера сильных приливных течений формируют неоднородности структуры вод.

6. По данным спутниковой альтиметрии установлено, что в синфазных всей акватории, включая субтропическую и субарктическую зоны, колебаниях уровня Японского моря наиболее энергонесущим является квазидвухлетний масштаб. Адвекция теплых вод от Корейского пролива на север, охватывающая как субтропическую, так и субарктическую зоны, вплоть до российских берегов, усиливается и ослабляется попеременно в западной и восточной частях Японского моря. Этот процесс характеризуется полугодовой, годовой, квазидвухлетней и 5–6-летней изменчивостью. Наиболее значительная межгодовая изменчивость энергетики синоптических процессов имеет место в субарктическом районе к востоку от побережья Приморья, где ей свойственны квазидвухлетний и 4–5-летний масштабы.

7. На основе данных прибрежных ГМС на территории Приморского края установлено, что в целом на юге Приморья (в юго- и юго-восточной частях зал. Петра Великого) более тёплыми были 2000-е годы, а в центральной части залива – 1990-е гг. На восточном побережье Приморского края на станциях Рудная Пристань и Сосуново температура воды была выше в 1990-е годы, а температура воздуха – в 2000-е годы. В 2012, 2013, 2014 и 2015 гг. практически на всех станциях среднегодовая температура воды была выше средней за десятилетие. В период с 2011 - 2014 гг. зимы на всех станциях были холоднее средних за десятилетие, а в 2015 – теплее.

8. На основе данных экспедиционных исследований (СТД съемок и автономных донных буйковых станций) впервые проведены прямые наблюдения склоновой конвекции (каскадинга) в заливе Петра Великого, Японское море. Установлено, что каскадинг может происходить уже в начале зимы и проникать до глубин 350-600 м. Установлено, что придонные воды с максимальной плотностью, обусловленной предельно низкой температурой и соленостью, превышающей 34,2 епс, могут образовываться не только в Амурском заливе, но и в северо-восточной части Уссурийского залива в результате формирования морского льда. В январе эти воды могут быть основным источником вод высокой плотности, определяющим геострофическую динамику вод на шельфе и процесс каскадинга на склоне залива. Выявлена эпизодичность проникновения

каскадинга в глубинные слои моря и более частую адвекцию в промежуточные воды и высокая межгодовая изменчивость этого процесса, в зависимости от суровости зимних условий.

9. На основе анализа данных контактных наблюдений, спутниковой информации и гидродинамического моделирования исследованы синоптические и мезомасштабные процессы в прибрежных районах ДВ морей. Дана количественная оценка апвеллинга (рассчитан индекс апвеллинга) у восточного побережья о. Сахалин и у побережья южного Приморья. На основе анализа данных экспедиций ТОИ ДВО РАН рассмотрены гидрологические процессы в Амурском лимане, определяющие смешение речных и морских вод, исследована изменчивость поля солёности в различные фазы гидрологического цикла реки. Выявлено, что изменения содержания растворенного железа в Сахалинском заливе обусловлены эволюцией стоковой линзы в зависимости от локальных ветровых условий. Обобщены спутниковые наблюдения субмезомасштабных структур в Охотском море в районе южных Курильских островов и проанализирована их связь с приливным перемешиванием над неоднородностями рельефа дна.

10. По данным прибрежных ГМС Приморского края за 1990-2015 гг. установлено, что на юге Приморья – в юго-западной и юго-восточной частях зал. Петра Великого, более тёплыми были 2000-е годы, а в центральной части залива (ГМС Владивосток) – 1990-е гг. На восточном побережье Приморского края температура воды выше в 1990-е годы, а температура воздуха – в 2000-е годы. Установлено, что зимы 2011-2014 гг. были холоднее предыдущих, а зима 2015 г. – существенно теплее.

11. По данным мониторинга течений и температуры воды в заливе Посъет выявлены неоднородности, связанные с формированием мелкомасштабных вихрей и прохождением высокоамплитудных внутренних волн в шельфовой зоне Японского моря. Установлено, что энергия крупномасштабных движений вне шельфа (приливов, вихрей) может доставляться в прибрежную зону внутренними волнами, которые оказываются связующим звеном между шельфом и открытым морем как для физических, так и для биологических процессов в этих зонах. Горизонтальный водообмен на шельфе осуществляется главным образом приливными течениями и субмезомасштабными вихрями, генерация которых происходит под воздействием поля ветра и в значительной степени при взаимодействии прилива и вдольсклонового течения с кривизной и рельефом континентального склона.

12. Анализ результатов измерения радиоактивности проб морской воды, отобранных спустя 16 месяцев после аварии АЭС Фукусима-1 в водах Японского и Охотского морей, показал, что в поверхностной воде Японского и Охотского морей концентрация радиоактивных изотопов практически везде не превышает доаварийный уровень. В северо-западной части Тихого океана в районе к востоку от острова Хонсю и Курильских островов обнаружены повышенные концентрации радиоактивных изотопов, в том числе и на глубине 500 м. На основе расчетов с

использованием альтиметрических полей скорости течения и методов лагранжевой диагностики установлено, что проникновение зараженных вод вглубь связано с опусканием в крупных антициклонических вихрях.

13. На основе разноплановой информации о ледовых условиях дальневосточных морей и морей восточно-сибирского сектора Арктики (данные прибрежных гидрометеорологических станций и постов, ледовые карты, попутные судовые наблюдения и мультисенсорные спутниковые изображения высокого и среднего пространственного разрешения) созданы постоянно пополняющиеся специализированные архивы и базы данных характеристик ледяного покрова. Оценен характер многолетней изменчивости и сопряженности ледовых условий на морях арктического и тихоокеанского бассейнов. Разработана методика индикации начальных форм льда и оценки толщины тонких льдов по данным совместного анализа спутниковых радиолокационных, видимых и инфракрасных изображений. Выявлены мезомасштабные пространственно-временные особенности ледяного покрова Японского и Охотского морей: пространственная неоднородность, высокая динамичность припая, ниласа, тонкого льда в этих районах, разрушение и вынос льда с периодичностью 3-5 суток; сделаны количественные оценки скорости дрейфа и ветрового коэффициента.

14. По данным спутникового радиофизического зондирования с высоким разрешением, а также по измерениям отечественных метеорологических спутниках серии "Метеор-М" изучена эволюция полей паросодержания атмосферы, водозапаса облаков и скорости приводного ветра в циклонических образованиях различных масштабов, в том числе в тропических циклонах и холодных вторжениях со штормовыми ветрами в северо-западной части Тихого океана и в восточной Арктике. Разработаны и реализованы в программном виде алгоритмы для оценки характеристик тропических циклонов по полю плотности грозовых разрядов, для чего привлекались данные всемирной сети локализации молниевых разрядов (WWLLN). На основе спутниковых данных и реанализа нового поколения NCEP-CFSR за 1979–2016 гг. установлено, что над Японским морем 36% холодных вторжений имеют продолжительность менее суток.

15. На основе спутниковых данных и судовых измерений сделана оценка вклада пылевого аэрозоля в первичную продукцию в СЗТО и выполнены оценки статистической структуры полей температуры поверхности океана и хлорофилла «а» в окраинных морях восточной Азии.

16. Пополнены информационные ресурсы по океанографии и состоянию морской среды Дальневосточного региона, развиты сервисы регионального портала "Океанография и состояние морской среды Дальневосточного региона России", зарегистрировано 5 баз данных.



## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АБС	автономная буйковая станция
АРМ	автоматизированное рабочее место
АН	академия наук
АОТ	оптическая толщина атмосферного аэрозоля
АТР	Азиатско-Тихоокеанский регион
АЭС	атомная электростанция
БД	база данных
БПД	база пространственных данных
БПЛА	беспилотный летательный аппарат
ВВ	внутренняя волна
ВО	вихревое образование
ВНИИГМИ-МЦД	Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных
ВСО	верхний слой океана
ВТЦ	внетропический циклон
ГИС	геоинформационная система
ГМС	гидрометеорологическая станция
ГЭС	гидроэлектростанция
ДВ	дальневосточный
ДВО	Дальневосточное отделение
ЕСИМО	Единая Государственная Система Информации об Обстановке в Мировом Океане
ИК	инфракрасный
ИР	информационные ресурсы
ИСЗ	искусственный спутник Земли
КНДР	Корейская Народно-Демократическая Республика
МГИ	Морской гидрофизический институт
МВ	микроволновый
МКС	Международная космическая станция
МОК	Межправительственная океанографическая комиссия ЮНЕСКО
МЦ	мезоциклон
МЭС	морская экспедиционная станция
НИС	научно-исследовательское судно
ОАК	оптически-активный компонент

ОРОВ	окрашенное растворенное органическое вещество
ПАЙСЕСС	Северо-тихоокеанская ассоциация по морским наукам
ПЗК	подводный звуковой канал
ПЛ	продолжительность ледостава
ПО	программное обеспечение
ПП	первичная продукция
ПУГМС	Приморское управление гидрометеорологической службы
РАН	Российская академия наук
РЛ	радиолокационный
РОВ	растворенное органическое вещество
РСА	радиолокационная синтезированная апертура
СА	специализированная аппаратура
СВ	северо-восточный
СВЧ	сверхвысокие частоты
СКО	среднеквадратичное отклонение
СЗ	северо-западный
СЗТО	северо-западная часть Тихого океана
СО РАН	Сибирское отделение РАН
СПМ	соленость поверхности моря
ТИНРО	Тихоокеанский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии
ТОИ	Тихоокеанский океанологический институт
ТПМ	температура поверхности моря
ТПО	температура поверхности океана
ТПС	теплый промежуточный слой
ТЦ	тропический циклон
УЭПР	удельная эффективная площадь рассеяния
ХВ	холодное вторжение
ХПС	холодный подповерхностный слой
ЭИСП	электронное информационно-справочное пособие
ЭОФ	эмпирические ортогональные функции
ЮВ	юго-восточный
ЮЗ	юго-западный
ЯМА	Японское метеорологическое агентство
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer

AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer  
 AO Arctic Oscillation  
 ASCAT Advanced Scatterometer  
 AVISO Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data  
 CFSR Climate Forecast System Reanalysis  
 COADS Comprehensive Ocean – Atmosphere Data Set  
 ECMWF European Center of Mid-Range Weather Forecasts  
 GOCE Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer  
 GRACE Gravity Recovery And Climate Experiment  
 JAXA Japan Aerospace Exploration Agency  
 IMF Intrinsic Mode Functions  
 JMA Japan Meteorological Agency  
 JODC Japan Oceanographic Data Center  
 JTWC Joint Typhoon Warning Center  
 MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer  
 NCEP National Centers for Environmental Prediction  
 NCAR National Center for Atmospheric Research  
 NEAR-GOOS North-East Asia Regional - Global Ocean Observing System  
 NASA National Aeronautics and Space Administration  
 NOAA National Oceanic Atmospheric Administration  
 NODC National Oceanographic Data Center  
 NPIW North Pacific Intermediate Water  
 ODV Ocean Data View  
 PDO Pacific Decadal Oscillation  
 PICES North Pacific Marine Science Organization  
 QSCAT QuickSCAT satellite  
 RDCP Recording Doppler Current Profiler  
 Sea WiFS Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor  
 SLP Sea level pressure  
 VIIRS Visible Infrared Imaging Radiometer Suite  
 WP Western Pacific  
 WWLLN World Wide Lightning Location Network  
 XBT eXpendable BathyThermograph

