

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФГБОУ ВО «САХАЛИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ (ЮСНИС)
САХГУ И РАН

УДК 551.465.53/.63(265.53)

№ гос. регистрации: АААА-А17-117042810046-6

Инв. №

«УТВЕРЖДАЮ»

Проректор по научно-исследовательской
и проектной деятельности
ФГБОУ ВО «Сахалинский государственный
университет»

В. В. Моисеев

«20» сентября 2020 г.

ОТЧЁТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ОХОТСКОГО И
ЯПОНСКОГО МОРЕЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ
(за 2017-2019 годы)
(заключительный)

Руководитель темы:

главный научный сотрудник Научно-
исследовательской лаборатории
дистанционного зондирования Земли
(ЮСНИС) СахГУ и РАН,
д-р техн. наук


подпись, дата

В.М. Пищальник

Нормоконтролёр:

нач. отдела по научной
и инновационной работе,
канд. пед. наук.


подпись, дата

Д. А. Бородулин

Южно-Сахалинск, 2020

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы,
д. т. н., профессор

В.М. Пищальник
(введение, гл. 4, редактирование, заключение)

Врио директора
СКБ САМИ ДВО РАИ

И.Г. Минервин (гл. 4, 5, редактирование)

Научный сотрудник

И.В. Никулина (гл. 1, 5)

Научный сотрудник

Д.В. Дорофеева (гл. 1, 3)

Сонскатель

Е.В. Никонова (гл. 1, 5)

Ведущий инженер

Н.С. Терентьев

(гл. 1)

Аспирант

В.А. Романюк (гл. 2)

Аспирант

И.В. Шумилов (гл. 1)

Студент ТНИ

А.И. Юлдашев (гл. 1)

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы,
д. т. н., профессор _____ В.М. Пищальник
(введение, гл. 4, редактирование, заключение)

Врио директора
СКБ САМИ ЛВО РАН _____ И.Г. Минервин (гл. 4, 5, редактирование)

Научный сотрудник _____ И.В. Никулина (гл. 1, 5)

Научный сотрудник _____ Д.В. Дорофеева (гл. 1, 3)

Соискатель СахГУ _____ Е.В. Никонова (гл. 1, 5)

Ведущий инженер _____ Н.С. Терентьев (гл. 1)

Аспирант СахГУ — _____ В.А. Романюк (гл. 2)

Аспирант СахГУ _____ И.В. Шумилов (гл. 1)

Студент технического
нефтегазового института СахГУ _____ А.И. Юлдашев (гл. 1)

Реферат

Отчёт 96 стр., 58 рис., 6 табл., 72 источника.

Исследование особенностей ледового режима Охотского и Японского морей с применением ГИС-технологий.

Работа выполнена в рамках государственного задания образовательным организациям высшего образования, подведомственным Минобрнауки России, в сфере научной деятельности от 13.12.2013 г. № 5.9510.2017/БЧ.

Объект исследования – ледяной покров Охотского и Японского морей.

Цель работы – разработка цифровой информационной системы для анализа ледового режима различных пространственно-временных масштабов.

Практическая значимость работы. Результаты работы используются для написания научных статей, грантов, диссертаций, выпускных квалификационных работ аспирантов, магистров и бакалавров. Получение новых знаний об изменениях параметров ледового режима в современный период потепления позволяет обеспечивать безопасность проведения морских операций при обустройстве и эксплуатации шельфовых месторождений углеводородов в Охотском и Японском морях.

Результаты первого и второго этапов работы:

1. Разработана новая версия Программного комплекса «ЛЁД», путём внедрения дополнительного программного блока расчёта объема льда в районах с произвольно заданными границами по данным ДДЗ микроволнового диапазона;
2. Разработан новый модуль к Программному комплексу «ЛЁД» для вычисления местоположения кромок ледяного покрова по данным ДЗЗ;
3. Разработана новая версия ГИС «Сахалинский шельф»;
4. Начата процедура подготовки документации для оформления интеллектуальной собственности на ГИС «Сахалинский шельф»;
5. Подготовка монографии «Применение цифровых технологий при моделировании природных процессов».
6. Результаты исследований за 2018 г. опубликованы в двух статьях в реферируемых журналах (в печати), в двух докладах на Международной конференции и в трех докладах на Национальной научно-практической конференции.

Результаты третьего этапа работы:

1. Разработана методика вычисления объема льда по спутниковым снимкам и выполнен расчёт вариаций объёмов льда в регионах первого иерархического уровня за период с 2001 по 2019 гг.;

2. Оформлена интеллектуальная собственность на новую версию ГИС «Сахалинский шельф»;
3. Завершена подготовка к печати монографии «Применение цифровых технологий при моделировании природных процессов»;
4. Результаты исследований за 2019 г. опубликованы в четырёх статьях в реферируемых журналах и в трёх докладах на Всероссийском симпозиуме «Физика геосфер».
5. Защищена диссертация на соискание учёной степени кандидата географических наук «Ледовый режим Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха».

Содержание

Введение	7
Глава 1. Разработка цифровой информационной системы «Архив гидрометеорологических данных Охотского и Японского морей»	11
1.1. Структура хранения спутниковой и гидрометеорологической информации	11
1.2. Пополнение коллекции цветных спутниковых снимков и оперативный мониторинг	14
1.3. Методика расчёта площадей ледяного покрова по данным MASIE (NASA)	18
1.4. Структура архива гидрометеорологических данных реанализа	21
1.5. Модуль вычисления местоположения кромок ледяного покрова	22
1.6. Идеология построения СУБД на основе Scanex Web-GIS GeoMixer	26
1.7. Разработка прогностического правила хода ледовитости на фазе начала ледообразования в Охотском море	29
Список литературы к главе 1	32
Глава 2. Особенности ледовых условий в различных регионах охотского моря в зимнем сезоне 2018/19 гг.	34
2.1. Материалы и методы исследований	34
2.2. Результаты и их обсуждение	35
2.3. Внутрисезонная изменчивость ледовитости в районах первого иерархического уровня Охотского моря	35
2.4. Внутрисезонная изменчивость ледовитости северо-западного региона Охотского моря	36
2.5. Внутрисезонная изменчивость ледовитости северо-восточного региона Охотского моря	38
2.6. Внутрисезонная изменчивость ледовитости южного региона Охотского моря	40
Выводы к главе 2	41
Список литературы к главе 2	41
Глава 3. Анализ изменчивости ледовитости Татарского пролива в современный период потепления с 1979 по 2019 гг.	43
3.1. Характер изменчивости ледовитости Татарского пролива по данным дистанционного зондирования Земли	43
3.2. К вопросу учёта сплоченности льда при расчёте ледовитости Татарского пролива	45
3.3. Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива	46
3.4. Методологические подходы к прогнозированию ледовитости Татарского пролива	52

Выводы к главе 3	54
Список литературы к главе 3	55
Глава 4. Вариации объёма льда Охотского моря, рассчитанные по возрастным характеристикам ледяного покрова за период с 2001 по 2019 гг.	60
4.1. Материалы наблюдений и методы расчёта	60
4.2. Обсуждение результатов	63
Выводы к главе 4	71
Список литературы к главе 4	71
Глава 5. Пространственно-временной анализ распределения бурого медведя по территории на основе данных дистанционного зондирования Земли и применением ГИС-технологий	75
5.1 Материалы и методы.....	75
5.2. Результаты исследования и обсуждение.....	79
Список литературы к главе 5	85
Заключение	87
Приложение А	89
Приложение Б	92
Приложение В	95
Приложение Г	96

Введение

Актуальность. На неоднородный характер пространственно-временной изменчивости температуры воздуха на Земле указывает ряд фактов, которые свидетельствуют о её периодических (чаще неравномерных) колебаниях. Интегральным критерием значимости последствий таких колебаний для природной среды является ледяной покров. Охотское море относится к разряду замерзающих морей и является одним из наиболее биопродуктивных в мире по развитию бентоса. Оно даёт большую часть всего российского вылова лососёвых рыб. Кроме того, на шельфе Охотского моря последние 20 лет ведётся активная разведка и добыча нефтяных углеводородов.

Специфика разработки морских месторождений нефти и газа предусматривает круглогодичное транспортное (в том числе и судовое) обслуживание производственных объектов, расположенных на шельфе острова, естественным препятствием для которого служит ледяной покров. Для устойчивого развития данной отрасли большое практическое значение имеет понимание процессов изменения ледового режима. Фундаментальная основа любых прогностических оценок – знание закономерностей изменчивости исследуемого явления в предшествующие периоды. Вместе с тем, методы наблюдений за состоянием ледяного покрова непрерывно совершенствуются, изменяется качество и количество получаемой информации. В этой связи особый интерес представляет детальный анализ изменчивости ледового режима в современный период потепления, основанный на выявленных закономерностях (учёт долгопериодных колебаний, необходимость выполнения исследований в районах первого иерархического уровня и т.д.) с применением ГИС-технологий.

Другим направлением исследований Научно-исследовательской лаборатории СахГУ и РАН (далее Лаборатория) в рамках применения ГИС-технологий является разработка методики оценки состояния территории на основе геоэкологического мониторинга и картографирования мест обитания бурого медведя. В связи с увеличением добычи нефти и газа, промышленных рубок леса, разрастанием территорий под строительство производственных объектов и дорог происходит вытеснение животных с территорий, привычных для их обитания. Чрезмерная добыча биологических ресурсов, включая лососевых рыб, приводит к сокращению кормовой базы многих представителей териофауны. Вершину трофической цепи на территории Сахалина занимает одним из самых крупных наземных хищников – бурый медведь. Состояние его популяции отражает общий характер геоэкологической обстановки в экосистемах и является чутким природным индикатором. Для оптимизации экологической безопасности территории и создания условий

бесконфликтного сосуществования человека и медведя необходимо знать закономерности изменения поведения животных под воздействием различных факторов среды.

Тема исследования соответствует плану научно-исследовательских работ ФГБОУ ВО СахГУ (шифр: 5.9510.2017/БЧ). Работа выполнена в рамках государственного задания образовательным организациям высшего образования, подведомственным Минобрнауки России, в сфере научной деятельности от 13.12.2013 г.

Характер исследования: фундаментальный, прикладной.

Сроки исполнения: начало – 01.01.2017 г., окончание 31.12. 2019 г.

Объект исследования – ледяной покров Охотского и Японского морей.

Предмет исследования – вариации ледяного покрова Охотского и Японского морей.

Цель работы – разработка цифровой информационной системы для анализа ледового режима различных пространственно-временных масштабов.

Перечень организаций, заинтересованных в результатах исследования по теме: операторы шельфовых проектов (ПАО «НК «Роснефть», ПАО «Газпром», Эксон Нефтегаз Лимитед, Сахалин Энерджи Инвестмент Компании, ЛТД и др.), организации Федерального агентства морского и речного транспорта (судоходные компании, администрации портов Охотского моря и Татарского пролива, Сахалина, Курил и Камчатки), организации Федерального агентства по рыболовству, Министерство по чрезвычайным ситуациям и Министерство ВМФ.

Цель 1-го этапа работы: организация мониторинговых исследований, сбор и накопление данных и их анализ.

Задачи исследования по цели №1:

1.1. Настройка аппаратно-антенного комплекса для производства регулярного мониторинга ледяного покрова.

1.2. Разработка и совершенствование Программного комплекса «ЛЁД» как основного инструмента исследования.

1.3. Прием и обработка спутниковой информации, организация её хранения и научный анализ полученных данных.

Цель 2-го этапа работы: автоматизация мониторинговых исследований и анализ специфики изменений ледового режима в отдельных регионах, ледовых районах и ледовых зонах с максимальной интенсивностью судоходства.

Задачи исследования по цели №2:

2.1. Анализ динамики изменений ледового режима в отдельных районах Татарского пролива с 1882 по 2017 гг.;

2.2. Подготовка к изданию обновленной версии ГИС «Сахалинский шельф» (оформление интеллектуальной собственности);

2.3. Оформление заявки на интеллектуальную собственность версии ПК «ЛЁД Сахалин» 2.0.

Цель 3-го этапа работы: разработка цифровой технологической схемы прогностического правила для оценки сезонных вариаций ледовитости морей.

Задачи исследования по цели №3:

3.1. Поиск предикторов и разработка прогностического правила для оценки сезонных вариаций ледовитости морей;

3.2. Разработка технологий для определения местоположения кромок ледяного массива и оценки геоэкологической ситуации территорий на основе многофакторного анализа пространственно-временного распределения индикаторов (на основе ГИС);

3.3. Формирование базы данных гидрометеорологических параметров и разработка цифровой информационной системы для анализа ледового режима;

3.4. Пополнение базы данных архивными и оперативными материалами для формирования информационной базы гидрометеорологических параметров Охотского и Японского морей за многолетний период.

Методы проведения работы:

1. Формирование многолетних рядов изменения площади ледяного покрова Охотского и Японского морей в целом и в отдельных его регионах;

2. Анализ ледового режима с учётом районирования ледяного покрова морей по ледово-географическим признакам;

3. Поиск предикторов и разработка прогностического правила для оценки сезонных вариаций ледовитости морей;

4. Разработка ПО на основе ГИС-технологий для определения местоположения кромок ледяного массива;

5. Разработка методологии вычисления объёма льда с использованием данных дистанционного зондирования Земли;

6. Формирование базы данных Лаборатории и разработка цифровой информационной системы для анализа ледового режима;

7. Разработка методов поиска и оценки индикаторов состояния морских и наземных экосистем острова на основе данных ДЗЗ и цифровых технологий.

Практическая значимость работы. Результаты работы используются для написания научных статей, грантов, диссертаций, выпускных квалификационных работ аспирантов, магистров и бакалавров. Получение новых знаний об изменениях параметров ледового

режима в современный период потепления позволяет обеспечивать безопасность проведения морских операций при обустройстве и эксплуатации шельфовых месторождений углеводородов в Охотском и Японском морях.

Формы и область применения полученных результатов. Полученные данные и результаты их обработки являются основой для подготовки магистерских и кандидатских диссертаций, выпускных квалификационных работ, научных докладов для выступления на конференциях различного уровня, подготовки научных статей.

Научная новизна исследования: системные исследования ледового режима заявленных пространственных и временных масштабов выполняются впервые. Методологическая основа и полученный опыт ледового обслуживания могут быть использованы при разработке шельфовых месторождений углеводородов в арктических морях России.

Глава 1. Разработка цифровой информационной системы «Архив гидрометеорологических данных Охотского и Японского морей»

1.1. Структура хранения спутниковой и гидрометеорологической информации

Сбор, обработка и анализ гидрометеорологических данных в Сахалинском государственном университете (СахГУ) проводится на протяжении 10 лет на базе Научно-исследовательской лаборатории дистанционного зондирования Земли (далее Лаборатория). Весь массив данных систематизирован по отдельным тематическим разделам и включает в себя гидрометеорологическую информацию, ледовые карты, космические снимки, литературу, программное обеспечение.

Хранение оперативно принимаемых спутниковых снимков, организовано в RAID-массиве (42 ТБ), подключенном к DBPS-серверу обработки данных, которые сохраняются ежедневно после приёма-обработки в форматах JPG и GeoTiff. Для оперативной работы с данными, доступ к директории с архивом для других компьютеров лаборатории организован в виде сетевого диска.

Гидрометеорологическая информация и снимки, поступающие из Интернет-источников, в автоматическом режиме обрабатывается сервером DBPS с помощью скриптов загрузки, и сохраняется на данном сетевом диске.

Ниже представлен подробный перечень информации, хранящийся в каждом из тематических разделов.

Раздел «Гидрометеорологические данные»

1. Архивные данные наблюдений за температурой воздуха на гидрометеорологических станциях (ГМС) (всего 24 станции) (<https://rp5.ru/>). Первые регулярные инструментальные наблюдения за температурой воздуха на побережье дальневосточных морей были начаты на ГМС Николаевск-на-Амуре, Охотск и Александровск-Сахалинский в 1881 - 1882 гг.

2. Черно-белые (с 2001 по 2019 гг.) и цветные (с 2015 по 2019 гг.) ежедневные карты приземного анализа, представляемые в открытом доступе Японским (http://www.imocwx.com/wxfax/asas_00.htm) и Корейским (<http://web.kma.go.kr/eng/weather/>) метеорологическими агентствами.

3. Суточная температура поверхности воды в фиксированных точках дальневосточных морей с 2018 по 2020 гг. (<https://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/rrtdb/jma-pro.html>).

4. Выборки из архива реанализа гидрометеорологических данных ERA Interim (ветер, осадки, температура льда и поверхности моря, давление, сплоченность ледяного покрова).

Раздел «Спутниковые снимки»:

Ежедневные и эпизодические снимки со спутников Terra, Aqua, Suomi NPP, Fengyun 3B, NOAA 18/19, MetOp-A/B (в форматах GeoTIF, TIF и JPG), получаемые в лаборатории с помощью аппаратно-антенного комплекса Orbital Systems.

Архивные снимки со спутника Terra, находящиеся в открытом доступе на сайте NASA (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

Раздел «Ледовые карты»

1. Коллекция архивных (с 1971 по 2018 гг.) и оперативных (с 2007 по 2019 гг.) цветокодированных карт-схем ледяного покрова Охотского и Японского морей, выполненных на основе данных пассивного микроволнового излучения (не зависят от облачности и освещённости) с периодичностью съёмки один раз в пентаду. Размещаются в свободном доступе на сайте Японского метеорологического агентства (<http://www.data.jma.go.jp>).

2. Черно-белые и цветные карты ледяного покрова в заливе Анива, Охотском и Японском морях в целом (с 2004 по 2019 гг), отражающие сплоченность морского льда, получаемые с помощью микроволнового сканирующего радиометра AMSR-2 (<https://sharaku.eorc.jaxa.jp>).

3. Оперативные карты-схемы сплоченности льда южной части Охотского моря за период наблюдений с 1988 по 2019 (<http://www.data.jma.go.jp>).

4. Ежедневные данные о состоянии ледяного покрова Охотского и Японского морей по данным мультиспектральной системы картирования (MASIE), полученные на основе совместного использования пассивного микроволнового и видимого диапазонов за период наблюдений с 2012 по 2019 (<https://nsidc.org/data/masie>).

Раздел «Литература»

1. Научная литература: опубликованные труды сотрудников лаборатории и других исследований, связанных с тематикой работ лаборатории. Включает в себя ранжированные по годам издания следующие разделы: исследования морского льда; циркуляция атмосферы; гидрофизические, гидрохимические и гидробиологические особенности дальневосточных морей; анализ данных, составление прогнозов.

2. Презентации по тематикам исследований лаборатории.

3. Инструкции по работе с ПО и программными продуктами, применяемыми в лаборатории.

Раздел «Программное обеспечение»

В архиве лаборатории хранится лицензированное программное обеспечение и инструкции по его установке и использованию. ПО представлено следующими программами: ScanEx Image Processor; Scanex Task Flow; ScanMagic; ArcGIS Desktop 10.2, Corel Draw 16.

Дополнительно применяется программная система DBPS для автоматической обработки спутниковых данных (со спутников Terra, Aqua, Suomi NPP, Fengyun 3B, NOAA 18/19, MetOp-A/B), принимаемых аппаратным комплексом лаборатории и разработанное ПО сотрудниками лаборатории:

1. Программный комплекс «ЛЁД», предназначенный для изучения ледового режима Охотского и Японского морей по данным ДЗЗ и расчёта характеристик ледяного покрова.

2. Макросы, позволяющие в автоматическом режиме обрабатывать получаемые данные: метеорологические (расчет суммы градусо-дней мороза и тепла, аномалий температуры, определение даты перехода температуры воздуха через 0 °С); ледовые (определение типов зим, суммарной площади льда).

3. Скрипты для автоматической загрузки карт и схем с Интернет-ресурсов и размещения их в архиве лаборатории.

Архив Лаборатории включает в себя большой объём систематизированной информации, в частности геопривязанные спутниковые снимки, таблицы и карты-схемы гидрометеорологических данных, тексты публикаций, а также программное обеспечение, в том числе разработанное в СахГУ.

Для повышения удобства работы пользователя с данными и внедрения цифровых ГИС-технологий в рабочий процесс было принято решение применить веб-картографическую интеграционную платформу, которая позволяет создавать и внедрять ГИС во внутренние системы и базы данных лаборатории: ПО Scanex Web-GIS GeoMixer [www.scanex.ru].

Для организации базы данных (БД) выбрана система управления базами данных (СУБД) Postgre SQL 9.6.11, совместимая со Scanex Web-GIS GeoMixer (рис.1). PostgreSQL - свободная объектно-реляционная система управления базами данных, базирующаяся на языке SQL и поддерживающая многие возможности стандарта SQL [www.postgresql.org].

1.2. Пополнение коллекции цветных спутниковых снимков и оперативный мониторинг

С 2014 года в Лаборатории ведется оперативный приём спутниковых снимков для мониторинга ледовой обстановки с космического аппарата Terra (спектрорадиометр MODIS) с разрешением 250 м, синтезированных в комбинации каналов 1/2/1, предназначенные для визуального дешифрирования ледяного покрова Охотского и Японского морей. Технической основой для мониторинга ледяного покрова Охотского и Японского морей является аппаратно-антенный комплекс произведенный в США компанией Orbital Systems.

Приём информации со спутника осуществляется ежедневно при прохождении его через исследуемый регион с периодичной съемки 1-2 раза в сутки. Полученные данные в оперативном режиме обрабатываются в течение часа и передаются потребителю.

Для формирования архива изображений акватории Охотского и Японского морей разработан стандартный шаблон (координатная сетка, рамка) с легендой (название спутника, дата съемки, время приема снимка по Гринвичу (UTC) и местному времени) (рис. 1.1, 1.2).

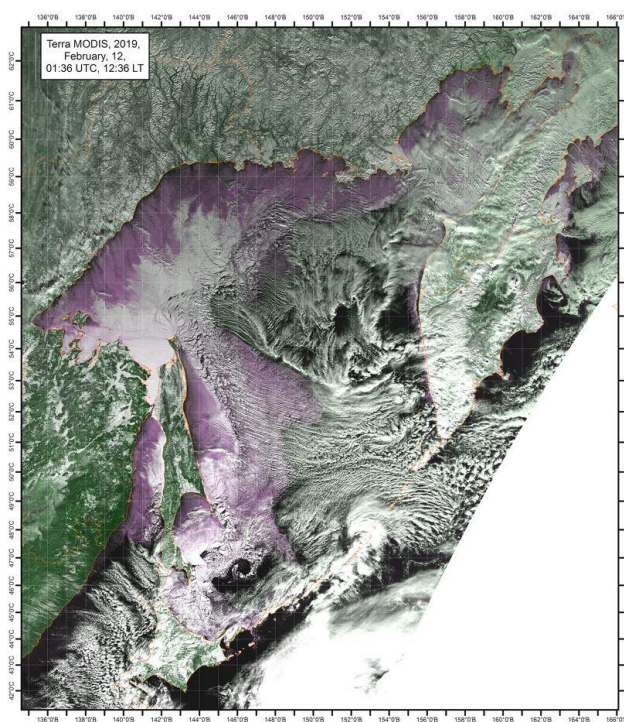


Рис. 1.1 Пример снимка Terra-MODIS в проекции Меркатора (WGS 84) на 12.02.2019, полученный и обработанный в лаборатории

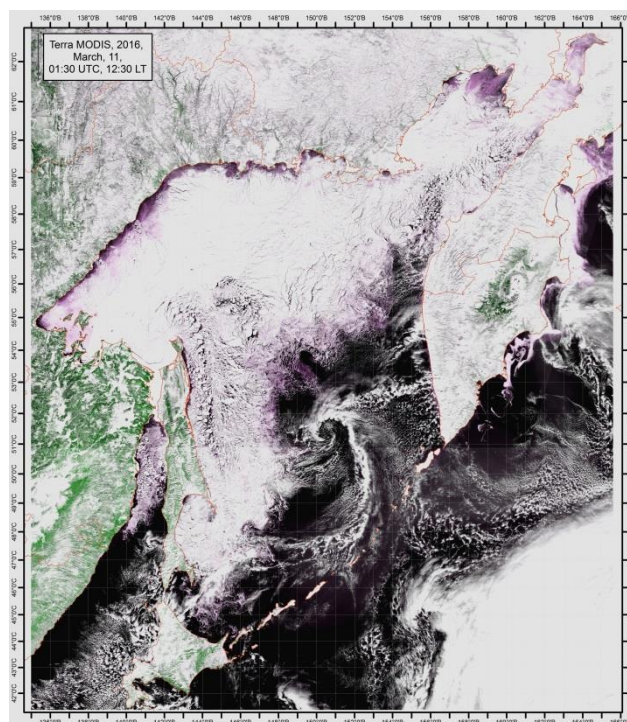


Рис. 1.2 Пример снимка Terra-MODIS в проекции WGS 84 на 11.03.2016, загруженный из архива NASA

Снимки сохраняются в формате растровых изображений, представленных в виде исходных файлов формата *.tif, а также в виде изображений с географической привязкой – полноразмерных в формате *.tif и сжатых до объема 20 МБ в формате *.jpg.