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Асмус В. В., Загребаев В. А., Макриденко Л. А., Милехин О. Е., Соловьев В. И., Успенский А. Б., Фролов А. В., Хайлов М. Н. Система полярно-орбитальных метеорологических спутников серии "Метеор-М" // Метеорология и гидрология. 2014. № 12. С.5-16.
2. Атлас Курильских островов. Москва Владивосток: ИПЦ «ДИК». 2009. 516 с.
3. База данных "Архивные данные наблюдений над течениями на автономных буйковых станциях в северной части Тихого океана и ДВ морях": Свидетельство о рег. № 2016621641 / Н.И. Рудых, И.Д. Ростов, В.И. Ростов – № 2016661191, заявл. 05.09.2016, зарег. 02.12.2016.
4. База данных "Концентрация загрязняющих веществ в водах прибрежной зоны южного Приморья и Татарского пролива Японского моря": Свидетельство о рег. № 2016621502 / И.Д. Ростов, Е.В. Дмитриева – 2016621070, заявл. 01.08.2016, зарег. 09.11.2016, опубл. 21.12.2016.
5. База данных "Ледовый режим залива Петра Великого": Свидетельство о рег. № 2016621640 / В.В. Плотников, В.А. Дубина, И.Д. Ростов, Я.Н. Рудых, Н.И. Рудых, В.И. Ростов – № 2016621219, заявл. 15.09.2016, зарег. 02.12.2016.
6. База данных " Опасные морские погодные системы северо-западной части Тихого океана". Свидетельство о рег. № 2014621681 / В.А. Дубина, И.Д. Ростов, Я.Н. Рудых, Л.М. Митник, М.Л. Митник, И.А. Гурвич, М.К. Пичугин - № 2014621377, заявл. 15.10.2014, зарег. 05.12.2014.
7. Баранюк А.В., Катаманова О.Я., Митник Л.М., Митник М.Л. Тропические циклоны в северо-западной части Тихого океана по данным со спутников GCOM-W1, GPM, Метеор-М № 2 и SuomiNPP // Тезисы 13 Всероссийской открытой конф. "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", 16-20 ноября 2015 г., Москва, ИКИ РАН. М.: ИКИ РАН, 2015. С. 173.
8. База пространственных данных прибрежной зоны России в дальневосточных морях: Свидетельство о рег. № 2015620168 / И.Д. Ростов, Н.И. Рудых, С.С. Марченко - № 2014621689, заявл. 04.12.2014, зарег. 29.01.2015.
9. Бережных Т.В., Марченко О.Ю., Абасов Н.В., Мордвинов В.И. Изменение летней циркуляции атмосферы над восточной Азией и формирование длительных маловодных периодов в бассейне реки Селенга // География и природные ресурсы. 2012. № 3. С. 61–68.
10. Богданов К.Т., Ильичев В.И., Новожилов В.Н. Новый тип звукового канала в океане // ДАН СССР. 1987. Т.295. №1. С.215-218.
11. Богданов К.Т, Мороз В.В. Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды / Изд. Дальнаука. Владивосток. 2000. 152 с.

12. Букин О.А., Пермяков М.С., Майор А.Ю., Сагалаев С.Г., Липилина Е.А., Хованец В.А. О калибровке метода лазерной флуорометрии при измерении концентрации хлорофилла «А» // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 3. С. 223-226.
13. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О фазовой изменчивости некоторых характеристик современного климата в регионе Северной Атлантики // ДАН. 2011. Т.438. № 6. С.817–822.
14. Бышев В.И., Нейман В.Г., Пономарев В.И., Романов Ю.А., Серых И.В., Цурикова Т.В. Роль глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий Дальневосточного региона России // ДАН. 2014. Т. 458. № 1. С. 92-96.
15. Вакульская Н.М., Плотников В.В., Оценки параметров состояния ледяного покрова Берингова моря. Криосфера Земли". 2014. № 1. 92-100.
16. Вакульская Н.М., Плотников В.В., Пустошнова В.И. Сопряженность ледовых условий Берингова моря с ледовыми условиями в морях восточного сектора Арктики и тихоокеанского бассейна// Вестник ДВО РАН. 2014. № 5. С. 18-24.
17. Ванин Н.С. Аномальные термические условия северо-западной части Японского моря осенью 2003 г. // Изв. ТИНРО. 2004. Т. 135. С. 345-354.
18. Варенцов М.И., Веземская П.С., Заболотских Е.В., Репина И.А. Оценка качества воспроизведения полярных мезоциклонов по данным реанализов и результатам регионального климатического моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13, № 4. С. 168–191. (SCOPUS)
19. Вербицкая Е.М., Агеева С.В., Дугина И.О., Дунаева И.М., Ефремова Н.Ф., Романский С.О., Тарасюк В.В. Катастрофическое наводнение на р. Амур летом 2013 г. // Метеорология и гидрология. – 2015. – № 10. – С. 65-74.
20. Власова Г.А. Сезонный гидродинамический режим вод в слое 0200 м на акватории Южно-Курильской гряды // Естественные и технические науки. М.: изд-во «Спутник+». 2013. № 3. С. 152-156.
21. Власова Г.А. Влияние региональных синоптических процессов на пространственно-временную изменчивость структуры течений в проливах Курильской гряды // Тр. межд. научной конференции «Исследования изменений климата с использованием методов классификации режимов циркуляции атмосферы». 1618.05.2016. М.: Инт географии РАН. 2016. С. 213-217 ([www.atmosphericcirculation.ru](http://www.atmosphericcirculation.ru)).
22. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. М.: Наука, 2008. 360 с.
23. Власова Г.А., Деменок М.Н.Сезонная изменчивость циркуляции вод на акватории Северных Курил при «северо-западном» типе атмосферных процессов по результатам численного

- моделирования //В кн.1 «Океанологические исследования дальневосточных морей и северозападной части Тихого океана». Дальнаука. Владивосток. 2013а. С. 116-129.
24. Власова Г.А., Деменов М.Н. Сезонная изменчивость циркуляции вод в верхнем квазиоднородном слое на акватории Южных Курил под влиянием синоптических процессов // Вестник ДВО РАН. № 6. 2013б. С. 90-100.
  25. Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В. Эль-Ниньо разных типов и особенности их проявления в Атлантико-Европейском регионе. // Системы контроля окружающей среды. 2006. С. 307 – 310.
  26. Гайко Л.А. Особенности гидрометеорологического режима прибрежной зоны залива Петра Великого (Японское море). Владивосток : Дальнаука. 2005. 151 с.
  27. Гайко Л.А. Тенденция изменчивости температуры воды и воздуха в прибрежных районах северо-западной части Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 1: Океанологические исследования. М. : Наука, 2007. С. 307-332.
  28. Гайко Л.А. Особенности температурного режима заливов Восток и Находка (юго-восточная часть залива Петра Великого) // Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого Японского моря / отв. ред. А.С. Астахов, В.Б. Лобанов. М. : ГЕОС, 2008. С. 97-110.
  29. Гайко Л.А. Многолетняя изменчивость температуры воды и воздуха у российского побережья Японского моря по данным гидрометеорологических станций // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. Владивосток : Дальнаука, 2013. Кн. 1. С. 64-78
  30. Гайко Л.А. Изменчивость температуры воды и воздуха вдоль побережья залива Петра Великого (Японское море) // Информационно-аналитический журнал «Актуальные проблемы современной науки». 2014а. №2(76). С. 250-255.
  31. Гайко Л.А. Влияние термических условий на урожайность хозяйств марикультуры в прибрежной зоне зал. Петра Великого (Японское море) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. №3. 2014б. С. 60-68.
  32. Гайко Л.А. Температурные флуктуации в прибрежной зоне залива Петра Великого за последние десятилетия (Японское море) // Естественные и технические науки» № 10. 2015. С. 234-239.
  33. Гайко Л.А. Сравнительный анализ изменчивости температуры воды и воздуха за последние десятилетия вдоль побережья Приморского края (Японское море) // Наука в современном мире, № 6. 2016а. С. 11-18.

34. Гайко Л.А. Изменение климата в прибрежной зоне Приморского края в современный период (северозападная часть Японского моря) // Восточно-Европейский Научный Журнал. East European Scientific Journal. №10. 2016б. С. 35-42.
35. Гарцман Б.И., Мезенцева Л.И., Меновщикова Т.С. и др. Условия формирования экстремально высокой водности рек Приморья в осенне-зимний период 2012 года // Метеорология и гидрология, 2014. № 4. С. 77–92.
36. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9. Гидрометеорологические условия. Вып. 1. Охотское море. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 342 с.
37. Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. Изменения морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей // Проблемы Арктики и Антарктики, 2008. N1 (78). С.48-58.
38. Гурвич И.А., Заболотских Е.В. Мезомасштабные полярные циклоны над восточным сектором Арктики по данным мультисенсорного спутникового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т.12. № 3. С. 101-112.
39. Гурвич И.А., Заболотских Е.В., Пичугин М.К. Особенности мезомасштабного циклогенеза над восточной Арктикой // Тезисы 13 Всероссийской открытой конф. "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", 16-20 ноября 2015 г., Москва, ИКИ РАН. М.: ИКИ РАН, 2015. С. 183.
40. Гурвич И.А., Митник Л.М., Митник М.Л. Мезомасштабный циклогенез над дальневосточными морями: исследование на основе спутниковых микроволновых радиометрических и радиолокационных измерений // Исследование Земли из космоса. 2008. № 5. С. 58-73.
41. Гурвич И.А., Пичугин М.К., Заболотских Е.В. Идентификация интенсивных мезомасштабных циклонов над восточным сектором Евразийской Арктики по данным мультисенсорных спутниковых измерений и реанализа // Тезисы четырнадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", 2016б, М., ИКИ РАН. С. 175.
42. Дубина В.А., Плотников В.В., Вакульская Н.М. Пространственная изменчивость дрейфа льда на северо-восточном шельфе острова Сахалин // Изв. ТИНРО. 2015а. Т. 183. С. 227-235.
43. Дубина В.А., Плотников В.В., Кот Н.С. Дрейф льда в заливе Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2014. Т 178. С. 148-156.
44. Дубина В.А., Плотников В.В., Лазарюк А.Ю. Особенности ледяного покрова в районе полуострова Ломоносова (залив Петра Великого) // Вестник ДВО РАН. 2015б. № 2. С. 93-100.

45. Дубина В.А., Плотников В.В., Мезенцева Л.И. Использование данных спутников серии Landsat для расчёта климатических характеристик ледяного покрова // Тезисы Тринадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". Москва, ИКИ РАН, 16-20 ноября 2015. М.: ИКИ РАН, 2015в. С. 249.
46. Дубина В.А., Файман П.А., Пономарев В.И. Вихревая структура течений в заливе Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 247-258.
47. Дулепова Е.П. Экосистемные исследования ТИНРО-Центра в дальневосточных морях. Изв. ТИНРО. 2005. Т. 141. С. 3-29.
48. Жабин И.А., Андреев А.Г. Взаимодействие мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей в Охотском море по данным спутниковых наблюдений // Исследование земли из космоса. 2014. № 4. С. 75-86.
49. Жабин И.А., Дмитриева Е.В. Сезонная и синоптическая изменчивость ветрового апвеллинга у побережья южного Приморья (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2014. № 5. С. 25-31.
50. Жабин И.А., Дмитриева Е.В. Сезонная и межгодовая изменчивость ветрового апвеллинга у восточного побережья о. Сахалин по данным скаттерометра SeaWinds спутника QuikSCAT // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1-2. С. 105-115.
51. Жабин И.А., Дубина В.А. Особенности структуры и динамики вод северо-восточного шельфа Охотского моря // Вестник Северо-восточного научного центра ДВО РАН. 2013. № 2. С.32-39.
52. Заболотских Е.В., Гурвич И.А., Шапрон Б. Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледяного покрова // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 64-77.
53. Завьялов Ю.С., Квасов Б.И., Мирошниченко В.Л. Методы сплайн-функций. М.: Наука, 1980. 353 с.
54. Изменение климата, 2001 г. Обобщенный доклад. Под редакцией Роберта Т. Уотсона/ 2003. // Третий докл. МГЭИК об оценке. Межправит. группа экспертов по изменен. климата. Т. 4, 2003. 220 с.
55. Истоки Ойясио / под ред. В.П. Фукса, А.Н. Мичурина. СПб.: СПбГУ, 1997. 249 с.
56. Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Шкорба С.П. Особенности формирования крупных аномалий ледовитости в Татарском проливе // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 20-33.
57. Катаманова О.Я., Баранюк А.В. Алгоритм обнаружения и оценки характеристик теплого ядра ТЦ по данным спутникового микроволнового зондирования // Тезисы 13 Всероссийской