Система обработки и автоматической рассылки снимков

Для оперативного обеспечения спутниковой информацией потребителей была разработана система автоматической обработки и рассылки данных ДЗЗ на электронные адреса клиентов. Система размещена на сервере DBPS лаборатории и позволяет обеспечить:

- автоматическое создание изображений по произвольным регионам, на основе данных нулевого уровня;
- архивирование, перевод в произвольный графический формат;
- создание масок для наложения графических элементов и надписей на снимках;
- рассылку конечных изображений на адреса электронной почты потребителя.

Для реализации системы используется набор следующего ПО:

1. Bash – командная оболочка в дистрибутиве CentOS 6.9.
2. Mutt – почтовый клиент с текстовым интерфейсом для Unix-подобных операционных систем. Mutt поддерживает полнофункциональную работу в командной оболочке Bash, позволяет обеспечить доступ к почтовым ящикам, в том числе Yandex и Gmail.
3. Cron.d — классический демон (компьютерная программа в системах класса UNIX), использующийся для периодического выполнения заданий в определённое время.
4. Davfs2 – утилита для монтирования сетевых облачных хранилищ по протоколу WebDAV. Поддерживает монтирование yandex.disk;
5. ImageMagick – набор программ (консольных утилит) для чтения и редактирования файлов множества графических форматов.
6. Для обработки снимков по произвольным регионам используется комплекс ПО DBVM, размещённый на сервере обработки DBPS. DBVM настроена на обработку снимков для формирования изображений по произвольным регионам в картографической проекции WGS 84.

Система представляет собой набор скриптов и конфигурационных файлов, обеспечивающих автоматическую работу алгоритмов. Для инициации системы используется планировщик cron.d, в расписание которого включен запуск основного скрипта системы checkfiles.sh каждые 30 секунд. Данная система ведёт поиск новых файлов в директории данных ДЗЗ, содержащей обработанные с помощью DBVM снимки, и сравнивает их имена со списками уже обработанных файлов из директории filelists.

После обнаружения соответствующих файлов, отсутствующих в списках обработанных, checkfiles.sh запускает для каждого из них второстепенный скрипт processfile.sh и передаёт ему необходимые параметры (рис. 1.3):

- имя оригинального файла;
- имя нового файла;
- степень сжатия изображения;
- путь к директории архива для сохранения файлов
- имя файла с настройками почтового сервиса;
- имя файла со списком e-mail адресов для рассылки;
- имя скрипта для формирования графических наложений (из директории overlays);
- текст подписи к снимку.

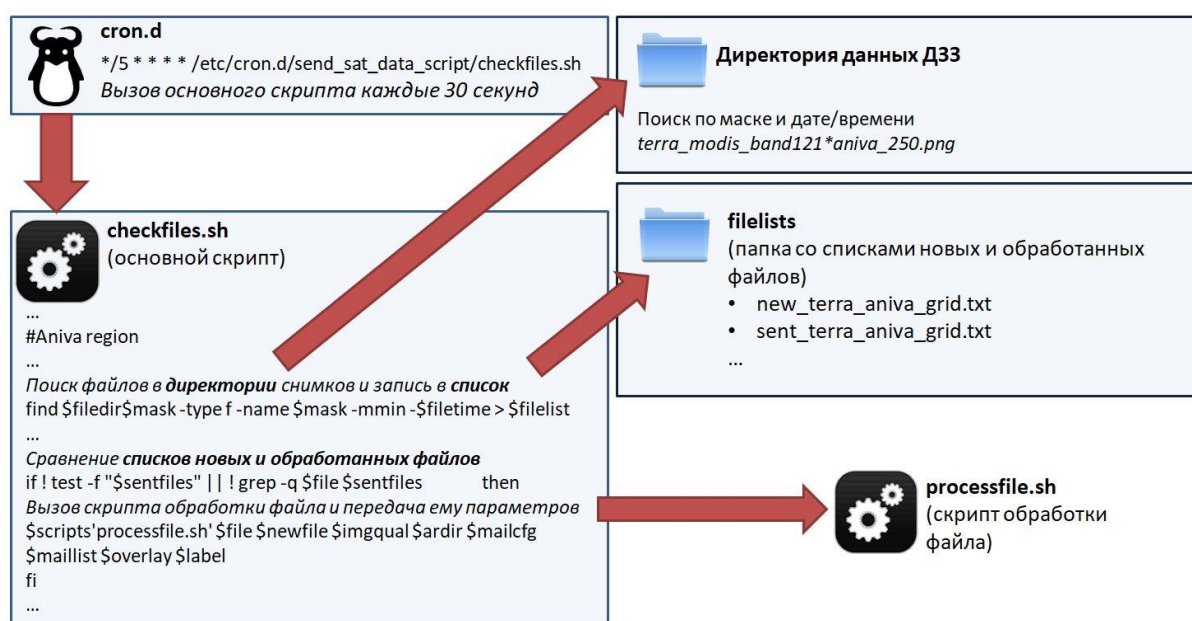


Рис. 1.3 Схема работы скрипта проверки наличия новых файлов-снимков

Скрипт processfile.sh выполняет обработку каждого из снимков в соответствии с полученными параметрами запуска. В ходе его работы производится вызов приложения ImageMagick для сжатия изображения до необходимого размера и форматирования его в нужный графический формат. Полученные изображения сохраняются в директории архива.

Для наложения графических элементов на основе PNG-масок в директории overlays также используется ImageMagick, который вызывается с соответствующими параметрами через второстепенные скрипты наложения надписей.

В перспективе предполагается использование облака yandex.disk, как дополнительного ресурса для доступа к обработанным снимкам, а также добавление динамической настройки почтовой службы для реализации возможности отправки снимков с различных адресов (рис. 1.4).

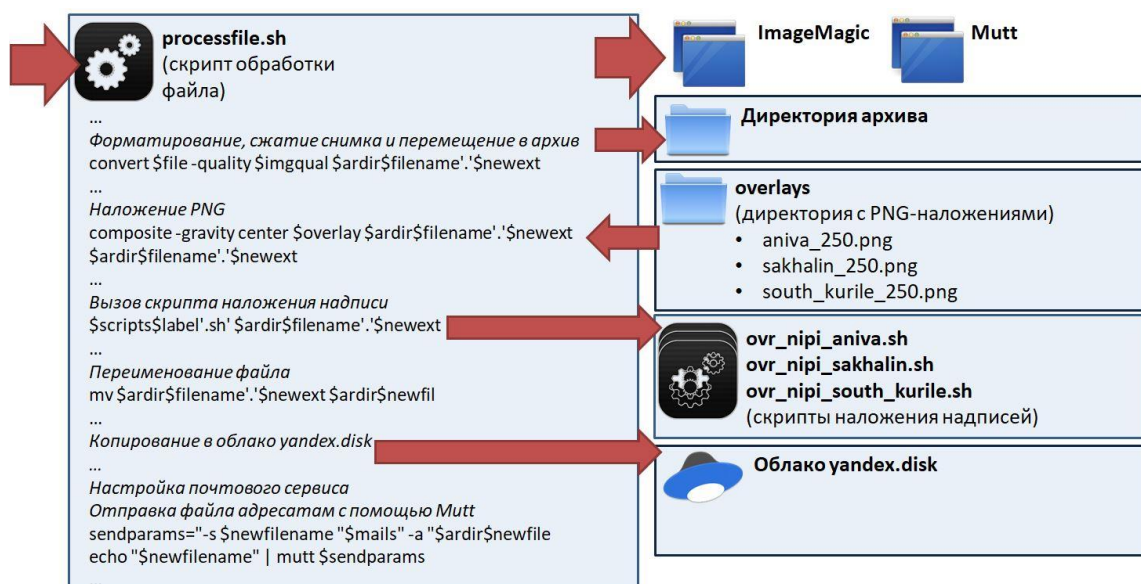


Рис. 1.4 Схема работы скрипта обработки и отправки файлов-снимков

Пример обработанного спутникового снимка с графическими наложениями и подписями представлен на рис. 1.5.

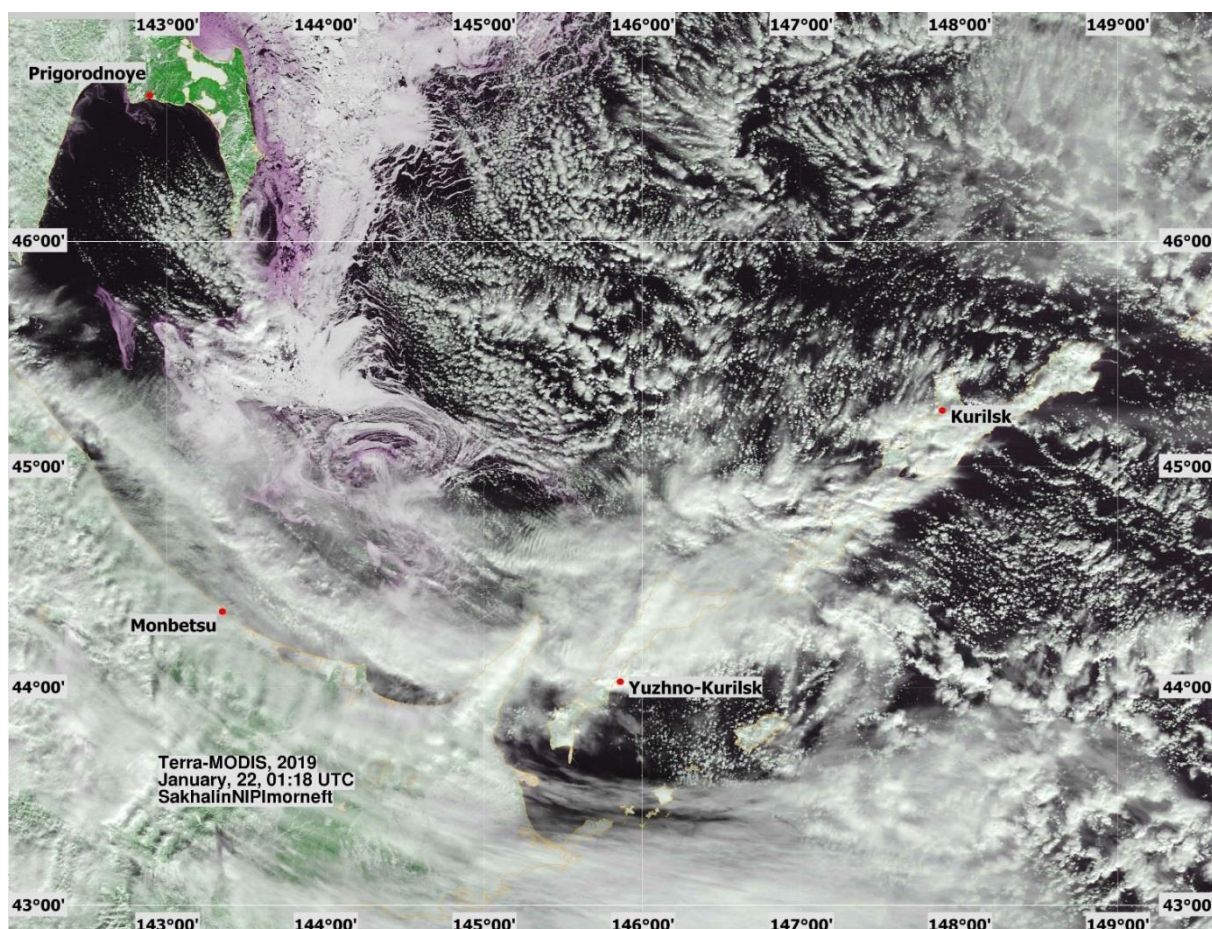


Рис. 1.5 Пример снимка с графическими наложениями

1.3. Методика расчёта площадей ледяного покрова по данным MASIE (NASA)

В конце 1970-х широкое применение при изучении ледяного покрова арктических и замерзающих морей получили данные дистанционного спутникового зондирования. Получаемая с использованием различных методов зондирования и алгоритмов обработки информация в разные временные периоды по мере совершенствования спектрорадиометров имела различное пространственное разрешение и точность. На основе измерений с микроволнового сканирующего радиометра AMSR-2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2), Japan Meteorological Agency (JMA) в конце каждого ледового сезона размещает на своём сайте ледовые карты-схемы для акваторий Охотского и Японского морей. Коллекция карт-схем имеет пентадную дискретность и доступна за период с 1971 г. по настоящее время. AMSR2 обеспечивает получение данных с разрешением от 35х62 км на частоте 6.9 ГГц до 3х5 км на частоте 89 ГГц [Митник и др., 2013].