- открытой конф. "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", 16-20 ноября 2015 г., Москва, ИКИ РАН. М.: ИКИ РАН, 2015. С. 32.
58. Климат Владивостока. Л. : Гидрометеиздат, 1983. 248 с.
  59. Клещёва Т.И., Пермяков М.С. Исследование отклика приводного ветра на пространственную неоднородность подстилающей поверхности океана по спутниковым данным // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука. 2013. Кн. 1. С. 170-181.
  60. Клещёва Т.И., Пермяков М.С., Салюк П.А., Голик И.А. Пространственная изменчивость полей концентрации хлорофилла «а» и температуры поверхности океана в окраинных морях северо-западной части Тихого океана // Тезисы докладов Тринадцатой Всероссийской Открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса», ИКИ РАН, Москва, 13-20 ноября 2015 г. 2015а. С.269.
  61. Клещёва Т.И., Пермяков М.С., Салюк П.А., Голик И.А. Статистические характеристики пространственной изменчивости полей концентрации хлорофилла «а» и температуры поверхности океана по судовым и спутниковым данным // Материалы докладов конференции «Физика геосфер: девятый Всероссийский симпозиум, 21-24 сентября 2015 г., Владивосток», Владивосток: Дальнаука, 2015. С.102-105.
  62. Колдунов В.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р. Изменчивость уровня Японского и Охотского морей по данным спутниковых альтиметрических измерений // Дальневосточные моря России: в 4 кн. / гл. ред. В.А. Акуличев. Кн. 1: Океанологические исследования / отв. ред. В.Б. Лобанов, В.А. Лучин. М.: Наука, 2007. С. 184–231.
  63. Константинов О.Г. Технология поляризационного видеомониторинга акватории прибрежной зоны // Тихоокеан. океанол. ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Физика геосфер : Девятый Всерос.симп., 21-24 сент. 2015 г., Владивосток: материалы докл. - Владивосток : Дальнаука, 2015. - С. 116-119 : ил. - N 4 . - ISBN 978-5-8044-1545-8
  64. Константинов О.Г., Дюльдин Е.А Система видеонаблюдения за состоянием морской поверхности в прибрежных акваториях // В мире научных открытий. 2013. № 6.1 (42). С. 118-130
  65. Константинов О.Г., Дюльдин Е.А. Система видеонаблюдения за состоянием морской поверхности в прибрежных акваториях // Международная конференция Дистанционное зондирование окружающей среды: научные и прикладные исследования в азиатско-тихоокеанском регионе (RSAP2013) 24-27 сентября 2013, Владивосток, Россия
  66. Константинов О.Г., Новотрясов В.В. Поверхностные проявления внутренних волн по данным видеосистемы берегового базирования // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 3. С. 364.

67. Константинов О.Г., Павлов А.Н. 1. Видеосистема контроля состояния морской поверхности // Приборы и техника эксперимента. 2012. № 6. С. 121.
68. Константинов О.Г., Павлов А.Н. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Часть 3. Регистрация динамических процессов по снимкам на морской поверхности. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 01. С. 32-39.
69. Копелевич О.В., Буренков В.И. Разработка региональных алгоритмов атмосферной коррекции данных спутниковых сканеров цвета // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 1, № 6. С. 400-408.
70. Круц А.А., Лучин В.А. Вертикальная структура толщи вод Охотского моря. Изв. ТИНРО. 2013. Т. 175. С. 234-253.
71. Кукарин В.Ф., Ляпидевский В.Ю., Навроцкий В.В., Храпченков Ф.Ф. Эволюция внутренних волн большой амплитуды в шельфовой зоне моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6. № 2. С. 35-45.
72. Куроисио и прилегающие районы Тихого океана //Тр. ГОИНа. М.: ГМИ. 1972. Вып. 106. 210 с.
73. Лисицин А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735-747.
74. Лобанов В.Б., Данченков М.А., Лучин В.А., Мезенцева Л.И., Пономарев В.И., Соколов О.В., Трусенкова О.О., Устинова Е.И., Ушакова Р.Н., Хен Г.В. Дальневосточные моря России // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. Гл. 5.4. С. 684–743.
75. Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н. и др. Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России: в 4 кн. / гл. ред. В. А. Акуличев. Кн. 1: Океанологические исследования / отв. ред. В.Б. Лобанов, В.А. Лучин. М.: Наука, 2007. С. 450-473.
76. Лучин В.А. Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое дальневосточных морей // Дальневосточные моря России. М.: Наука, 2007. Кн. 1: Океанологические исследования. С. 232-252.
77. Лучин В.А., Жигалов И. А. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза. Изв. ТИНРО. 2006. Т. 147. С. 183–204.
78. Лучин В.А., Круц А.А. Характеристики ядер водных масс Охотского моря. Известия ТИНРО. 2016. Т.184. С. 204-218.
79. Лучин В.А., Матвеев В.И. Межгодовая изменчивость термического состояния холодного подповерхностного слоя Охотского моря. Изв. ТИНРО. 2016. Т. 187. С. 205-216.

80. Лучин В.А., Соколов О.В. Межгодовая изменчивость и возможность прогноза термического состояния деятельного слоя вод Берингова моря // Изв. ТИНРО. 2007. Т. 151. С. 312–337.
81. Ляпидевский В.Ю., Навроцкий В.В., Храпченков Ф.Ф. Эволюция внутренних волн большой амплитуды в шельфовой зоне моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т.6, № 2. С.35–45.
82. Майор А. Ю., Букин О. А., Павлов А. Н., Киселев В. Д. Судовой лазерный флуориметр для исследования спектров флуоресценции морской воды // Приборы и техника эксперимента. 2001. Т. 44. № 4. С. 151-154.
83. Матвеев В. И., Тихомирова Е. А., Лучин В. А. Первичная продукция Охотского моря в годы с различными термическими условиями. Биология моря. 2015. Т. 41. № 3. С. 179–187.
84. Махинов А.Н., Ким В.И., Воронов Б.А. Наводнение в бассейне Амура 2013 года: причины и последствия // Вестник ДВО РАН. – 2014. – № 2. – С. 5-14.
85. Мезенцева Л.И., Соколов О.В., Друзь Н.И. Атмосферная циркуляция над Дальним Востоком в 2013 г. при экстремальном наводнении в бассейне Амура // Известия ТИНРО. 2015. Т. 180. С. 261–272.
86. Митник Л.М., Кулешов В.П., Митник М.Л., Стрельцов А.М., Чернявский Г.М., Черный И.В. СВЧ сканер-зондировщик МТВЗА-ГЯ на новом российском метеорологическом спутнике Метеор-М № 2: моделирование и анализ измерений в различных физико-географических условиях. // Тезисы 13 Всероссийской открытой конф. "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса", 16-20 ноября 2015 г., Москва, ИКИ РАН. М.: ИКИ РАН, 2015в. С. 164.
87. Митник М.Л., Митник Л.М. Алгоритм оценки приводного ветра по данным микроволнового радиометра AMSR-E и его применение к анализу погодных систем в тропической зоне // Современные проблемы дистанц. зондир. Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 297-303.
88. Митник Л.М., Митник М.Л. Спутниковое микроволновое зондирование Камчатки и окружающих морей// Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. Вып. № 25. С. 231-238.
89. Митник Л.М., Митник М.Л., Чернявский Г.М., Чёрный И.В., Выкочко А.В., Пичугин М.К. Приводный ветер и морской лёд в Баренцевом море по данным микроволновых измерений со спутников Метеор-М № 1 и GCOM-W1 в январе-марте 2013 г. // Исследование Земли из космоса. 2015а. № 6. С. 36-46.
90. Митник Л.М., Трусенкова О.О., Лобанов В.Б. Дистанционное радиофизическое зондирование океана и атмосферы из космоса: достижения и перспективы (обзор) // Вестник ДВО РАН. 2015б. № 6. С. 5-20.

91. Митник Л.М., Хазанова Е.С. Динамика ледяного покрова в морях Восточно-Сибирском и Лаптевых по данным спутникового микроволнового зондирования во второй половине октября 2014 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015б. № 2. С. 100-113.
92. Митник Л.М., Хазанова Е.С. Ледяной покров на шельфе Сахалина в районах добычи и транспортировки нефти по данным спутникового микроволнового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 9-24.
93. Мишуков В.Ф., Нерода А.С., Горячев В.А. Глобальный атмосферный перенос искусственных радионуклидов после аварии на АЭС Фукусима -1 // Охрана атмосферного воздуха. Атмосфера. 2013. №1. С. 4-12.
94. Мороз В.В. Особенности термохалинной структуры вод и динамики температурных аномалий в зоне Курильской гряды и прилегающих акваторий // Вестник ДВО РАН. 2011 № 3. С.96-103.
95. Мороз В.В. Особенности термохалинной структуры вод в зоне Курильской гряды и прилегающих акваторий / Океанологические исследования дальневосточных морей в северо-западной части Тихого океана. Кн.1. 2013. Дальнаука. Владивосток. С.103-105.
96. Мороз В.В. Приливные процессы как доминирующий фактор формирования структуры вод в районе Курильской островной гряды // Естественные и технические науки. 2014а. № 4. С.72-75.
97. Мороз В.В. Воздействие приливных процессов на гидрофизические характеристики вод в проливах Курильской гряды // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2014. № 3. С. 29-35.
98. Мороз В.В. Формирование вторичных минимумов температуры в структуре вод проливов Курильской гряды // Актуальные проблемы современной науки. 2015. № 6. С.214-217.
99. Навроцкий В.В., Павлова Е.П. Внутренние волны и их биологические эффекты в шельфовой зоне моря // Вестник ДВО РАН. 2012. № 6. С. 22-31
100. Нерода А.С., Мишуков В.Ф., Горячев В.А. Атмосферный перенос искусственных радионуклидов в Дальневосточном регионе Азии после аварии на АЭС "Фукусима-1 // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 9. С. 749-753.
101. Никитин А.А., Лобанов В.Б., Данченков М.А. Возможные пути переноса теплых субтропических вод в район Дальневосточного морского заповедника // Изв. ТИНРО. 2002. Т. 131. С. 41–53.
102. Павлов А.Н., Константинов О.Г., Шмирко К.А. Видеокомплекс аппаратуры для экологического мониторинга. // Доклады ТУСУР. 2015. № 2 (36).

103. Павлов А.Н., Шмирко К.А., Константинов О.Г., Бобриков А.А. Стики и пленочные образования на видеоизображениях морской поверхности // XXII рабочая группа "Аэрозоли Сибири" 24-27 ноября 2015 года, Томск.
104. Пермяков М.С., Кукаренко Е.А, Поталова Е.Ю., Мочалов В.А, Шевцов Б.М., Holzworth R.H. Мезомасштабная структура тропических циклонов северо-западной части Тихого океана по данным всемирной сети локализации молниевых разрядов // Труды XXII Международного симпозиума «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы», Томск, 30 июня-3 июля 2016 г. Томск: ИОА СО РАН, D136-139.
105. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю. Мезомасштабная структура тропических циклонов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. т.10. № 1. С. 72-80.
106. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Кукаренко Е.А., Дрога А.Н., Шевцов Б.М. Поля молниевых разрядов в тайфунах // Исследование Земли из космоса. 2017. № 4. (в печати).
107. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Шевцов Б.М., Чернева Н.В., Naviland R.H. Грозовая активность и структура тропических циклонов // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 07. С. 638-643.
108. Плотников В.В. Эволюция ледовых условий на дальневосточных морях России во второй половине XX века // Вестник ДВО РАН. – 2003. – Вып. 2. – С. 126–133.
109. Плотников В.В. Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова залива Петра Великого // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С 42-49.
110. Плотников В.В., Дубина В.А. Режим и изменчивость ледяного покрова залива Петра Великого по данным авиаразведки и спутниковым наблюдениям // Тезисы Тринадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". Москва ИКИ РАН, 16-20 ноября 2015. М.: ИКИ РАН, 2015. С. 299.
111. Плотников В.В., Дубина В.А. Экологический риск при плантационном культивировании грацилярии в юго-западной части залива Петра Великого // Науч. тр. Дальрыбвтуза. 2016. С. 1-9.
112. Плотников В.В., Дубина В.А., Вакульская Н.М., Пустошнова В.И. Режимные характеристики и особенности дрейфа льда на магаданском шельфе Охотского моря // Известия ТИНРО. 2016а. Т. 187. С. 217-225.
113. Плотников В.В., Круглик И.А., Руденко О.Н. Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова Японского моря. // Науч. Тр. Дальрыбвтуза. 2016б. Т. 39. С. 41-50.
114. Плотников В.В., Мезенцева Л.И., Дубина В.А. Циркуляция атмосферы над Дальним Востоком и ее отражение в ледовых процессах / Владивосток: Дальнаука, 2015. 164 с.

115. Полякова А.М. Календарь типов атмосферной циркуляции с учетом нестационарности над северной частью Тихого океана и их характеристика // Владивосток: Изд-во ДВГУ. 1999. 114 с.
116. Пономарев В.И., Каплуненко Д.Д., Крохин В.В. Тенденции изменения климата во второй половине XX века в северо-Восточной Азии, на Аляске и северо-западе Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2005. № 2. С. 15–26.
117. Пономарев В.И., Дмитриева Е.В., Шкорба С.П., Савельева Н.И. Взаимосвязанные климатические аномалии в Тихом океане и дальневосточных морях // Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана: в 2 кн./ гл. ред. В.А. Акуличев. ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука. 2013. Кн. 1. С. 13-36.
118. Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Машкина И.В. Особенности динамики вод синоптического и субсиноптического масштабов над континентальным склоном Японской котловины и шельфом Приморья // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013а. Т. 10. № 2. С. 155-165.
119. Пономарев В.И., Файман П.А., Машкина И.В., Дубина В.А. Моделирование циркуляции синоптического масштаба в северо-западной части Японского моря // Морской гидрофизический журнал. 2013б. № 5. С. 51-63.
120. Пономарев В.И., Дмитриева Е.В., Шкорба С.П. Особенности климатических режимов в северной части Азиатско-Тихоокеанского региона // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2015а. Вып. 1 (21). С. 67–72.
121. Пономарев В.И., Файман П.А., Машкина И.В., Дубина В.А. Моделирование разномасштабной циркуляции в северо-западной части Японского моря // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: ИПТС. 2015б. Вып. 2 (22). С. 65–73..
122. Пономарев В.И., Дмитриева Е.В., Шкорба С.П., Карнаухов А.А. Аномалии в районе озера Ханка, на Дальнем Востоке и в Сибири, как следствие изменения климатического режима в АТР на рубеже 20-21 веков // Трансграничное озеро Ханка: причины повышения уровня воды и экологические угрозы. Владивосток: Дальнаука, 2016. С. 41-52.
123. Привальский В.Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры). – М.: Наука, 1985. – 184 с.
124. Природопользование, состояние и тенденции изменений морской среды прибрежных и сопредельных районов Дальневосточных морей России [Электронный ресурс] / Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2014. - DVD диск. Доступно из URL <http://pacificinfo.ru/data/cdrom/kis/>.
125. Поталова Е.Ю., Пермяков М.С., Клещёва Т.И. Мезомасштабная структура тропических циклонов в поле приводного ветра // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С.22-29.

126. Привальский В.Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры). – М.: Наука. 1985. 184 с.
127. Радченко В.И., Мельников И.В., Волков А.Ф., Семенченко А.Ю., Глебов И.И., Михеев А.А. Условия среды, состав планктона и нектона эпипелагиали южной части Охотского моря и сопредельных океанских вод летом. Биология моря. 1997. Т. 23. № 1. С. 15-25.
128. Рогачев К.А. Спутниковые наблюдения регулярных вихрей в заливах Шантарского архипелага // Исследование Земли из космоса. 2012. № 1. С. 54–60.
129. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Изменение характеристик халоклина и рост температуры в Камчатском течении и Ойясио // Океанология. 2009а. Т. 49. № 6. С. 814-819.
130. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Повышение температуры промежуточных слоев верхнего течения Ойясио // Метеорология и гидрология. 2009б. № 1. С. 47–52.
131. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Механизм формирования антициклонического вихря в Сахалинском заливе по спутниковым наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2013а. № 5. С. 12-20.
132. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Воздействие тайфуна Болавин на прибрежную циркуляцию вод залива Петра Великого // Известия ТИНРО. 2013б. Т. 173. С. 239-246.
133. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Струйное течение Шантарского архипелага по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2014. № 5. С. 68-75.
134. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Формирование Приморского прибрежного течения под действием стока пресной воды // Вестник ДВО РАН. 2015а. № 6. С. 41-48.
135. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Исключительное опреснение прибрежных вод в северо-западной части Охотского моря в 2013 г. // Вестник ДВО РАН. 2015б. № 2. С. 118-125.
136. Ростов И.Д., Голик А.В., Краснопеев С.М., Рудых Н.И., Ростов В.И., Арзамасцев И.С., Ураевский Е.П. Разработка региональной web-ГИС прибрежно-морской зоны России Японского моря // Геоинформатика. 2013а. № 1. С. 3-9.
137. Ростов И.Д., Ростов В.И., Рудых Н.И., Дмитриева Е.В., Голик А.В. Компоненты информационной поддержки морской деятельности и природопользования в Дальневосточном регионе России // Океанология. 2014. Т. 54, № 3. С. 425–427.
138. Ростов И.Д., Рудых Н.И. Ресурсы, технологии и региональные компоненты государственной системы ЕСИМО для информационного обеспечения морской деятельности и поддержки научных исследований // Вестник ДВО РАН. 2013б. № 6. С. 237-244.
139. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Марченко С.С. База пространственных данных прибрежной зоны России в дальневосточных морях / Свидетельство о гос рег. в Роспатенте № 2015620168, заявка от 04.12.2014, зарегистрирована в Реестре баз данных Роспатента 29.01. 2015 г.

140. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И. Межгодовая динамика уровня загрязненности акваторий залива Петра Великого за последние 40 лет // Вестник ДВО РАН. 2015. № 6. С. 49-63.
141. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И., Воронцов А.А. Проявления глобальных климатических изменений в прибрежных водах северной части Японского моря // Вестник ДВО РАН. 2016а. № 5. С. 100-112
142. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И., Воронцов А.А. Тенденции климатических и антропогенных изменений морской среды прибрежных районов России в Японское море за последние десятилетия // Известия ТИНРО. 2016б. Том. 186. С. 163-181.
143. Салюк П.А. Проблемы спутникового зондирования цвета океана при исследовании климатообразующих процессов // Материалы 8-ой Всероссийской конференция с международным участием «Современные проблемы оптики естественных вод» (ONW 2015). 2015. С. 40-44.
144. Салюк П.А., Стёпочкин И.Е., Алексанин А.И., Голик И.А. Анализ воздействия тропических циклонов на поля концентрации хлорофилла-«а» в Северо-Западной части Тихого океана в 1979-1986 и 1996-2010 гг. с использованием данных пассивного спутникового зондирования цвета океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т.11. № 2. С. 219-227.
145. Салюк П. А., Степочкин И. Е., Букин О. А., Соколова Е. Б., Майор А. Ю., Шамбарова Ю. В., Горбушкин А. Р. Определение концентрации хлорофилла<sub>a</sub> спутниковыми радиометрами MODIS\_AQUA и VIIRS в восточной Арктике и Беринговом море // Исследование земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 161–172б
146. Салюк П.А., Стёпочкин И.Е., Голик И.А., Букин О.А., Павлов А.Н., Алексанин А.И. Разработка эмпирических алгоритмов восстановления концентрации хлорофилла-а и окрашенных растворенных органических веществ для Дальневосточных морей из дистанционных данных по цвету водной поверхности // Исследование Земли из космоса. 2013. № 3. 45 С. DOI: 10.7868/S0205961413030044.
147. Соснин В.А., Рудых Н. И. Минимум солености в северной части Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2013. № 8. С. 51-60.
148. Соснин В.А., Рудых Н. И. Минимум солености в деятельном слое Японского моря // Метеорология и гидрология. 2015а. № 12. С. 56-63.
149. Соснин В.А., Рудых Н. И. Минимум солености на подповерхностных глубинах Японского моря. Известия ТИНРО. 2015б. Том 180. С. 236 - 247.
150. Справочник по климату СССР.Т. 27. Камчатская область. Ч. 4. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 213 с.



151. Стробыкина А. А., Жабин И. А., В. И. Ким И. А. , Шулькин В. М., Дударев О. В. Особенности гидрологических процессов в Амурском лимане // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. N 4. С. 347-358.
152. Трусенкова О.О. Оценка изменчивости вихревой кинетической энергии в Японском море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2014. Т. 54, № 1. С. 12–21.
153. Трусенкова О.О., Каплуненко Д.Д. Оценка мод изменчивости уровня Японского моря по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 347-356.
154. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. 60-летняя цикличность в изменениях климата полярных регионов // Материалы Гляциологических исследований. 2008. Т.105. С.158-165.
155. Фукс В.Р. Гидродинамические основы интерпретации альтиметрических съемок морской поверхности // Колебания уровня в морях. Ст.-П.: Гидрометеиздат, 2003. С. 79-91.
156. Хен Г.В., Воронина В.Ф. Межгодовые колебания южной границы шельфовых вод в восточной части Берингова моря в связи с крупномасштабной изменчивостью // Тр. ДВНИИ. 1986. Вып. 125. С. 10–19.
157. Храпченков Ф.Ф., Безответных Н.М., Горин И.И. Изменчивость течений и температуры воды в Амурском заливе Японского моря в 2005 – 2007 г.г. Вестник ДВО РАН. 2014а. № 5.с. 39-47.
158. Храпченков Ф.Ф., Дулова Н.М., Горин И.И., Сергеев А.Ф. «Долговременные измерения течений и температуры воды в заливе Петра Великого в 2004-2007 гг.» в сборнике "Современное состояние и тенденции изменения природной среды залива Петра Великого" ГЕОС. 2008 с 9-56.
159. 3. Храпченков Ф.Ф., Ярощук И.О., Кошелева А.В., Дубина В.А. Ветровой апвеллинг в заливе Петра Великого по спутниковым и морским наблюдениям. Исследование Земли из космоса. 2014б. № 3. С. 33-40.
160. Чернышева Л.С., Платонова В.А. Расчет и интерпретация основных климатических показателей отдельных метеорологических величин. Владивосток: ДВГУ, 2009. 87 с.
161. Чечин Д.Г., Пичугин М.К. Холодные вторжения над океаном в высоких широтах и связанные с ними мезомасштабные циркуляции в атмосфере: проблемы численного моделирования // Исследование Земли из космоса. 2015. № 3. С. 71-88.
162. Шапиро Н.Б., Михайлова Э.Н. Параметризация диапикнического обмена в квазиизопикнической модели океана // Сб. научных трудов памяти проф. А.И. Фельзенбаума, МГИ, Севастополь. 2001. С. 31 – 47.
163. Шкаберда О.А., Василевская Л.Н. Многолетняя изменчивость температурно-влажностного режима на полуострове Камчатка // Известия ТИНРО. 2014. Т. 178. С. 217–231.

164. Шлык Н.В., Рогачев К.А. Быстрое опреснение Камчатского течения // Вестник ДВО РАН. 2016. № 5. С. 113-119.
165. Штокман В.Б. О причине круговых течений около островов и противоположных течений у берегов проливов // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1954. № 4. С. 29-37.
166. Шулькин В.М., Жабин И.А., Абросимова А.А. Оценка влияния стока р. Амур на биогехимический цикл железа в Охотском море // Океанология. 2014. № 1. С.44-51.
167. Шунтов В.П. Состояние изученности многолетних циклических изменений численности рыб дальневосточных морей. Биология моря. 1986. № 3. С. 3–14.
168. Шунтов В.П., Темных О.С. Иллюзии и реалии экосистемного подхода к изучению и управлению морскими и океаническими биологическими ресурсами. Изв. ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 3-29.
169. Яричин В.Г., Рыков Н.А. Постановки автономных буйковых станций на акватории залива Петра Великого. Препринт. – Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2003. – 24 с.
170. Abarca S.F., Corbosiero K.L. and Vollaro D. The World Wide Lightning Location Network and Convective Activity in Tropical Cyclones // Mon. Wea. Rev. 2011. V. 139. P. 175 – 191.
171. Adams S., Schroeder D., Heinemann G., Krumpen T. Improvement and sensitivity analysis of thermal thin-ice thickness retrievals // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2013. V. 51. No. 6. P. 33006-33018. doi: 10.1109/TGRS.2012.2219539.
172. Andreev A.G., Kusakabe M. Interdecadal variability in dissolved oxygen in the intermediate water layer of the Western Subarctic Gyre and Kuril Basin (Okhotsk Sea) // Geophys. Res. Lett. 2001. 28. P. 2453-2456.
173. Andreev, A.G., and G. V. Shevchenko. Interannual variability of water transport by the East Kamchatka and East Sakhalin currents and their influence on dissolved oxygen concentration in the Sea of Okhotsk and Subarctic Pacific // Meteorologiya i Gidrologiya. 2008. N. 10. P. 70–79.
174. Aurell, E., Boffetta G., Crisanti A., Paladin G., Vulpiani A. Predictability in the large: An extension of the concept of Lyapunov exponent // J. Phys. Math. Gen. 1997. V. 30. P. 1–26.
175. Babin, S.M., Carton, J.A., Dickey, T.D., Wiggert, J.D. Satellite evidence of hurricane-induced phytoplankton blooms in an oceanic desert // J. Geophys. Res. 2004. V. 109, № C03043. doi:10.1029/2003JC001938.
176. Behrenfeld M.J., Falkowski P.G. A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models // Limnology and Oceanography. 1997. V. 42. N 7. P. 1479-1491.
177. Beitsch A., Kaleschke L., Kern S. Investigating high-resolution AMSR2 sea ice concentrations during the February 2013 fracture event in the Beaufort Sea // Remote Sens. 2014. V. 6. N. 5. P. 3841-3856.