Установлено, что наибольшие разности площади ледяного покрова, рассчитанные на основе авиационных и спутниковых наблюдений для периода с 1971 по 1978 гг. составляют от 7 до 15 %. Средняя разность для периода 1978-1989 гг. – 4%, а после 1990 г. не превышает 1-2% от площади ледяного покрова [Пищальник и др., 2016]. С применением микроволновых радиометров современные алгоритмы позволяют в автоматическом режиме различать границу льда и сплоченность морского льда, однако, из-за низкого разрешения спутниковых данных погрешность может составлять от десятков до сотен километров.

Для повышения точности определения ледовых границ National Snow and Ice Data Center (NIC) (<https://nsidc.org/>) была запущена программа Multisensor Analyzed Sea Ice Extent – Northern Hemisphere (MASIE). Основная особенность MASIE – совместное использование данных пассивного микроволнового и видимого диапазонов. Такой подход повышает номинальное пространственное разрешение до 1 км. Кроме того, информация о состоянии ледяного покрова по данным мультиспектральной системы картирования имеет ежедневную дискретность, что позволяет детализировать результаты дешифрирования морского льда. Продукты MASIE размещены в свободном доступе на сайте (<https://nsidc.org/data/masie>) и доступны в форматах CSV, ASCII, GeoTIFF, PNG, SHP (шейп-файлы) и Google Планета Земля (KML).

Расчёты площади ледяного покрова Охотского моря по картам-схемам JMA выполнялись с использованием разработанного в лаборатории ДЗЗ Сахалинского государственного университета программного комплекса «ЛЁД» [Романюк и др., 2015]. Вычисления ледовитости производились в границах Охотского моря, определенных ГУНиО [Границы..., 2000].

Наиболее удобным, с точки зрения получения значений ледовитости Охотского моря, является текстовый формат, предназначенный для представления табличных данных (*.csv). Табличные данные NIC содержат числовые значения (в км²) общего количества льда в Охотском и Японском морях. Площадь ледяного покрова отдельно для Охотского моря рассчитывалась при помощи геоинформационной системы (ГИС) ArcGIS. На первом этапе в ГИС были загружены шейп-файлы, которые содержат в себе геометрическую, атрибутивную и пространственную информацию об объектах. Затем при помощи инструментов редактирования был создан полигональный слой с границами Охотского моря. На втором этапе для каждого shape-файла вычислялась площадь полигона в пределах Охотского моря с последующим внесением полученных данных в единую таблицу. После формирования таблицы данные приводились к пентадной дискретности для корректного сравнительного анализа. Расчёты выполнены для ледового сезона 2017/18 гг.

Поскольку данные MASIE имеют более высокую точность, поэтому они были приняты за базовые. Абсолютное отклонение рассчитывалась, как

$$S_{jma} - S_m \quad (1)$$

где S_m – ледовитость по данным MASIE, S_{jma} – ледовитость по данным JMA.

Относительное отклонение рассчитывалось по формуле:

$$(S_{jma} - S_m) / S_m * 100\% \quad (2)$$

Если рассмотреть абсолютное отклонение ледовитости между данными MASIE и JMA, видно, что они изменяются в диапазоне от – 35 до +53 тыс. км² (размах колебаний составляет 5% от площади моря), при этом колебания абсолютного отклонения имеют псевдопериодический характер (рис. 1.6), поэтому нельзя отдать истинного предпочтения тому или иному источнику данных. Однако, рассмотрев относительное отклонение (рис. 1.7) на фазах развития и разрушения ледяного покрова имеются существенные различия значений в исходных данных. Наибольшие величины относительных отклонений отмечены на фазах развития (до 70%), разрушения ледяного покрова (до 18%) и напрямую связаны с характеристиками сканирующих спектрорадиометров и применяемыми алгоритмами обработки данных.

Высокая разность данных в январе обусловлена развитием квазистационарных прибрежных полыней, площадь которых в январе может достигать 40% от общей ледовитости моря. Начальные виды льда характеризуются пониженными яркостными температурами и более темным тоном на видимых изображениях. Анализ полей альбедо поверхности, восстановленных по измерениям спектрорадиометра MODIS со спутника «Aqua» позволил определить, что сплоченность льда в зонах полыньи превышала 8-9 баллов,

в то время как оценка сплоченности, измеренным радиометром AMSR-E с того же спутника, давала существенно более низкие значения – 4-8 баллов [Даркин и др., 2008].

В период с февраля по апрель величина относительного отклонения стремится к 0%. Данное обстоятельство обусловлено тем, что микроволновый метод зондирования заметно хуже идентифицирует начальные виды льда, в отличие от совместного использования данных пассивного микроволнового и видимого диапазонов. На стадии разрушения, под воздействием солнечной радиации, в южном регионе Охотского моря на поверхности ледяного покрова появляется вода [Минервин и др., 2015]. Определение параметров морского льда во время оттепели при наличии жидкой фазы на его поверхности в микроволновом диапазоне невозможно, поскольку влажные снег и лед ведут себя как «абсолютно черное тело», и в период таяния разность температур становится отрицательной [Носенко и др., 2006]. Именно поэтому в апреле и мае величина относительного отклонения увеличивается.

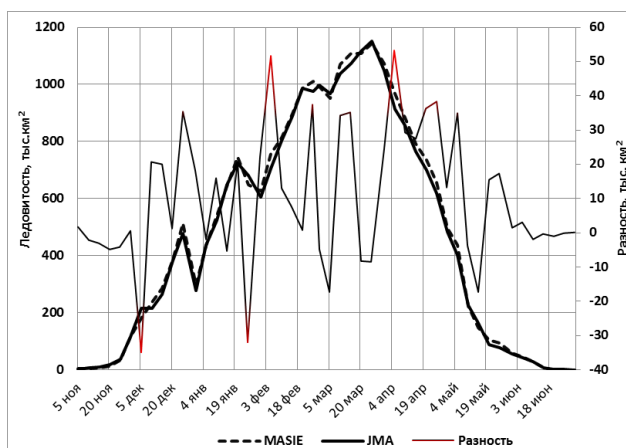


Рис. 1.6 Сезонная изменчивость ледовитости Охотского моря и разность ледовитости по данным MAISE и JMA.

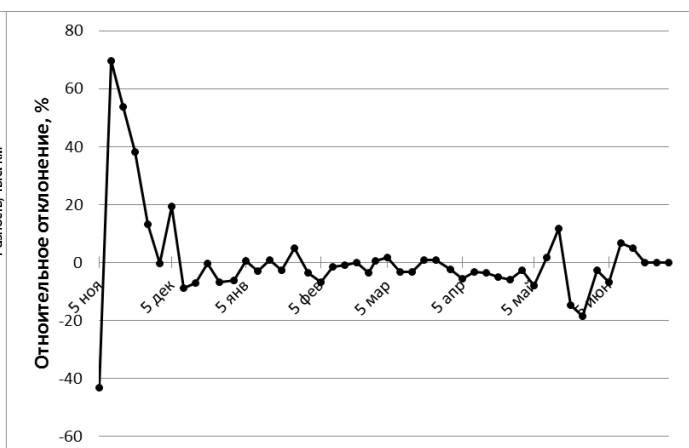


Рис. 1.7 Относительное отклонение

Сравнительный анализ ледовитости Охотского моря по данным MAISE и JMA позволил заключить, что разность значений ледовитости не является критичной и находится в пределах точности расчётов. Основным достоинством программы MAISE является ежедневное предоставление информации, что позволяет решать научные и практические задачи в более детализированном пространственно-временном масштабе. Несмотря на то, что данные JMA уступают MAISE по частоте обновления и детализации, JMA предоставляет данные о сплоченности ледяного массива по четырем градациям, рекомендуемых номенклатурой WMO (1-3, 4-6, 7-8, 9-10 баллов), что крайне важно в оперативном ледовом

обслуживании [WMO..., 1970]. Совместное использование данных JMA и MASIE расширяет возможности изучения ледового режима Охотского моря.

1.4. Структура архива гидрометеорологических данных реанализа

Для получения дополнительных гидрометеорологических данных за период с 1979 по 2018 гг. использован архив реанализа ERA Interim (apps.ecmwf.int). Исходные данные представлены в формате NetCDF (расширения .nc).

NetCDF – машинезависимый двоичный формат файлов, являющийся стандартом для обмена научными данными. Формат является открытым стандартом и в основном используется в климатологии [www.unidata.ucar.edu].

Выбранные данные включают следующий набор параметров, имеющих 3-х часовую дискретность:

- U-компонента ветра на высоте 10 м над поверхностью;
- W-компонента ветра на высоте 10 м над поверхностью;
- конвективные осадки;
- конвективный снег;
- снег;
- температура льда на уровне 1, 2, 3, 4;
- давление на уровне моря;
- сплоченность ледяного покрова;
- температура поверхности моря.

Полученный массив данных был обработан, приведён к удобному для работы виду и размещён в архиве лаборатории. Для извлечения и обработки данных использовались ПО:

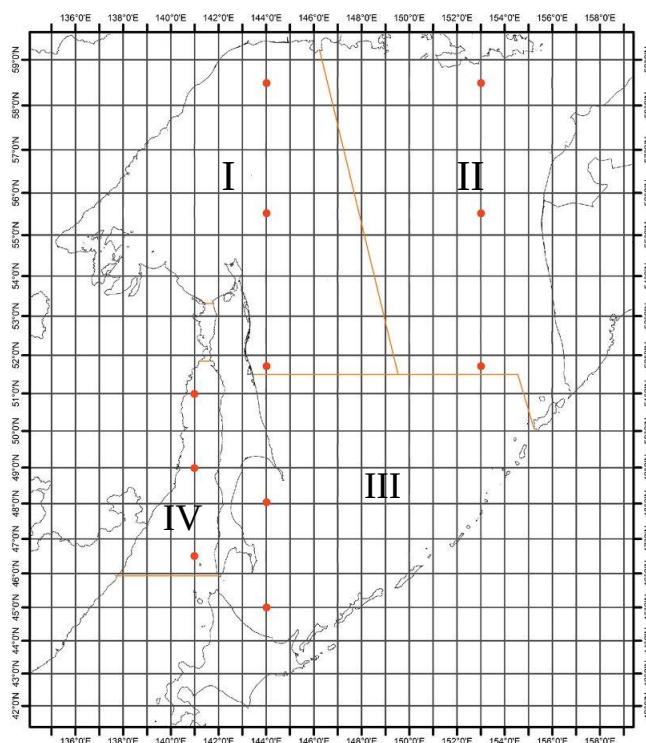
- Ocean Data View 4;
- Microsoft Office Access;
- Microsoft Office Excel;
- Surfer;
- NetCDF Viewer;
- NetCDF Extractor 2.1.

На первом этапе с официального сайта apps.ecmwf.int были загружены все интересующие данные в формате NetCDF, охватывающие точки в пределах акватории Охотского и Японского морей.

Затем из полученной коллекции файлов с помощью Ocean Data View 4, Surfer, NetCDF Extractor 2.1 данные выбирались по координатам интересующего региона и приводились к

формату Excel-книг (.xlsx). Для выборки были определены 11 точек в Охотском море и Татарском проливе, распределённые по акватории таким образом, чтобы охватить все регионы, выделенные по особенностям ледовых условий (рис. 1.8).