178. Bennett A. F., Denman K. L. Phytoplankton patchiness: inferences from particles statistics // *J. Mar. Res.* 1985. V. 43. P. 307–335.
179. Blumen W. Uniform potential vorticity flow: Part I. Theory of wave interactions and two-dimensional turbulence // *J. Atmos. Sci.* 1978. V. 35. P. 774-783.
180. Bond N., Overland J., Spillane M., Stabeno P. Recent shifts in the state of the North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30(23). P. 2183-2186.
181. Budyansky M.V., Goryachev V.A., Kaplunenko D.D., Lobanov V.B., Prants S.V., Sergeev A.F., Shlyk N.V., Uleysky M.Yu. Role of mesoscale eddies in transport of Fukushima-derived cesium isotopes in the ocean // *Deep-Sea Research I.* – 2015. – Vol. 96, – P. 15-27.
182. Capet X.P., McWilliams J.C., Molemaker M.J., Shchepetkin A.F. Mesoscale to submesoscale transition in the California Current System. Part I: Flow structure, eddy flux, and observational tests // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. V. 38. P. 29-43.
183. Charney J. Geostrophic turbulence // *J. Atmos. Sci.* 1971. V. 28. P. 1087–1095.
184. Chen C.T.A., Liu C.T., Chuang W.S., Yang Y.J., Shiah F.K., Tang T.Y., Chung S.W. Enhanced buoyancy and hence upwelling of subsurface Kuroshio waters after a typhoon in the southern East China // *Sea Journal of Marine Systems.* 2003. V. 42. P. 65-79.
185. Choi B.-J., Haidvogel D.B., Cho Y.-K. Non-seasonal sea level variations in the Japan/East Sea from satellite altimeter data // *J. Geophys. Res.* 2004. Vol. 109, N 12. doi: 10.1029/2004JC002387.
186. DeMaria M., DeMaria R. T., Knaff J. A., and Molnar D. Tropical Cyclone Lightning and Rapid Intensity Change // *Mon. Wea. Rev.* 2012. V. 140. No 6. P. 1828–1842.
187. Denman K., Okubo A., Platt T. The chlorophyll fluctuation spectrum in the sea // *Limnol. Oceanogr.* 1977. V. 22. N. 6. P. 1033-1038.
188. Gayko L.A. Water and air temperature variability along the coast of Primorye (Japan/East Sea) / *Current Development in Oceanography*, 2012. V. 5. Iss. 2. P. 49-58.
189. Gordon A.I., Giulivi C. Pacific decadal oscillation and sea level in the Japan/East Sea // *Deep Sea Research I.* 2004. Vol. 51, N 5. P. 653–663.
190. Hanshaw M.N., Lozier M.S., Palter J.B. Integrated impact of tropical cyclones on sea surface chlorophyll in the North Atlantic // *Geophysical Research Letters.* 2008. V. 35, № L01601. doi:10.1029/2007GL031862.
191. Hirose N., Ostrovskii A.G. Quasi-biennial variability in the Japan Sea // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, N 6. P. 14011–14027.
192. Hill, K. L., A. J. Weaver, H. J. Freeland and A. Bychkov // Evidence of change in the Sea of Okhotsk: implications for the North Pacific. *Atmosphere-Ocean.* 2003. 41(1). P. 49–63.
193. Huang N.E., Wu Z. A review on Hilbert-Huang transform: Method and its applications to geophysical studies // *Rev. Geophys.* 2008. Vol. 46, N 2. doi: 10.1029/2007RG000228.

194. IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007. 996 pp.
195. Itoh M., Warming of Intermediate Water in the Sea of Okhotsk since the 1950s // *Journal of Oceanography*. 2007. V. 63. P. 637-641.
196. Ivanov A.Yu., Ginzburg A.I. Ocean eddies in synthetic aperture radar images. *Proc. Indian Academy of Sciences // Earth and Planetary Sci.* 2002. V. 111. № 3. P. 281–295.
197. Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., et al. Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. N. 5. P. 1797-1817.
198. Johannes R. Gemmrich, Hans van Haren. Internal wave band kinetic energy production: flat vs. sloping bottom // *Journal of Sea Research*. 2002. V. 43. P. 209– 222.
199. Konstantinov O.G., Pavlov A.N. Complex monitoring of the state of sea water basins by optical methods. Part 2. Sea surface pollution registration. // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2013. T. 26. № 4. C. 293-299.
200. Kraichnan R.H. Inertial ranges in two-dimensional turbulence // *Physics Fluids*. 1967. V. 10. P. 1417-1423.
201. Kraichnan R.H. Convection of a passive scalar by a quasi-uniform random straining field // *J. Fluid Mech.* 1974. V. 64. P. 737-762.
202. Ladd C., Stabenho P., Cokelet E.D. A note on cross-shelf exchange in the northern Gulf of Alaska *Deep-Sea Research II* // 2005. V. 52. P. 667–679.
203. Lévy M., Klein P. Does the low frequency variability of mesoscale dynamics explain a part of the phytoplankton and zooplankton spectral variability? // *Proc. R. Soc. Lond. A*. 2004. V. 460. P. 1673-1687.
204. Lien R.-Ch., Henyey F. Ma B., Yang Y.J. Large-amplitude internal solitary waves observed in the northern South China sea: properties and energetic // *J. Phys. Oceanography*. 2014. V.44, No.4. P.1095-1115.
205. Lobanov V., Goryachev V., Sergeev A., Kaplunenko D., Shlyk N., Treshcheva N., Prants S., Budyansky M. Fukushima 2011 derived radionuclides in the Japan and Okhotsk seas and subarctic front region of the Northwestern Pacific, one year later // *PICES-2013 Annual Meeting*, Nanaimo, Canada, Oct. 12-18, 2013. P. 135.

206. Lobanov V., Salyuk A., Ponomarev V., Talley L., Kim K., Kim K-R, Tishchenko P., Nedashkovskiy A., Kim G., Sagalaev S. Renewal of bottom water in the Japan/East Sea / Proc. 17th Int. Symp. Okhotsk Sea & Sea Ice, 24-28 Feb., Mombetsu Japan, OSCORA – 2002. P. 31-36.
207. Lobanov V., A. Sergeev, I. Gorin, P. Shcherbinin, A. Voronin, D. Kaplunenko, O. Popov and T. Gulenko. Observations of dense water cascading along the Peter the Great Bay slope in the northwestern Japan Sea // Int. Conf. Fluxes and Structures in Fluids, Selected Papers. Eds. Yu.D. Chashechkin, V.G. Baydulov, M: MAKS Press, 2014. P. 142-150.
208. Lobanov V., A. Sergeev, I. Gorin, P. Shcherbinin, A. Voronin, D. Kaplunenko, O. Popov and T. Gulenko. Dense water cascading along the Peter the Great Bay slope, Japan Sea// Book of Abstracts. 24th Int. Conference PACON-2014, August 25-27, 2014, Tokyo, Japan, p. 2-1.
209. Lobanov V., A. Sergeev, I. Gorin, P. Shcherbinin, A. Voronin, D. Kaplunenko, O. Popov, T. Gulenko and S. Ladychenko. Cascading of Dense Water along Peter the Great Bay Slope in the northwestern Japan Sea// Proc. PICEC-2014, Ann.Meeting, October 16-26, 2014, Yeosu, Korea, p. 178.
210. Lobanov V., A. Sergeev, I. Gorin, P. Shcherbinin, A. Voronin, D. Kaplunenko, O. Popov and T. Gulenko. Slope convection at the Peter the Great Bay and ventilation of the Japan Sea// 7th PEACE Int. Conference, 28-28 October, 2014, Qingdao, China, p. 18.
211. Lorke A., Peeters F., Wüest A.. Shear-induced convective mixing in bottom boundary layers on slopes. *Limnol. Oceanogr.* 2005. V. 50. P. 1612–1619.
212. Luchin V., Kruts A., Zhigalov I. Interannual Variability of Intermediate Waters Characteristics in the Okhotsk Sea // Proceedings of the 26<sup>th</sup> international symposium on Okhotsk Sea & Sea ice. 2011. 20-25 February 2011. Mombetsu. Hokkaido. Japan. P. 201-204.
213. Luchin, V., A. Kruts, O. Sokolov, V. Rostov, T. Perunova, E. Zolotukhin, V. Pischalnik, L. Romeiko, V. Hramushin, V. Shustin, Y. Udens, O. Baranova, I. Smolyar, E. Yarosh Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus, Eds., World Data Center for Oceanography-Silver Spring, International Ocean Atlas and Information Series, Volume 12, NOAA Atlas NESDIS 67. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 329 p., CD-ROM.
214. Mackas D.L., K.O. Coyle Shelf–offshore exchange processes, and their effects on mesozooplankton biomass and community composition patterns in the northeast Pacific // *Deep-Sea Research II* // 2005. V. 52. P. 707–725.
215. Matishov, G.G., Berdnikov, S.V., Zhichkin, A.P., Dzhenyuk, S.L., Smolyar, I.V., Kulygin, V.V., Yaitskaya, N.A., Povazhniy, V.V., Sheverdyayev, I.V., Kumpan, S.V., Tretyakova, I.A., Tsygankova, A.E., D'yakov, N.N., Fomin, V.V., Klochkov, D.N., Shatohin B. M., Plotnikov, V.V., Vakulskaya, N.M., Luchin, V.A., Kruts, A.A., 2014: Atlas of Climatic Changes in Nine Large

- Marine Ecosystems of the Northern Hemisphere (1827-2013). Matishov, G.G., Sherman, K., Levitus, S. (Eds.), NOAA Atlas NESDIS 78, 131 p. [doi:10.7289/V5Q52MK5](https://doi.org/10.7289/V5Q52MK5)
216. Minobe S. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America // *Geoph. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 683–686.
  217. Mitnik L., Dubina V., Khazanova E. New ice formation in the Okhotsk sea and the Japan Sea from C- and L-band satellite SARs // *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 2016. P. 4853 – 4856. doi: 10.1109/IGARSS.2016.7730266
  218. Mitnik L.M., Mitnik M.L. AMSR-E advanced wind speed retrieval algorithm and its application to marine weather systems // *Proc. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS 2010* 26-30 July 2010, Hawaii. Hawaii: IGARSS, 2010. P. 3224-3227.
  219. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Baranyuk A.V. Microwave remote sensing of extreme winds in the PAMS area // *Abstract. The 18th PAMS meeting, 21-24 April 2015, Okinawa, Japan. Japan, 2015a.* P. 158.
  220. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Zabolotskikh E.V. Microwave sensing of the atmosphere-ocean system with ADEOS-II AMSR and Aqua AMSR-E // *J. Remote Sensing Society of Japan, 2009. Vol. 29. No. 1. P. 156-165.*
  221. Mitnik L.M., Zabolotskikh E.V., Mitnik M.L., Gurvich I.A. Satellite sensing of extratropical cyclones with storm and hurricane-force winds over the North Atlantic and Pacific Oceans // *Abstr. Int. Symp. "Atmospheric Radiation and Dynamics" (ISARD – 2015), 23-26 June 2015, S.-Petersburg-Petrodvorets. S.-Petersburg, 2015b.* P. 49-51.
  222. Mitnik L.M., Cherny I.V., Mitnik M.L., Chernyavskii G.M., Kuleshov V.P., Baranyuk A.V. The MTVZA-GYa radiometer on the Meteor-M no. 2 satellite: the first 10 months in an orbit, calibration of data and retrieval of geophysical parameters // *Abstr. Int. Symp. "Atmospheric Radiation and Dynamics" (ISARD – 2015), 23-26 June 2015, S.-Petersburg-Petrodvorets. S.-Petersburg, 2015c.* P. 23-25.
  223. Molinari J., Moore P., Idone V. Convective structure of hurricanes as revealed by lightning locations // *Mon. Wea. Rev.* 1999. V.139. N 4. P. 520 – 534.
  224. Molinari J., Vollaro D., Corbosiero K.L. Tropical cyclone formation in a sheared environment: a case study // *J. Atmos. Sci.* 2004. V. 61. N 21. P. 2493-2509.
  225. Morel A., Gentili B. A simple band ratio technique to quantify the colored dissolved and detrital organic material from ocean color remotely sensed data // *Remote Sens. of Environment.* 2009. V. 113. P. 998-1011.
  226. Morel A., Prieur L. Analysis of variations in ocean color // *Limnol. Oceanogr.* 1977. V.22, N 4. P. 709-722.

227. Moum J. N., Klymak J. M., Naash J. D., Perlin A., Smyth W. D. Energy Transport by Nonlinear Internal Waves // *Journal of physical oceanography*. 2007 VOL. 37, 1968-1988. DOI: 10.1175/JPO3094.1.
228. Nakanowatari, T., K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi. Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955-2004 // *Geophys.Res. Lett.* 2007. 34. L04602. doi: 10.1029/2006GL028243.
229. National Report for the IAPSO of the IUGG 2011–2014 / ed. E.G. Morozov. *Geoinf. Res. Papers*. N. 3. Publ. BS3009. Moscow: GCRAS Publ., 2015. P. 27–29. doi:10.2205/2015IUGG-RU-IAPSO.
230. Navrotsky V.V., Liapidevskii V. Yu., Pavlova E. P. Features of Internal Waves in a Shoaling Thermocline // *International Journal of Geosciences*. 2013. V. 4. N. 3. P. 871-879.
231. Neroda A., Goncharova A., Goryachev V., Mishukov V., Shlyk N. Long-range atmospheric transport Beryllium-7 to region the Sea of Japan// *J. Environ. Radioact.* 2016. V.160. P. 102–111.
232. Neroda A., Mishukov V., Goryachev V., Simonenkov D., Goncharova A. Radioactive isotopes in atmospheric aerosols over Russia and the Sea of Japan following nuclear accident at Fukushima Nr. 1 Daiichi Nuclear Power Station in March 2011// *Environmental Science and Pollution Research*. 2014. V.21, N21, P. 5669-5677.
233. Osafune, S., and I. Yasuda. Bidecadal Variability in the Intermediate Waters of the Northwestern Subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in Relation to 18.6-year Period Nodal Tidal Cycle // *J. Geophys. Res.* 2006. 111. C05007. doi:10.1029/2005JC003277.
234. Ostrovskii A. G., Lobanov V. B., Sergeev A. F., Park J.-H., Park Y.-G. Moored profiler observations of submesoscale cold-core eddies in Peter the Great Bay of the East/Japan Sea in late winter // *Proc. Int. Conf. "Managing risks to coastal regions and communities in a changing world" (EMECS'11 - SeaCoasts XXVI, St. Petersburg, 22-27.08.2016)*
235. Pan L.X., Oiu X.S., Liu D.X. et al. The lightning activities in super typhoons over the Northwest Pacific // *Sci.China Earth Sci.* 2010. V. 53. No 8. P. 1241-1248. doi: 10.1007/s11430-010-3034-z.
236. Penduff T., Barnier D., Dewar W.K., O'Brien J.J. Dynamical response of the oceanic eddy field to the North Atlantic Oscillation: a model – data comparison // *J. Phys. Oceanogr.* 2004. V. 34. N. 12 P. 2615-2639.
237. Permyakov M.S., Kleshcheva T.I. Spatial variability of the chlorophyll "a" concentration and sea surface temperature in the area of the anticyclonic eddy in the South China Sea// *Современные проблемы океанографии окраинных морей Азии PEACE-VIII: тез. 8-й междунар. конф., Владивосток, Россия, 29-31 авг. 2016 г. = The 8th Program of the East Asian Cooperative Experiments (PEACE) Ocean Science Workshop: abstr., Vladivostok, Russia, 29-31 August 2016. Vladivostok: Dalnauka. 2016. P. 31.*

238. Permyakov M.S., Kukarenko E.A., Potalova E.Yu., Mochalov V.A., Shevtsov B.M., Holzworth R.H. Mesoscale structure of tropical cyclones in the north-western part of the Pacific ocean according to the data of the WWLLN // Proc. SPIE 10035, 22nd International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 100355M (November 29, 2016); doi: 10.1117/12.2248525
239. Piontkovski S.A., Al-Jufaili S. Coastal Upwellings and Mesoscale Eddies of the Western Arabian Sea: Some Biological Implications // International Journal of Oceans and Oceanography. 2013. V. 7. N. 2. P. 93-115.
240. Ponomarev V., Dmitrieva E., Shkorba S., Mashkina I., Karnaukhov A. Climatic regime change in the Asian Pacific region, Indian and Southern Oceans at the end of the 20th century // Proceedings of International Conference "Managing risks to coastal regions and communities in a changing world" (EMECS'11 – Sea Coasts XXVI, St. Petersburg, 22-27.08.2016). Moscow, RIOR Publ. 2016. P. 196. (1-14).
241. Ponomarev V.I., Trusenкова O.O., Kaplunenکو D.D., Ustinova E.I. Interannual Variations of Oceanographic and Meteorological Characteristics in the Sea of Okhotsk // Proc. 2nd PICES Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas. Nemuro, 9-12 Nov. 1998. Nemuro. 1999. P. 31–40.
242. Ponomarev V.I, Trusenкова O.O., Trousenkov S.T., Ustinova E.I., Kaplunenکو D.D., Polyakova A.M. The ENSO signal in the Northwest Pacific // PICES Scientific Report N 10. Sidney, Canada. 1999. P. 9–31.
243. Prants S.V., Ponomarev V.I., Budyansky M.V., Uleysky M.Y. Fayman, P.A. Lagrangian analysis of vertical structure of eddies simulated in the Japan Basin of the Japan / East Sea // Ocean Modeling. 2015. N 86. P.128-140.
244. Qiu B., Chen S. Eddy-mean flow interaction in the decadal modulating Kuroshio Extension system // Deep-Sea Research. 2010. V. 57. N. 1. P. 1097-1110.
245. Remez V. The application of caesium selective sorbents in the remediation and restoration of radioactive contaminated sites. / NATO ASI Series, Springer, Netherlands, 1996 –P. 217–224.
246. Remez V., Sapozhnikov Y. The rapid determination of caesium radionuclides in water systems using composite sorbents. // Appl. Radiat. Isot. 1996. –Vol. 47. – P. 885–886
247. Rudykh N., Rostov I., Rostov V. Complex Information System for Maintenance of Marine Activities and Research in the Far Eastern Region of Russia // Proc. of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. February 2015, Mombetsu, Hokkaido. 2015. PP. 246 - 249.
248. Samelson R.M. Lagrangian motion, coherent structures, and lines of persistent material strain // Ann. Rev. Mar. Sci. 2013. V.5. P. 137-163.



249. Sathyendranath S. Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters // Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. 2000. N 3. P. 140.
250. Shevtsov B.M., Permyakov M.S., Potalova E.Yu, Cherneva N.V., Holtzworth R. Relation of tropical cyclone structure with thunderstorm activity // Proc. SPIE 9680, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 96805B (November 19, 2015); doi: 10.1117/12.2203348.
251. Shkorba S., Dmitrieva E., Ponomarev V., Kuimova L., Pustoshnova V. Climatic anomalies in Far Eastern marginal Seas, Baikal Lake basin and their linkages // Proceedings of International Conference "Managing risks to coastal regions and communities in a changing world" (EMECS'11 – Sea Coasts XXVI, St. Petersburg, 22-27.08.2016). Moscow, RIOR Publ. 2016. P. 195.(1-14).
252. Shkorba S., Ponomarev P., Dmitrieva E. Linkages of climatic anomalies in Arctic, Asian Pacific and Indo-Pacific regions // Proceedings of Joint Science and Education Conference: Arctic Dialogue in the Global World. Ulan-Ude: Buryat State University Published Department. June 16-17, 2015. P.122-125.
253. Shokr M., Sinha N. Sea ice. Physics and Remote Sensing. AGU Geophysical Monograph Series. 2015.600 pp.
254. Signell R.P., Geyer W.R. Transient eddy formation around headlands // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № C2. P. 2561-2575.
255. Silker W.B., Robertson D.E., Rieck H.G., Perkins R.W., Prospero J.M. Beryllium – 7 in Ocean Water. // Science, New Series, – 1968. –Vol. 161, No. 3844. – P. 879-880.
256. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // J. Geophys. Res. Oceans. 2008. V. 113. N. C02S03. p. 1–14.
257. Stevenson S. N., Corbosiero K. L, Abarca S. F. Lightning in Eastern North Pacific Tropical Cyclones: A Comparison to the North Atlantic.// Mon. Wea. Rev. 2016. V. 144. P. 225-239.
258. Talley L.D., Lobanov V.B., Ponomarev V.I., et al. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // Geoph. Res. Lett. 2003. V. 30. N. 4. 1159. doi: – 10.1029/20002GL016451.
259. Tanaka Y., Hibiya T., Niwa Y., Iwamae N. Numerical study of K1 internal tides in the Kuril straits // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. C09016, doi:10.1029/2009JC005903. P. 1–13.
260. Toledano C., Cachorro V.E. Airmass Classification and Analysis of Aerosol Types at El Arenosillo (Spain) // J. Appl. Meteor. Climatol. 2009. V. 48. P. 962-981.
261. Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. N.1. P. 61-78.
262. Varentsov M., Verezemskaya P., Baranyuk A., Zabolotskikh E., Repina I. Investigation of polar mesocyclones in Arctic Ocean using COSMO-CLM and WRF numerical models and remote

- sensing data // *Geophys. Res. Abstracts. EGU General Assembly, 2015, Vienna, Austria. 2015. Vol. 17. P. 7631.*
263. Verezemskaya P., Baranyuk A., Stepanenko V. Numerical simulation study of polar lows in Russian Arctic: dynamical characteristics // *Geophys. Res. Abstracts. EGU General Assembly, 2015, Vienna, Austria. 2015. Vol. 17. P. 7543.*
264. Wang M. Validation study of the SeaWiFS oxygen A-band absorption correction: Comparing the retrieved cloud optical thicknesses from SeaWiFS measurements // *Applied Optics. 1999. V. 38. P. 937-944.*
265. Weichman P.B., Glazman R.E. Spatial variations of passive tracer in a random wave field // *J. Fluid Mech. 2002. V. 453. P. 263-287.*
266. Wong S.H.C., Santoro A.E., Nidzieko N.J., Hench J.L., Boehm A.B. Coupled physical, chemical, and microbiological measurements suggest a connection between internal waves and surf zone water quality in the Southern California Bight // *Continental Shelf Research. 2012. V. 34. P. 64–78.*
267. Wu L., Lee D., Liu Zh. The 1976/77 North Pacific Climate Regime Shift: The Role of Subtropical Ocean Adjustment and Coupled Ocean-Atmosphere Feedbacks // *J. Climate. 2005.V. 1. P. 5125-5240.*
268. Wunsch C., Stammer D. Satellite altimetry, the marine geoid, and the oceanic general circulation // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1998. Vol. 26, N 1. P. 219–253.*
269. Yanase W., Niino H., Hodges K., Zahn M., Spengler T., Gurvich I. Climatology of polar lows over the Japan Sea using the JRA-55 reanalysis // *26th IUGG General Assembly, Prague, 2015. IUGG-3218.*
270. Yeager S. G., Karspeck A. R., Danabasoglu G. Predicted slowdown in the rate of Atlantic sea ice loss // *Geophys. Res. Letters. 2015. N. 42. P. 10704–10713.*
271. Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Reul N., Chapron B. New possibilities for geophysical parameter retrievals opened by GCOM-W1 AMSR2 // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2015a. V. PP. № 99. P. 1-14.*
272. Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Chapron B. Radio frequency interference identification over oceans for C and X band AMSR2 channels // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2015b. V. 12. №. 8. P. 1705-1709.*
273. Zhang C., Hu C., Shang S., Müller-Karger F.E., Li Y., Dai M., Huang B., Ning X., Hong H. Bridging between SeaWiFS and MODIS for continuity of chlorophyll-a concentration assessments off Southeastern China // *Remote Sensing of Environment. 2006. V.102. P. 250–263.*

## ПРИЛОЖЕНИЕ. Публикации в рецензируемых журналах по тематике исследований

По результатам проведенных исследований были опубликованы следующие статьи в рецензируемых журналах, индексируемых в российских и международных информационно-аналитических системах научного цитирования (всего 95 статей, в том числе, 25 статей в 2013 г., 22 статьи в 2014 г., 25 статей в 2015 г., 23 статьи в 2016 г.).