Для удобства работы с большим количеством значений и их сортировки также использовался Microsoft Office Access.



Координаты наблюдений в:

I Северо-Западном регионе Охотского моря

- 58°30' с.ш. 144°00' в.д.;
- 55°30' с.ш. 144°00' в.д.;
- 51°45' с.ш. 144°00' в.д.

II Северо-Восточном

- 58°30' с.ш. 153°00' в.д.;
- 55°30' с.ш. 153°00' в.д.;
- 51°45' с.ш. 153°00' в.д.

III Южном

- 48°00' с.ш. 144°00' в.д.;
- 45°00' с.ш. 144°00' в.д.

IV Татарском проливе

- 51°00' с.ш. 141°00' в.д.;
- 49°00' с.ш. 141°00' в.д.;
- 46°30' с.ш. 141°00' в.д.

Рис. 1.8 Схема расположения точек для выборки гидрометеорологических параметров из архива ERA Interim

1.5. Модуль вычисления местоположения кромок ледяного покрова

В основе алгоритма расчёта местоположения кромок лежит цветовое различие пикселей, отображающих чистую воду и ледяной покров различной сплоченности. Это позволяет вычислять координаты кромок на ледовых картах-схемах ЖМА. Согласно Номенклатуре WMO (1970) на картах-схемах чистая вода обозначается синим цветом, а морской лёд в зависимости от сплоченности: зелёным (1-3 балла), жёлтым (4-6 баллов), оранжевым (7-8 баллов) и красным (9-10 баллов).

На первом этапе производится последовательный обход всех пикселей карты-схемы и определяются пары пикселей, подходящие под условие наличия цветоразностной кодировки. При обнаружении искомой точки участка кромок начинается второй этап – последовательная проверка смежных точек (которые могут являться продолжением данного участка) методом перебора точек, в соответствии с вариантом расположения пары пикселей – горизонтально (А, В, С, D) или вертикально (Е, F, G, H), области покрытой льдом – слева

(А, С), справа (В, D), сверху (Е, G) или снизу (F, H), а также области поиска кромки – вверх (А, В) или вниз (С, D), справа (Е, F) или слева (G, H), по или против часовой стрелки в зависимости от перечисленных условий (рис. 1.9). Операция обхода для каждой найденной точки производится последовательно до момента нахождения всех точек участка кромки. В ходе поиска координаты точек переводятся из декартовых в географические и на их основе формируется рабочий список. В результате местоположение кромки определяется как набор участков, каждый из которых включает упорядоченный список точек с географическими координатами.

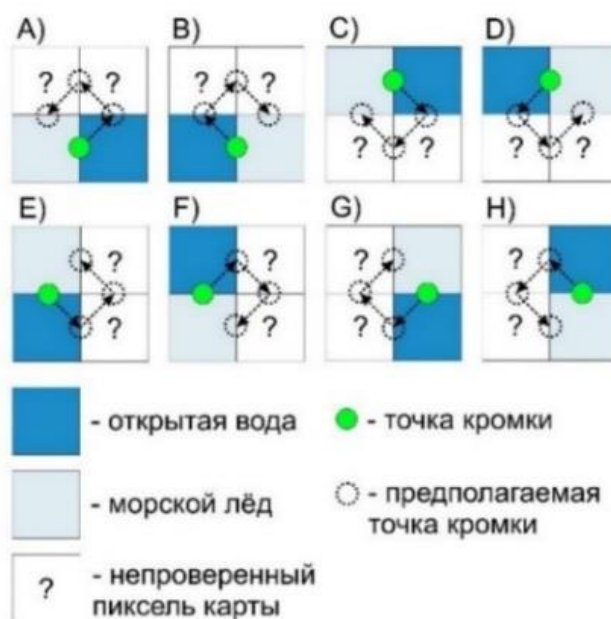


Рис. 1.9 Схема алгоритма поиска точек кромки ледяного покрова

Входными данными программного модуля являются оцифрованные цветные карты-схемы. Выходные файлы совместимы с ArcGIS, что обеспечивает возможность дальнейшей обработки данных местоположения кромки на спутниковых снимках видимого диапазона с помощью ГИС-технологий. Вычисление среднего местоположения кромки (между двумя ранее вычисленными кромками) производится методом последовательного перебора: для каждой точки одной кромки находится ближайшая к ней точка, принадлежащая другой кромке (рис. 1.10). Расстояние между точками определяется в градусной мере по модифицированной формуле сферической тригонометрии (3) [Гараевская, Малюсова, 1976]. При обнаружении ближайшей точки производится расчёт географических координат средней точки путём вычисления среднего арифметического между соответствующими координатами широты и долготы двух рассматриваемых точек [Шумилов и др., 2018].

$$S = \arctan \left\{ \frac{\sqrt{(\cos \varphi_2 \sin \Delta \lambda)^2 + (\cos \varphi_1 \sin \varphi_2 - \sin \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos \Delta \lambda)^2}}{\sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos \Delta \lambda} \right\}, \quad (3)$$

где φ_1, φ_2 – широты обеих точек в радианах, $\Delta\lambda$ – разница долготы обеих точек в радианах.

При обнаружении ближайшей точки производится расчёт географических координат средней точки между рассматриваемой точкой первой кромки и ближайшей к ней точкой второй кромки путём вычисления среднего арифметического между соответствующими координатами широты и долготы двух рассматриваемых точек по формулам (4) и (5).

$$\varphi_{\text{ср}} = \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2}; \quad (4)$$

$$\lambda_{\text{ср}} = \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{2}, \quad (5)$$

где $\varphi_{\text{ср}}$ и $\lambda_{\text{ср}}$ – соответственно широта и долгота средней точки.

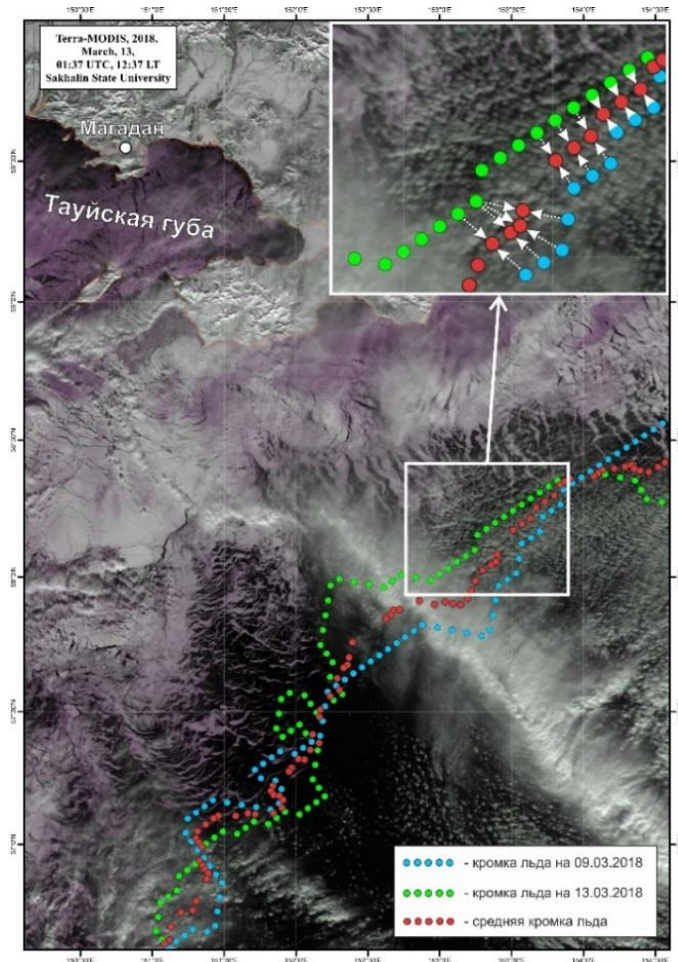


Рис. 1.10 Пример наложения рассчитанных за разные даты кромок льда на спутниковый снимок Terra-MODIS

Интерфейс модуля представлен на рисунке 1.11. Он содержит набор инструментов, позволяющих автоматически производить операции над кромками в рабочей области, такие как вычисление местоположения, расчёт положения средней кромки, редактирование элементов кромок, импорт и экспорт полученных координат точек в текстовые файлы и др.

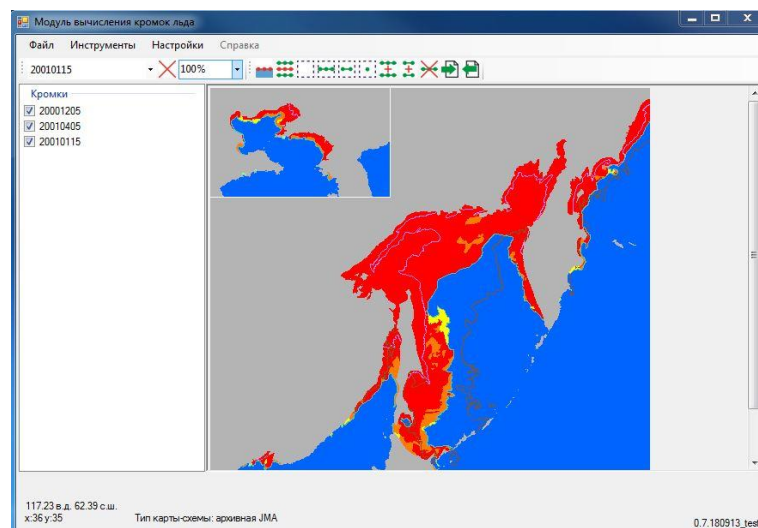


Рис. 1.11 Интерфейс программного модуля вычисления положения кромок льда

На рисунке 1.12 приведён пример наглядного представления результатов расчёта прироста площади льда и изменения местоположения кромок в Охотском море с 05.01.2018 г. по 20.01.2018 г.

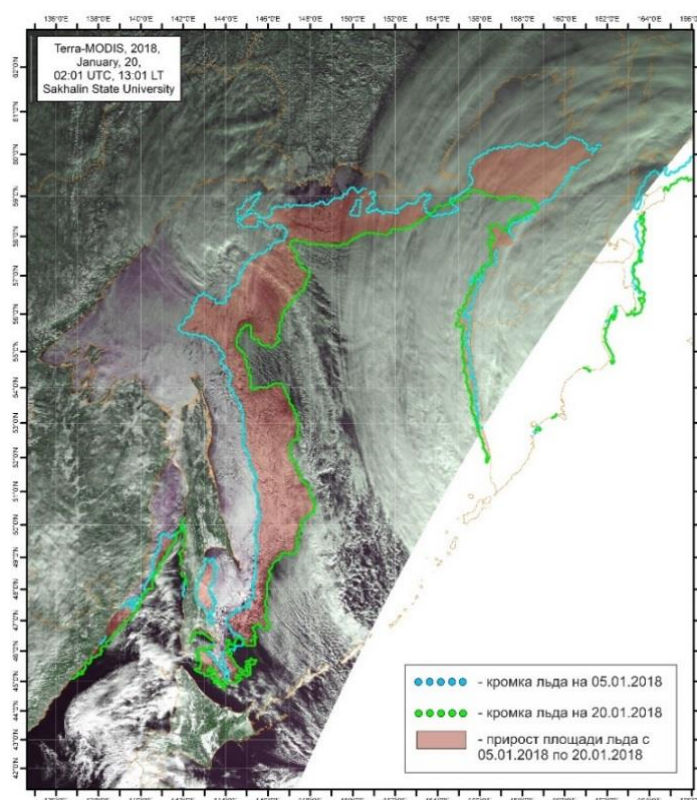


Рис. 1.12 Пример вычисления прироста площади массива льда за период с 5 по 20 января 2018 г. (для повышения наглядности результаты расчёта наложены на спутниковый снимок Terra-MODIS)

Разработанный дополнительный модуль для определения местоположения кромки льда существенным образом расширяет возможности программного комплекса «ЛЁД» и позволяет:

- производить оперативный мониторинг кромки и отслеживать изменение её положения в любом регионе акватории Охотского и Японского морей;
- исследовать динамику формирования и разрушения массива при различных гидрометеорологических условиях;
- разрабатывать практические цифровые пособия для судоводителей (например, создание электронного атласа кромок Охотского и Японского морей в современный период глобального потепления).