### 2013 г.

1. Власова Г.А. Сезонный гидродинамический режим вод в слое 0200 м на акватории Южно-Курильской гряды // Естественные и технические науки. М.: изд-во «Спутник+». 2013. № 3. С. 152-156.
2. Власова Г.А., Деменов М.Н. Сезонная изменчивость циркуляции вод в верхнем квазиоднородном слое на акватории Южных Курил под влиянием синоптических процессов // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 90-100.
3. Дубина В.А., Файман П.А., Пономарев В.И. Вихревая структура течений в заливе Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 247-258.
4. Жабин И.А., Дубина В.А. Особенности структуры и динамики вод северо-восточного шельфа Охотского моря // Вестник Северо-восточного научного центра ДВО РАН. 2013. № 2. С.32-39.
5. Константинов О.Г., Дюльдин Е.А Система видеонаблюдения за состоянием морской поверхности в прибрежных акваториях // В мире научных открытий. 2013. № 6.1 (42). С. 118-130
6. Константинов О.Г., Новотрясов В.В. Поверхностные проявления внутренних волн по данным видеосистемы берегового базирования // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 3. С. 364.
7. Константинов О.Г., Павлов А.Н. Комплексный контроль состояния морских акваторий оптическими методами. Часть 3. Регистрация динамических процессов по снимкам на морской поверхности. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 1. С. 32-39.
8. Круц А.А., Лучин В.А. Вертикальная структура толщи вод Охотского моря. Изв. ТИНРО. 2013. Т. 175. С. 234-253.
9. Кукарин В.Ф., Ляпидевский В.Ю., Навроцкий В.В., Храпченков Ф.Ф. Эволюция внутренних волн большой амплитуды в шельфовой зоне моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6. № 2. С. 35-45.
10. Ляпидевский В.Ю., Навроцкий В.В., Храпченков Ф.Ф. Эволюция внутренних волн большой амплитуды в шельфовой зоне моря // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т.6, № 2. С.35–45.

11. Мишуков В.Ф., Нерода А.С., Горячев В.А. Глобальный атмосферный перенос искусственных радионуклидов после аварии на АЭС Фукусима -1 // Охрана атмосферного воздуха. Атмосфера. 2013. №1. С. 4-12.
12. Нерода А.С., Мишуков В.Ф., Горячев В.А. Атмосферный перенос искусственных радионуклидов в Дальневосточном регионе Азии после аварии на АЭС "Фукусима-1 // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 9. С. 749-753.
13. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю. Мезомасштабная структура тропических циклонов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. т.10. № 1. С. 72-80.
14. Плотников В.В. Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова залива Петра Великого // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С 42-49.
15. Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Машкина И.В. Особенности динамики вод синоптического и субсиноптического масштабов над континентальным склоном Японской котловины и шельфом Приморья // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 2. С. 155-165.
16. Пономарев В.И., Файман П.А., Машкина И.В., Дубина В.А. Моделирование циркуляции синоптического масштаба в северо-западной части Японского моря // Морской гидрофизический журнал. 2013. № 5. С. 51-63.
17. Поталова Е.Ю., Пермяков М.С., Клещёва Т.И. Мезомасштабная структура тропических циклонов в поле приводного ветра // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С.22-29.
18. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Механизм формирования антициклонического вихря в Сахалинском заливе по спутниковым наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2013. № 5. С. 12-20.
19. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Воздействие тайфуна Болавин на прибрежную циркуляцию вод залива Петра Великого // Известия ТИНРО. 2013. Т. 173. С. 239-246.
20. Ростов И.Д., Голик А.В., Краснопеев С.М., Рудых Н.И., Ростов В.И., Арзамасцев И.С., Ураевский Е.П. Разработка региональной web-ГИС прибрежно-морской зоны России Японского моря // Геоинформатика. 2013. № 1. С. 3-9.
21. Ростов И.Д., Рудых Н.И. Ресурсы, технологии и региональные компоненты государственной системы ЕСИМО для информационного обеспечения морской деятельности и поддержки научных исследований// Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 237-244.
22. Салюк П.А., Стёпочкин И.Е., Голик И.А., Букин О.А., Павлов А.Н., Алексанин А.И. Разработка эмпирических алгоритмов восстановления концентрации хлорофилла-а и окрашенных растворенных органических веществ для Дальневосточных морей из дистанционных данных по

цвету водной поверхности // Исследование Земли из космоса. 2013. № 3. 45 С. DOI: 10.7868/S0205961413030044.

23. Соснин В.А., Рудых Н. И. Минимум солености в северной части Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2013. № 8. С. 51-60.

24. Трусенкова О.О., Каплуненко Д.Д. Оценка мод изменчивости уровня Японского моря по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 347-356.

25. Navrotsky V.V., Liapidevskii V. Yu., Pavlova E. P. Features of Internal Waves in a Shoaling Thermocline // International Journal of Geosciences. 2013. V. 4. N. 3. P. 871-879.

#### **2014 г.**

1. Андреев А.Г. Межгодовые изменения параметров морской воды и концентрации хлорофилла-а в Японском море в осенний период // Метеорология и гидрология. 2014. № 8. С. 55-65.

2. Буров Б.А., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Исследование теплового потока на границе вода-донные осадки в Амурском заливе Японского моря в зимний период // Океанология. 2014. Т. 54, № 6. С. 744-753.

3. Бышев В.И., Нейман В.Г., Пономарев В.И., Романов Ю.А., Серых И.В., Цурикова Т.В. Роль глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий Дальневосточного региона России // Доклады Академии наук. География. 2014. Т. 458, № 1. С. 92-96.

4. Вакульская Н.М., Плотников В.В., Пустошнова В.И. Сопряженность ледовых условий Берингова моря с ледовыми условиями в морях восточного сектора Арктики и тихоокеанского бассейна // Вестник ДВО РАН. 2014. № 5. С. 18-24.

5. Вакульская Н.М., Плотников В.В. Оценки параметров состояния ледяного покрова Берингова моря // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII, № 1. С. 92-100.

6. Власова Г.А. Гидродинамический режим прибрежных вьетнамских вод под воздействием южных тропических циклонов Южно-Китайского моря в переходный весенний период // XXI век: итоги прошлого и проблемы настоящего плюс. 2014. № 05 (21). С. 42-48.

7. Гайко Л.А. Изменчивость температуры воды и воздуха вдоль побережья залива Петра Великого (Японское море) // Актуальные проблемы современной науки. 2014. № 2 (76). С. 250-255.

8. Дубина В.А., Плотников В.В., Кот Н.С. Дрейф льда в заливе Петра Великого // Известия ТИНРО. 2014. Т. 178. С. 148-156.

9. Жабин А.И., Андреев А.Г. Взаимодействие мезомасштабных и субмезомасштабных вихрей в Охотском море по данным спутниковых наблюдений // Исследование Земли из космоса. 2014. № 4. С. 75-86.

10. Жабин И.А., Дмитриева Е. В. Сезонная и синоптическая изменчивость ветрового апвеллинга у побережья южного Приморья (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2014. № 5. С. 25-31.
11. Мельниченко Н.А., Тювеев А.В., Лазарюк А.Ю., Савченко В.Г., Харламов П.О., Юрцев А.Ю., Марьина Е.Н. Вертикальное распределение содержания рассола, температуры и солености в припайных льдах бухты Новик (о. Русский) залива Петра Великого // Вестник ДВО РАН. 2014. № 5. С. 32-38.
12. Мороз В.В. Воздействие приливных процессов на гидрофизические характеристики вод в проливах Курильской гряды // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2014. № 3. С. 29-35.
13. Мороз В.В. Приливные процессы как доминирующий фактор формирования структуры вод в районе Курильской островной гряды // Естественные и технические науки. 2014. № 4. С. 72-75.
14. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Струйное течение Шантарского архипелага по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2014. № 5. С. 68-75.
15. Салюк П.А., Стёпочкин И.Е., Алексанин А.И., Голик И.А. Анализ воздействия тропических циклонов на поля концентрации хлорофилла-*a* в северо-западной части Тихого океана в 1979-1986 и 1996-2010 гг. с использованием данных пассивного спутникового зондирования цвета океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11, № 2. С. 219-227.
16. Трусенкова О.О. Оценка изменчивости вихревой кинетической энергии в Японском море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2014. Т. 54, № 1. С. 12-21.
17. Храпченков Ф.Ф., Ярощук И.О., Кошелева А.В., Дубина В.А. Ветровой апвеллинг в заливе Петра Великого по спутниковым и морским наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2014. № 3. С. 33-40.
18. Штрайхерт Е.А., Захарков С.П., Гордейчук Т.Н., Шамбарова Ю.В. Концентрация хлорофилла-*a* и био-оптические характеристики в заливе Петра Великого (Японское море) во время зимне-весеннего цветения фитопланктона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11, № 1. С. 148-162.
19. Шулькин В.М., Жабин И.А., Абросимова А.А. Оценка влияния стока р. Амур и процессов в Амурском лимане на биогехимический цикл железа в Охотском море // Океанология. 2014. Т. 54, № 1. С. 44-51.
20. Zabolotskikh E., Mitnik L., Chapron B. An updated geophysical model for AMSR-E and SSMIS brightness temperature simulation over ocean // Remote sensing. 2014. V. 6, № 3. P. 2317-2342.
21. Zabolotskikh E., Mitnik L., Chapron B. GCOM-W1 AMSR2 and MetOp-A ASCAT wind speed for the extratropical cyclones over the North Atlantic // Remote Sensing of Environment. 2014. № 147. P. 89-98.

22. Luchin V., Panteleev G. Thermal regimes in the Chukchi Sea from 1941 to 2008 // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2014. № 109. P. 14-26.

### 2015 г.

1. Андреев А.Г., Жабин И.А. Влияние продолжения Аляскинского течения на динамику вод восточной части Охотского моря // Вестник ДВО РАН. 2015. № 2. С. 87-92.
2. Гайко Л.А. Температурные флуктуации в прибрежной зоне залива Петра Великого за последние десятилетия (Японское море) // Естественные и технические науки. 2015. № 10. С. 234-239.
3. Дубина В.А., Плотников В.В., Вакульская Н.М. Пространственная изменчивость дрейфа льда на северо-восточном шельфе острова Сахалин // Известия ТИНРО. 2015. Т. 183. С. 1-9.
4. Заболотских Е.В., Гурвич И.А., Шапрон Б. Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледяного покрова // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 64-77.
5. Каплуненко Д.Д., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б., Сагалаев С.Г. Коррекция данных глубоководных измерений СТД-зондами Sea-Bird в Японском море // Подводные исследования и робототехника. 2015. № 1(19). С. 51-55.
6. Матвеев В.И., Тихомирова Е.А., Лучин В.А. Первичная продукция Охотского моря в годы с различными термическими условиями // Биология моря. 2015. Т. 41, № 3. С. 179-187.
7. Митник Л.М., Митник М.Л., Чернявский Г.М., Чёрный И.В., Выкочко А.В., Пичугин М.К. Приводный ветер и морской лёд в Баренцевом море по данным микроволновых измерений со спутников Метеор-М № 1 и GCOM-W1 в январе-марте 2013 г. // Исследование Земли из космоса. 2015. № 6. С. 1-11.
8. Митник Л.М., Трусенкова О.О., Лобанов В.Б. Дистанционное радиофизическое зондирование океана и атмосферы из космоса: достижения и перспективы (обзор) // Вестник ДВО РАН. 2015. № 6. С. 5-20.
9. Митник Л.М., Хазанова Е.С. Динамика ледяного покрова в морях Восточно-Сибирском и Лаптевых по данным спутникового микроволнового зондирования во второй половине октября 2014 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. № 2. С. 100-113.
10. Мороз В.В. Характеристики и условия формирования структуры вод в проливе Лаперуза и прилегающих акваториях // Естественные и технические науки. 2015. № 10. С. 230-233.
11. Новотрясов В.В., Павлова Е.П., Пермяков М.С. Внутренние приливные фронты в прибрежной зоне Японского моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 53-60.

12. Пермяков М.С., Поталова Е.Ю., Шевцов Б.М., Чернева Н.В., Holzworth R.H. Грозовая активность и структура тропических циклонов // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28, № 7. С. 638-643.
13. Пономарев В.И., Дмитриева Е.В., Шкорба С.П. Особенности климатических режимов в северной части Азиатско-Тихоокеанского региона // Системы контроля окружающей среды. 2015. Вып. 1 (21). С. 67-72.
14. Рогачёв К.А., Шлык Н.В. Исключительное опреснение прибрежных вод северо-западной части Охотского моря в 2013 г. // Вестник ДВО РАН. 2015. № 2. С. 118-125.
15. Рогачёв К.А., Шлык Н.В. Формирование Приморского прибрежного течения под действием стока пресной воды // Вестник ДВО РАН. 2015. № 6. С. 41-48.
16. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И. Межгодовая динамика уровня загрязненности акваторий залива Петра Великого за последние 40 лет // Вестник ДВО РАН. 2015. № 6. С. 49-63.
17. Соснин В.А., Рудых Н.И. Минимум солености в деятельном слое Японского моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 12. С. 56-63.
18. Соснин В.А., Рудых Н.И. Минимум солености на подповерхностных глубинах Японского моря // Известия ТИНРО. 2015. Т. 180. С. 236-247.
19. Чечин Д.Г., Пичугин М.К. Холодные вторжения над океаном в высоких широтах и связанные с ними мезомасштабные циркуляции в атмосфере: проблемы численного моделирования // Исследование Земли из космоса. 2015. № 3. С. 71-88.
20. Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Nicolas Reul, Chapron B. New possibilities for geophysical parameter retrievals opened by GCOM-W1 AMSR2 // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2015. V. PP, № 99. P. 1-14.
21. Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Chapron B. Radio frequency interference identification over oceans for C and X band AMSR2 channels // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2015. V. 12. №. 8. P. 1705-1709.
22. Salyuk P.A., Stepanov I.E., Sokolova E.B., Kachur V.A., Prokuda N.A. Detection of crude oil emulsions in the Bering Sea by the analysis of seawater color // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, November 19, 2015. V. 9680. №. 9680-270.
23. Simonenko S.V. The practically confirmed validity of the forecasting aspects of the deterministic thermohydrodynamic theory. American Journal of Earth Sciences. 2015. V. 2, № 5. P. 106-122.
24. Shamrin A.M., Pestunov D.A., Panchenko M.V., Shmirko K.A., Pavlov A.N., Salyuk P.A., Stepanov I.E., Sakirko M.V., Domysheva V.M. Comparative analysis of the dynamics of biogenic elements and direction of carbon dioxide fluxes between the atmosphere and the water surface in Lake Baikal and in bays of the Sea of Japan // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical



Engineering. 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, November 19, 2015. V. 9680, № 96806P/ C. 1-7.

25. Tishchenko P. Electric Field of the Ocean Induced by Diffusion // Journal of Electromagnetic Analysis and Applications. 2015. V. 7. P. 10-18. <http://dx.doi.org/10.4236/jemaa.2015.71002>.

## 2016 г.

1. Власова Г.А., Деменок М.Н., Нгуен Ба Суан, Буй Хонг Лонг. Роль атмосферной циркуляции в пространственно-временной изменчивости структуры течений в западной части Южно-Китайского моря // Известия РАН. ФАО. 2016. Т. 52, № 3. С. 317-327.

2. Власова Г.А., Нгуен Ба Суан, Деменок М.Н. Циркуляция вод Южно-Китайского моря в зоне Вьетнамского течения в условиях южного тропического циклона весной 1999 г.: Результаты численного моделирования // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 4. С. 25-34.

3. Гурвич И.А., Заболотских Е.В., Пичугин М.К. Особенности мезомасштабного циклогенеза над восточным сектором Евразийской Арктики // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т.13, № 5. С. 227-237.

4. Жабин И. А., Дмитриева Е.В. Сезонная и синоптическая изменчивость ветрового апвеллинга у восточного побережья о-ва Сахалин по данным скатеррометра SEAWINDS спутника QUICKSKAT // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1-1. С. 105-115.

5. Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Шкорба С.П. Особенности формирования крупных аномалий ледовитости в Татарском проливе // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 20-33.

6. Лучин В.А., Круц А.А. Характеристики ядер водных масс Охотского моря // Известия ТИНРО. 2016. Т. 184. С. 204-218.

7. Лучин В.А., Матвеев В.И. Межгодовая изменчивость термического состояния холодного подповерхностного слоя Охотского моря // Известия ТИНРО. 2016. Т. 187. С. 205-216.

8. Митник Л.М., Митник М.Л. Калибровка и валидация - необходимые составляющие микроволновых радиометрических измерений со спутников серии Метеор-М № 2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. № 1. С. 95-104.

9. Новотрясов В.В., Захарков С.П., Степанов Д.В. Осенний внутренний прилив в прибрежной зоне Японского моря // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 64-69.

10. Пичугин М.К., Гурвич И.А. Спутниковое зондирование опасных и неблагоприятных погодных явлений окраинных морей восточного сектора Евразийской Арктики // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2016. Вып. 4. С. 35-40.

11. Пичугин М.К., Чечин Д.Г. Межгодовая изменчивость характеристик холодных вторжений над Японским морем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т.13, № 5. С. 238-248.
12. Рогачев К.А., Шлык Н.В. Структура прибрежного течения Охотского моря по спутниковым и прямым наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2016. №1-2. С. 136-144.
13. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И., Воронцов А.А. Проявления глобальных климатических изменений в прибрежных водах северной части Японского моря // Вестник ДВО РАН. 2016. № 5. С. 100-112.
14. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И., Воронцов А.А. Тенденции климатических и антропогенных изменений морской среды прибрежных районов России в Японское море за последние десятилетия // Известия ТИНРО. 2016. Т. 186. С. 163-181.
15. Салюк П.А., Степочкин И.Е., Букин О.А., Соколова Е.Б., Майор А.Ю., Шамбарова Ю.В., Горбушкин А.Р. Определение концентрации хлорофилла-а спутниковыми радиометрами modis-aqua и viirs в восточной Арктике и Беринговом море // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1-2. С. 173-186.
16. Стробыкина А.А., Жабин И.А., Ким В.И., Шулькин В.М., Дударев О.В. Особенности гидрологических процессов в Амурском лимане // Водные ресурсы. 2016. Т. 43, № 4. С. 347-358.
17. Стунжас П.А., Тищенко П.Я., Ивин В.В., Барабанщиков Ю.А., Волкова Т.И., Вышкварцев Д.И., Звалинский В.И., Михайлик Т.А., Семкин П.Ю., Тищенко П.П., Ходоренко Н.Д., Швецова М.Г., Головченко Ф.М. Первый случай аноксии в водах Дальневосточного морского заповедника // ДАН. 2016. Т. 467, № 2. С. 218-221.
18. Тищенко П.Я., Стунжас П.А., Ивин В.В., Тищенко П.П., Семкин П.Ю., Михайлик Т.А., Барабанщиков Ю.А. Сезонная гипоксия вод Дальневосточного морского заповедника // Системы контроля окружающей среды. 2016. № 3 (23). 124-129.
19. Шлык Н.В., Рогачев К.А. Быстрое опреснение Камчатского течения // Вестник ДВО РАН. 2016. № 5. С. 113-119.
20. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Chernyavsky G.M., Cherny I.V., Vykochko A.V., Pichugin M.K., Zabolotskikh E.V. Sea Surface Wind and Sea Ice in the Barents Sea Using Microwave Sensing Data from Meteor-M N1 and GCOM-W1 Satellites in January–March 2013 // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. V. 52, № 9. P. 1041-1050.
21. Permyakov M.S., Kukarenko E.A., Potalova E.Yu., Mochalov V.A., Shevtsov B.M., Holzworth R.H. Mesoscale structure of tropical cyclones in the north-western part of the Pacific ocean according to the data of the WWLLN // Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering. 22nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. V. 10035. Art.no. 100355M. DOI: 10.1117/12.2248525.

22. Yanase W., Niino H., Watanabe S.-ichi I., Hodges K., Zahn M., Spengler T., Gurvich I. Climatology of Polar Lows over the Sea of Japan using the JRA-55 reanalysis // Journal of Climate. 2016. V. 29, № 2. P. 419-437.
23. Zabolotskikh E.V., Gurvich I.A., Chapron B. Polar Lows over the Eastern part of the Eurasian Arctic: The sea-ice retreat consequence // Geoscience and Remote Sensing Letters. 2016. V. 13, № 10. P. 1492-1496.

**Были зарегистрированы следующие охраняемые объекты интеллектуальной собственности (всего 7 единиц).**

1. Программа ЭВМ «Программа микроконтроллера для устройства измерения уровня моря и придонной температуры воды»: Свидетельство о рег. № 2014614432 Российская Федерация / А.Г.Стариков - № 2013611922; заявл. 06.03.2014; зарег. 24.04.14.
2. Программа ЭВМ «Программа для определения зон повышенной биологической продуктивности в морях и океанах»: Свидетельство о рег. № 2014617213 Российская Федерация / В.Р.Фукс, Д.К.Старицын, А.В.Колдунов, С.П.Захарков, П.В.Лобанова, Т.В.Белоненко - № 2014614030; заявл. 30.04.2014; зарег. 23.05.14.
3. БД «Опасные морские погодные системы северо-западной части Тихого океана»: Свидетельство о рег. № 2014621681 Российская Федерация / В.А.Дубина, И.Д.Ростов, Я.Н.Рудых, Л.М.Митник, М.Л.Митник, И.А.Гурвич, М.К.Пичугин – з.№ 2014621377 , заявл.15.10.14; зарег.05.12.2014.
4. Программа ЭВМ «Wedge»: Свидетельство о рег. № 2015617938 Российская Федерация / С.Б.Козицкий, М.Ю.Трофимов, А.Д.Захаренко – з. № 2015614462, заявл. 28.05.2015, зарег. 24.07.2015.
5. База пространственных данных прибрежной зоны России в ДВ морях: Свидетельство о рег. № 2015620168 Российская Федерация / И.Д. Ростов, Н.И. Рудых, С.С. Марченко - з. № 2014621689, заявл. 04.12.2014, зарег. 29.01.2015.
6. База данных «Архивные данные наблюдений над течениями на автономных буйковых станциях в северной части Тихого океана и ДВ морях: Свидетельство о рег. № 2016621641 / Н.И. Рудых, И.Д. Ростов, В.И. Ростов – з. № 2016661191, заявл. 05.09.2016, зарег. 02.12.2016, опубл. 20.12.2016.
7. База данных «Ледовый режим залива Петра Великого»: Свидетельство о рег. № 2016621640 / В.В. Плотников, В.А. Дубина, И.Д. Ростов, Я.Н. Рудых, Н.И. Рудых, В.И. Ростов – з. 2016621219, заявл. 15.09.2016, зарег. 02.12.2016, опубл. 20.12.2016.