1.6. Идеология построения СУБД на основе Scanex Web-GIS GeoMixer

Накопленный архив данных лаборатории требует ее систематизации и перевод на новый иерархический уровень - систему управления, предназначенную для организации и ведения базы данных (БД), которая обеспечивает удобство хранения данных, эффективный доступ пользователям.

1. Для повышения удобства работы пользователя с данными и внедрения цифровых ГИС-технологий в рабочий процесс было принято решение применить веб-картографическую интеграционную платформу, которая позволяет создавать и внедрять ГИС во внутренние системы и базы данных лаборатории: ПО Scanex Web-GIS GeoMixer (GeoMixer) [www.scanex.ru].

Для организации БД выбрана система управления базами данных (СУБД) PostgreSQL 9.6.11, совместимая с GeoMixer. PostgreSQL - свободная объектно-реляционная система управления базами данных, базирующаяся на языке SQL и поддерживающая многие возможности стандарта SQL [www.postgresql.org].

GeoMixer и PostgreSQL установлены на отдельную рабочую ЭВМ лаборатории, подходящую по характеристикам под системные требования данного ПО. GeoMixer представляет собой web-интерфейс в виде сайта, доступного в пределах локальной сети лаборатории ДЗЗ, даёт возможность одновременной работы с информацией из БД. Разграничение прав операторов обеспечивается наличием системы многопользовательского доступа к проекту.

Обслуживание GeoMixer осуществляется благодаря приложению – IIS (Internet Information Service), через которое присваивается IP-адрес сайту, где будет развернута тематическая карта ледовой обстановки, при этом формируя индивидуальный host.

Самый трудоемкий и объемный этап создания тематической карты в GeoMixer – сбор и систематизация исходных данных и их регулярное пополнение: создание архива данных, их цифровизация, которая подразумевает, визуализацию табличных, текстовых и растровых файлов, подготовка спутниковых снимков к процессу тайлинга.

Приступая к наполнению или к обновлению GeoMixer происходит прямое обращение к серверу (API), на котором формируется программная библиотека для интеграции геоданных из GeoMixer в клиентскую карту.

Сервер GeoMixer дает возможность управлять отображением объектов на карте, загрузкой отдельных слоев и целых проектов из базы данных. Визуализация пространственных, атрибутивных данных и поиск объектов по пространственным и атрибутивным запросам позволяют связать с каждым спутниковым снимком соответствующие данному периоду времени гидрометеорологические данные, векторные слои, отражающие: типы, местоположение морского льда в акватории и любые дополнительные материалы (ссылки на публикации, карты-схемы, таблицы и т.п.) (рис. 1.13).

Пример визуализации данных о местоположении кромки льда представлен на рисунке 1.14. Дерево слоев позволяет управлять элементами на карте и создавать сложную иерархическую структуру, которая отличается: по стилю, порядку отображения, типу данных. Кромки льда разделяются по годам, месяцам, дням наблюдений. Каждая дата имеет свой стиль и настройки отображения, ссылки на исходные документы.

Внедрение цифровой информационной системы позволяет разместить текстовые данные лаборатории (гидрометеорологические, ледовые, астрологические и др.) в сводные таблицы единой базы данных, из которой далее возможно производить предметные выборки значений интересующих параметров.

Дополнительные возможности GeoMixer:

- создание векторных слоев, оцифровка, редактирование, поисковые запросы в таблице атрибутов;
- объединение несколько растровых слоев в один мультислой;
- редактирование стилей слоев карты;
- создание легенды через систему фильтров;
- классификация объектов по атрибутам;
- кластеризация объектов при просмотре;
- добавление HTML-контента к всплывающим окнам;
- настройка прав доступа к карте и отдельным слоям;
- структурирование слоёв при помощи дерева слоев.

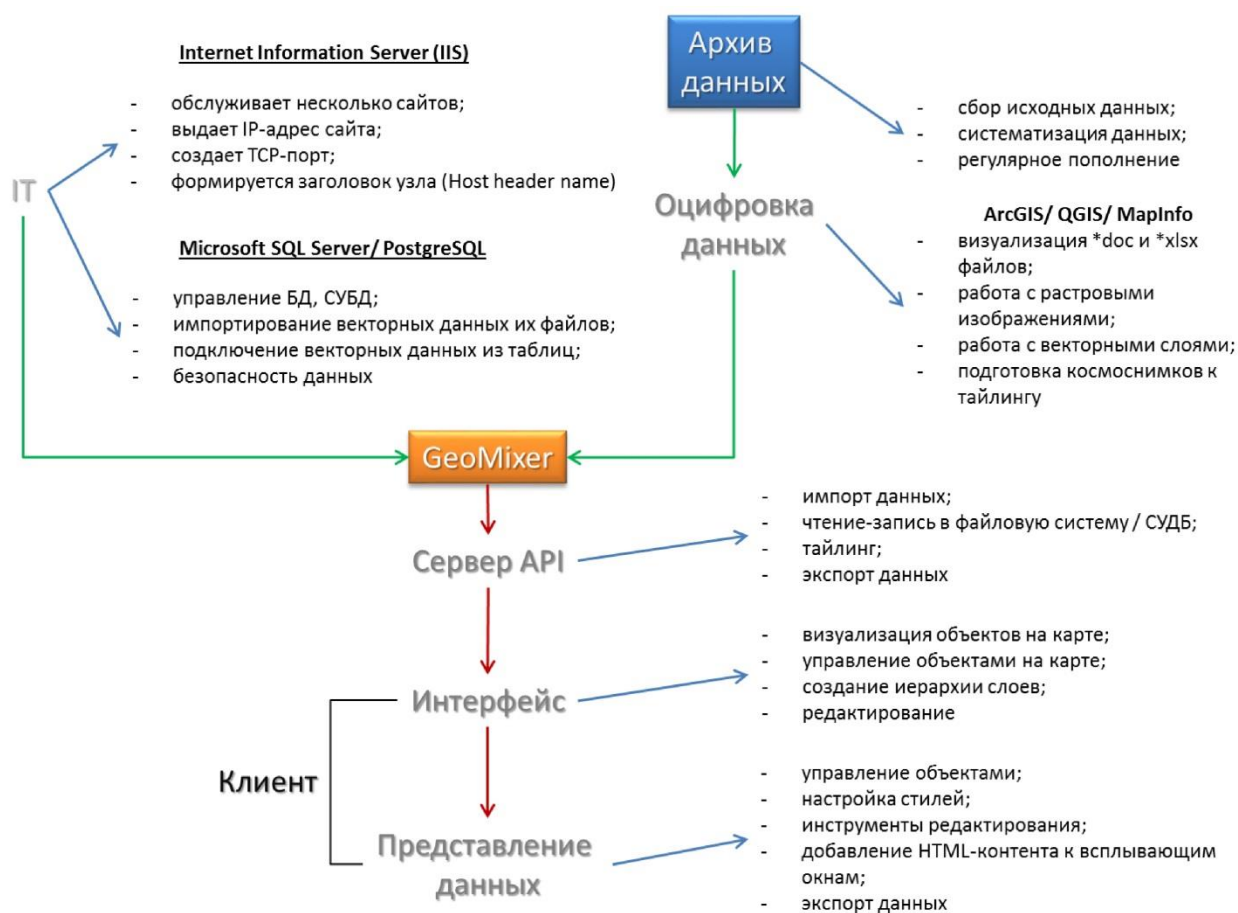


Рис. 1.13 Структура системы БД и интеграция данных в GeoMixer

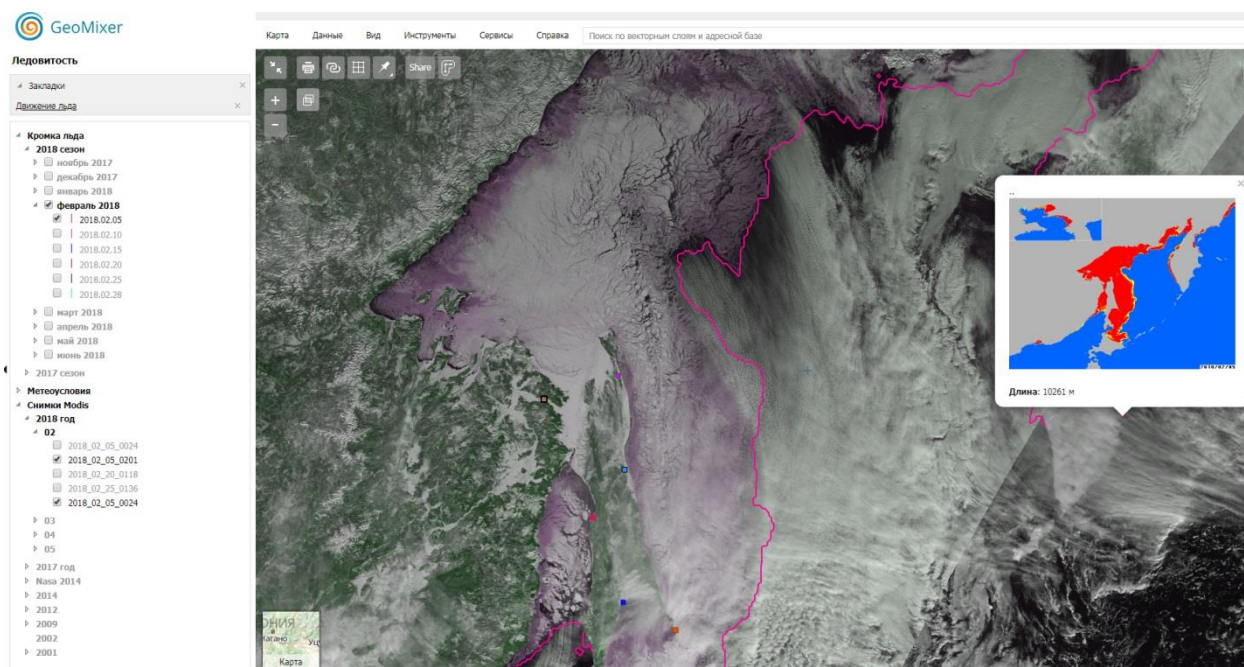


Рис. 1.14 Пример визуализации спутникового снимка Terra-MODIS с определённым местоположением ледовых кромок в среде Scanex Web-GIS GeoMixer (слева представлена иерархическая структура отображения слоев)

1.7. Разработка прогностического правила хода ледовитости на фазе начала ледообразования в Охотском море

Устойчивое ледообразование в Охотском море начинается в ноябре. Образование льда происходит при *соблюдении определённых условий*: наличия устойчивой отрицательной температуры воздуха и понижения температуры поверхностного слоя морской воды до значений $-1,6 - -1,8$ °C. Становление зимнего муссона (преобладание ветров северо-западного, северного и северо-восточного направлений) является основной причиной генерального дрейфа ледяного покрова в южном направлении [Петров и др., 1998; Enomoto et al., 2003].

Основным предиктором в прогнозировании ледовитости является сумма градусодней мороза (СГДМ), которая обеспечивает рост льда по толщине и площади, что хорошо описывается моделью теплового баланса на границах разделов лёд-вода и лёд-воздух при постоянном слое снега:

$$\int_1^D (T_w - T_a) dt = \frac{L_i \rho_i}{2k_i} (h_i)^2 + \frac{L_i \rho_i h_s}{k_s} h_i, \quad (6)$$

где D – количество дней, T_w – температура поверхности воды, T_a – температура атмосферы, L_i – скрытая теплота замерзания воды, ρ_i – плотность льда, k_i – теплопроводность льда, k_s – теплопроводность снега, h_i – толщина льда, h_s – толщина снега [Shokr et al., 2015].

Как видно на рисунке 1.15, ледовитость в разные ледовые сезоны при практически равных коэффициентах наклона линейных трендов СГДМ сильно различается, что свидетельствует о недостаточности этого предиктора для построения функциональной зависимости [Пищальник и др., 2016].

Кривая сезонного хода ледовитости для умеренного и сурового типа зим подобна форме «колокола», имеет несколько фаз: развитие, насыщение и разрушение (рис. 1.16), и хорошо описывается функцией Гаусса, умноженной на максимальную площадь льда S_{max} за сезон:

$$S_t = S_{max} * e^{\left(-\frac{(t-b)^2}{2c^2}\right)}, \quad (7)$$

где S_t – ледовитость на произвольную дату t , b – интервал времени сезонного хода ледовитости, c – время наступления максимума ледовитости.

Основные параметры функции заранее неизвестны. На фазе развития кривую ледовитости можно описать экспоненциальной функцией (рис. 1.17):

$$S_t = S_{t_0} e^{\alpha(t-t_0)}, \quad (8)$$

где S_t – ледовитость на произвольную дату t , S_{t_0} – ледовитость на начало сезона, α – степенная функция вида $\alpha = btc$, коэффициенты b и c которой подбираются путём

вычисления уравнения степенного тренда, аппроксимирующего кривую ледовитости на фазе развития по двум и более имеющимся значениям площади льда на начальные даты ледообразования.

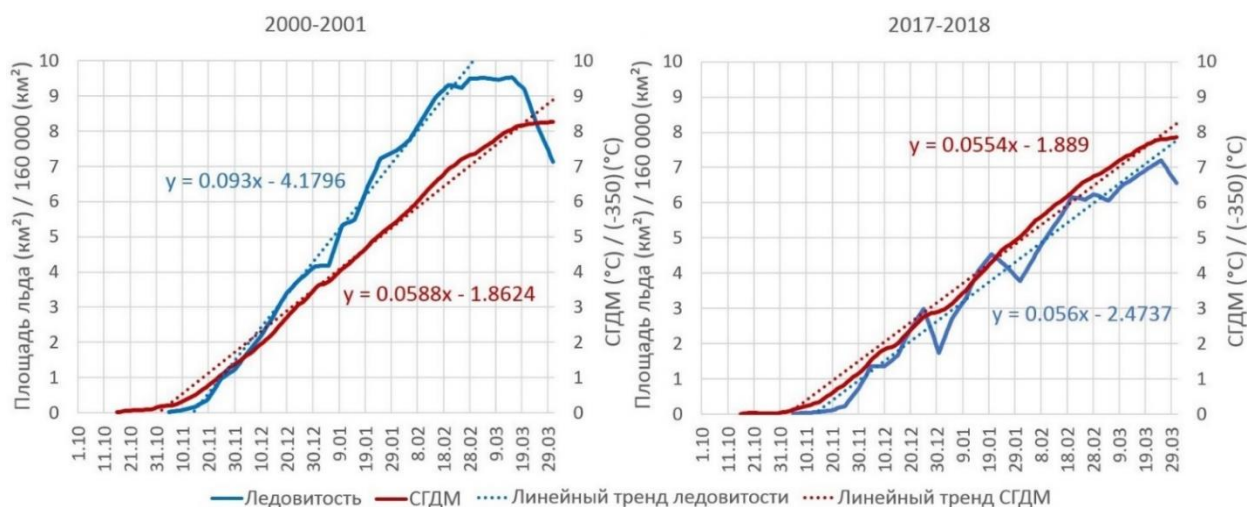


Рис. 1.15. Графики приведённых ледовитости и СГДМ на фазе развития ледяного покрова, линейные тренды и их уравнения

Функция (8) является идеальной моделью, но на практике на фоне общего роста кривой наблюдаются кратковременные снижения ледовитости ΔS , с дальнейшим повышением, образуя тонкую структуру в виде S-образности, которая наиболее заметна в мягкие типы зим. Величина ΔS варьируется от 2 до 7 % общей площади Охотского моря (см. рис. 1.16).



Рис. 1.16. График сезонного хода ледовитости Охотского моря (2000/01 гг.) и функция «колокол»

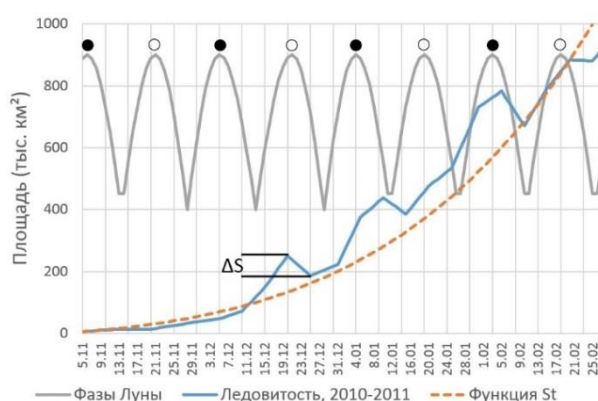


Рис. 1.17. Кривая фактической ледовитости и функции St сезона 2010/11 гг.

Причиной появления тонкой структуры является циклоническая деятельность, обуславливающая воздействие на ледяной покров сильных ветров восточных румбов. Следствием такого воздействия является разрушение, торошение, повышение сплоченности льда, что кратно уменьшает площадь ледяного покрова в зоне влияния циклона. Изменения

направления ветра хорошо согласуются со сменой фаз Луны, обуславливающих формирование барических образований [Тимофеев, 1968].

Это явление необходимо учитывать при разработке прогностического правила, так как появление тонкой структуры резко занижает общий ход среднемесячного значения площади льда (при этом повышает сплоченность льда, практически не изменяя его объёма). Пример совпадения дат резкого уменьшения площади ледяного покрова с фазами сизигии (20.12.2010 - 25.12.2010, 10.01.2011 - 15.01.2011, 05.02.2011 - 10.02.2011) приведён на рисунке 1.17.

По местоположению тонкой структуры (см. рис. 1.17) и общему ходу ледовитости выявлены сезоны-аналоги со схожей динамикой развития ледовых условий, обусловленных влиянием Луны на земную атмосферу. Один из наиболее существенных многолетних периодов имеет длительность 18,61 года и связан с движением узловых точек лунной орбиты, описывающих полную окружность. В основу разработки долгосрочного прогностического правила легли все вышеперечисленные факторы и в качестве опорной кривой, описывающей сезонный ход ледовитости, выбирается 19-летний сезон-аналог, а также ряд других сезонов с близкой периодикой смены лунных фаз.

В таблице 1.1 приведены сезоны-аналоги для 2018/19 г., при этом тонкая структура каждого из них смещена относительно рассматриваемого сезона в соответствии со смещением фаз Луны.

	1981	1989	1992	2000	2008	2011	2019
...	...	...	...	...	...	...	...
5.12						●	
6.12			●				
7.12	●			●			●
8.12							
9.12		●		●			
...	...	...	...	...	...	...	...
21.12	○		○			○	
22.12				○			○
23.12		○			○		
...	...	...	...	...	...	...	...

новолуния - ●, полнолуния - ○

Таблица 1.1. Пример выбора аналогов сезона 2018/19 гг.

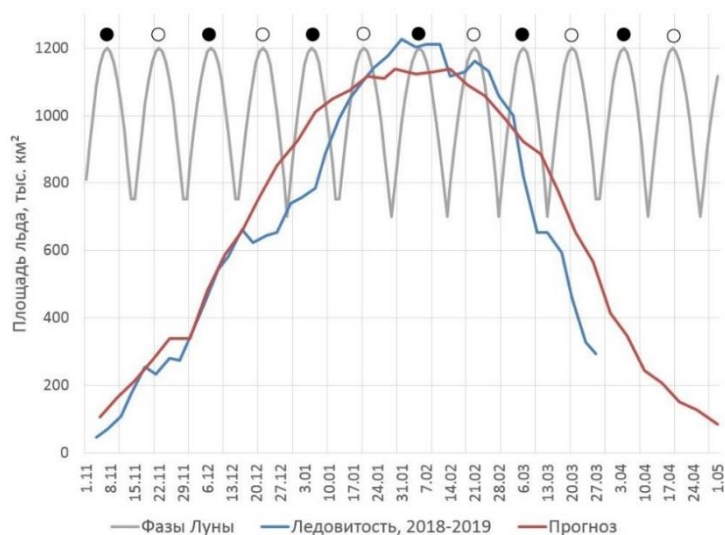


Рис. 1.18. График фактической и прогнозной ледовитости сезона 2018/19 гг.

Для расчёта ледовитости на конкретную дату S_i производили вычисления среднего значения посуточной ледовитости с учётом нормировки путём деления её на величину значения линейного тренда H_j многолетнего ряда спутниковых наблюдений за ледовитостью для каждого j -го сезона-аналога [Пищальник и др., 2016] и с учётом смещения на каждую

дату с последующим умножением на значение линейного тренда HS , соответствующего прогнозируемому сезону:

$$S_i = \frac{\sum_{j=1}^n \frac{S_{\text{смещ.ан.}ji}}{H_j}}{n} * H_S, \quad (9)$$

где, $S_{\text{смещ.ан.}ji}$ – смещённое значение ледовитости года аналога, в соответствии со смещением дат наступления фаз Луны сезона-аналога относительно прогнозируемого сезона, i – дата, j номер сезона-аналога, n – количество сезонов-аналогов.

На рисунке 1.18 приведён пример графиков фактической и прогнозной ледовитости сезона 2018/19 гг. В предложенное прогностическое правило необходимо вводить дополнительные предикторы, такие как колебания температуры воды и осадки, с одной стороны являющиеся центрами кристаллизации, а с другой в значительной мере влияющие на тепловой баланс.

Таким образом, была выявлена зависимость резкого уменьшения площади ледяного покрова на фазе роста ледовитости Охотского моря и циклонической деятельностью, которая тесно связана со сменами фаз Луны. Наиболее отчётливо данное явление проявляется в мягкие типы зим периода глобального потепления. Разработан вариант прогностического правила для прогноза внутрисезонного хода ледовитости Охотского моря с учётом лунных циклов.

Список литературы к главе 1

1. **Гараевская Л.С.**, Малюсова Н.В. Практическое пособие по картографии. – М., Недра, 1976. – 302 с.
2. **Границы океанов и морей.** № 9031. – СПб.: ГУНиО МО, 2000. – С. 127–137.
3. **Даркин Д.В.**, Митник Л.М., Митник М.Л. Спектры коэффициентов излучения молодого льда в микроволновом диапазоне по данным измерений со спутника AQUA (на примере Охотского и Японского морей) // Исследование Земли из космоса. 2008. №1. С.3-14.
4. **Минервин И.Г.** Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН, 2015. – Т. 85. – № 1. – С. 24-32.
5. **Митник Л.М.**, Митник М.Л., Заболотских Е.В. Спутник Японии GCOM-W1: моделирование, калибровка и первые результаты восстановления параметров океана и атмосферы// Современные проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 135–141.
6. **Носенко О.А.**, Долгих Н.А., Носенко Г.А. Снежный покров центра Европейской части России по данным AMSR-E и SSM/I // Современные проблемы дистанционного

зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Сборник научных статей. М.: ООО "Азбука-2000", 2006. Том I. С.296-301

7. **Пищальник В.М.**, Романюк В.А., Минервин И.Г., Батухтина А.А. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 гг. // Изв. ТИНРО. – 2016. – Т. 185. – С. 228–239.

8. **Романюк В.А.**, Пищальник В.М., Бобков А.О., Минервин И.Г. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЕД» // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. Владивосток: Дальнаука, 2015. С. 556-561.

9. **Шумилов И.В.**, Минервин И.Г., Пищальник В.М., Терентьев Н.С. Разработка программного модуля для вычисления кромок ледяного покрова по данным дистанционного зондирования Земли // ИнтерКарто/ИнтерГИС. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий: Материалы Междунар. конф. – Т. 24, ч. 2. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. – С. 171-177.

10. **WMO** Sea-Ice Nomenclature. – Geneva. – 1970. – WMO # 259. – TP. 145. – P. 1. – E-3–E-8.

11. **Режим доступа:** www.unidata.ucar.edu – официальный сайт Unidata.

12. **Режим доступа:** www.scanex.ru – официальный сайт Scanex

13. **Режим доступа:** www.postgresql.org - официальный сайт PostgreSQL

Глава 2. Особенности ледовых условий в различных регионах охотского моря в зимнем сезоне 2018/19 гг.

В настоящее время на шельфе Охотского моря продолжается интенсивное освоение ресурсной базы нефтяных углеводородов, что обуславливает быстрые темпы роста объёмов морских грузоперевозок в зимнее время. Безопасность плавания судов в ледовых условиях и соблюдение ими жестких графиков движения для обеспечения бесперебойной работы морских нефтегазодобывающих платформ и транспорта углеводородов имеют большое значение. ООО «РН-СахалинНИПИморнефть» совместно с лабораторией дистанционного зондирования Земли Сахалинского государственного университета решают задачи обеспечения оперативной и прогностической ледовой информацией с целью повышения безопасности выполнения морских операций. В данной главе рассмотрены особенности развития ледовых процессов в Охотском море в зимнем сезоне 2018/19 гг.

2.1. Материалы и методы исследований

Информационной основой настоящего исследования являлись оперативные карты состояния ледяного покрова Охотского моря с пентадной (один раз в пять дней) дискретностью, доступные на сайте Японского метеорологического агентства (JMA). Площадь льда рассчитывалась с помощью программного комплекса «ЛЁД» [Минервин и др., 2015, Свидетельство..., 20150, в границах Охотского моря, определённых ГУНиО [Границы морей..., 20000, а также в границах ледовых регионов, согласно ледово-географическому районированию Охотского моря [Минервин и др., 2015в]. Для корректного проведения сравнительного анализа вычислялась ледовитость в виде отношений площадей, занятых льдом, к площади отдельно взятого региона [Минервин и др., 2015в] и Охотского моря в целом. Эти данные представлены в процентах. Сезонные значения ледовитости рассчитывались как средние за период с декабря по май.

Типизация зим по суровости ледовых условий производилась по количественному критерию 0,8 б, предложенному В.А. Спичкиным (1987): экстремально суровый тип (ЭС) ($ЭС \geq 1.2$ б), суровый тип (С) ($+0.4 \text{ б} \leq +С < +1.2 \text{ б}$), умеренный тип (У) ($-0.4 \text{ б} < У < +0.4 \text{ б}$), мягкий тип (М) ($-1.2 \text{ б} < М \leq -0.4 \text{ б}$) и экстремально мягкий тип (ЭМ) ($ЭМ \leq -1.2 \text{ б}$).

Для анализа изменчивости временного ряда рассчитывались аномалии ледовитости, вычисленные относительно стандартной климатической нормы 1981–2010 гг. [Отчёт..., 2017]. Анализ многолетнего хода аномалий ледовитости осуществлялся с помощью метода интегральных кривых, которые рассчитывались путем последовательного алгебраического суммирования их величин [Гирс, Кондратович, 1978].

2.2. Результаты и их обсуждение

Межгодовая изменчивость ледовитости Охотского моря за период с 1882 по 2015 гг. подробно описана в работе [Пищальник и др., 2016]. Анализ данных, полученных за последние четыре ледовых сезона, позволил дополнить ряд межгодовой изменчивости средних за сезон значений ледовитости Охотского моря (рис. 2.1).

Как видно на графике, с 2016 по 2019 г. отмечается локальный тренд увеличения средних за сезон значений ледовитости, что подтверждает предположение, сделанное на основе результатов расчётов, выполненных методом последовательных спектров [Пищальник и др., 2011], согласно которым до 2022 г. должна формироваться положительная тенденция увеличения площади ледяного покрова Охотского моря. Стоит отметить, что в настоящее время определение тенденции на концевом участке кривой не может являться корректным. Скорость сокращения ледовитости за период с 1979 по 2019 г. составляет 4.1% / 10 лет, что на 0.6% ниже, чем аналогичный показатель для периода с 1979 по 2015 г. Скорость сокращения ледовитости с 1882 по 2019 г. увеличилась относительно периода 1882-2015 гг. на 0.1% и в настоящее время составляет 1.4 %/ 10 лет [Пищальник и др., 2016].

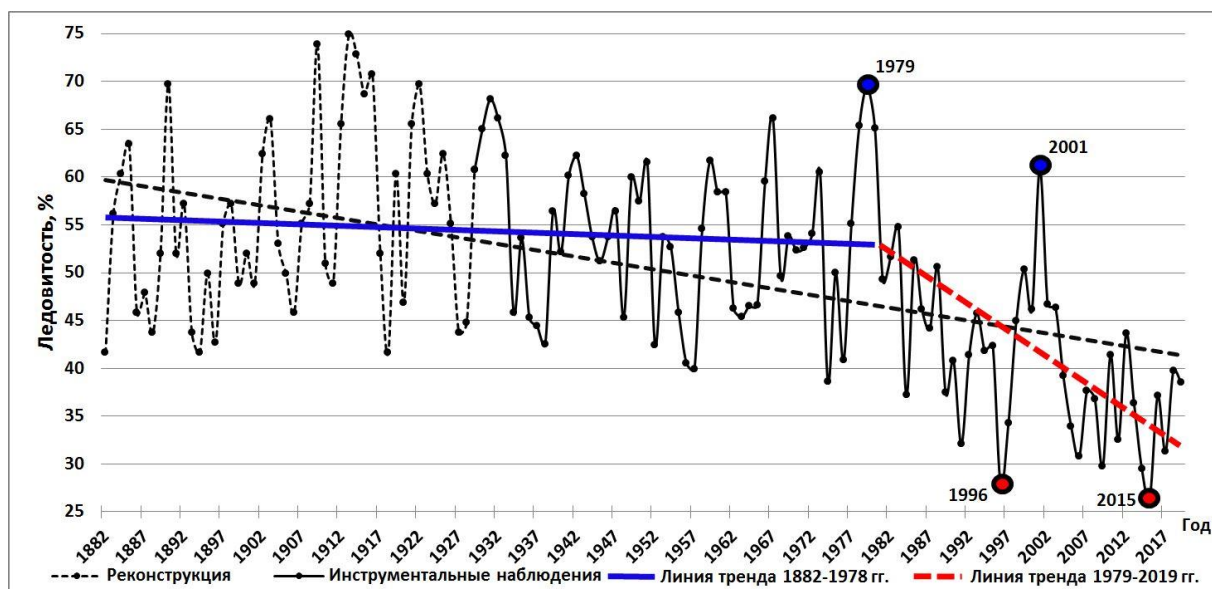


Рис. 2.1 Межгодовая изменчивость средних за сезон значений ледовитости Охотского моря и линейные тренды для различных периодов времени

2.3. Внутрисезонная изменчивость ледовитости в районах первого иерархического уровня Охотского моря

Для удобства сравнительного анализа помимо графиков сезонного хода ледовитости Охотского моря и его отдельных регионов в зимний сезон 2018/19 гг., показаны её колебания в экстремально суровую зиму 1979 г. и экстремально мягкую 2015 г. (рис. 2.2 слева), а также усреднённый годовой ход ледовитости за период 1981-2010 гг. (рис. 2.2 справа).

Анализ кривой изменчивости ледовитости для Охотского моря в целом в сезоне 2018/19 гг. позволяет заключить, что на стадии развития ледяного покрова (с начала декабря до середины февраля), развитие ледовых процессов происходило ниже нормы в среднем на 5% (рис. 2.2 справа). Максимальное отрицательное значение аномалии составляло 9%. С середины февраля до начала апреля ледовитость Охотского моря была выше нормы в среднем на 6% (максимальная положительная аномалия достигала значения 8%). На стадии максимального развития площадь морского льда колебалась на уровне 70-75%, а абсолютный максимум – 76.2% – был зафиксирован 10 марта. С 5 апреля и до окончания ледового сезона преобладали отрицательные аномалии ледовитости с минимальным значением -14.7%, которое наблюдались 25 апреля. Стоит отметить, что скорость сокращения площади ледяного покрова на стадии его разрушения достигала 5.5% за пентаду, при среднемноголетнем показателе равном 3,8% за пентаду. Тип зимы для всего Охотского моря в ледовом сезоне 2018/19 гг. классифицируется, как умеренный.

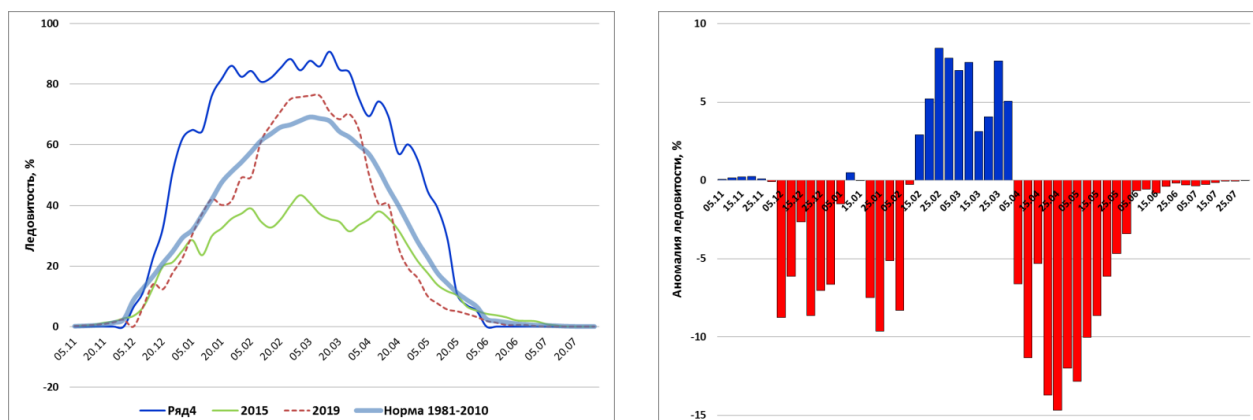


Рис. 2.2 Внутрисезонная изменчивость ледовитости (слева) Охотского моря и её аномалии (справа), вычисленные относительно стандартной климатической нормы 1981-2010 гг.

2.4. Внутрисезонная изменчивость ледовитости северо-западного региона Охотского моря

К особенностям северо-западного региона Охотского моря можно отнести процесс непрерывного образования полыньи вдоль всего северного побережья региона на фазе активного ледообразования (рис. 2.3). Это происходит вследствие равномерного поступления холодного воздуха из районов, прилегающих к Полюсу холода. Также, во время активности зимнего муссона, дрейф льда осуществляется преимущественно в южном и юго-восточном направлениях [Минервин и др., 2015в].

На рисунке 2.4 показана внутрисезонная изменчивость ледовитости (слева) северо-западного региона и её аномалии относительно климатической нормы 1981-2010 гг. (справа). Первое появление морского льда в СЗ регионе моря отмечено в 20-х числах ноября в Удской губе, Тугурском и Ульбанском заливах (табл. 2.1).

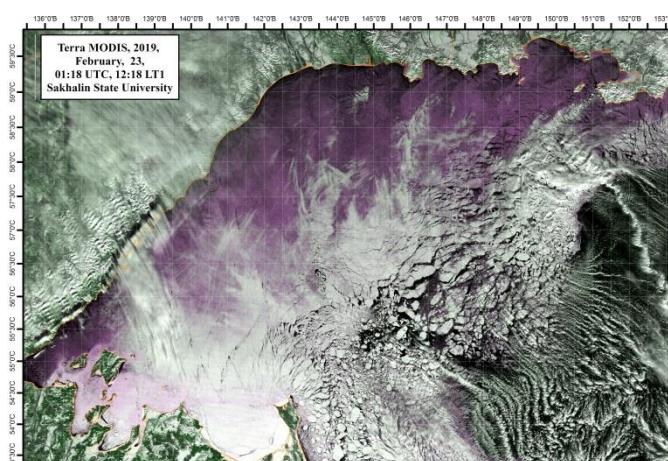


Рис. 2.3 Квасистационарная обширная прибрежная полынья в северо-западном регионе Охотского моря

Таблица 2.1

Даты основных ледовых фаз в зимнем сезоне 2018/19 гг. для районов первого иерархического уровня Охотского моря

Регион	Первое появление льда	Максимальное развитие	Полное очищение ото льда	Тип зимы
Северо-западный	20 ноября	5 марта	5 июля	Мягкий
Северо-восточный	31 октября	10 марта	10 июня	Мягкий
Южный	10 декабря	20 февраля	15 мая	Умеренный

4 декабря над северной частью Охотского моря сформировался циклон, воздействие которого привело к полному разрушению образовавшегося ледяного покрова к 5 декабря. После прохождения циклона процесс ледообразования продолжился и к 15 декабря СЗ регион заполнился льдом на 30%, что ниже нормы на 10%. В середине декабря очередной циклон, зародившийся над северной частью моря, вызвал ветра восточных румбов со скоростью до 20 м/с, которые к 20 декабря уменьшили ледовитость до 25%. Далее площадь морского льда продолжила расти, выйдя к 10 января на уровень климатической нормы. 15 января над акваторией Японского моря образовалась область пониженного давления, которая уже к 16 числу сместилась в северную, а затем и в центральную части моря. Таким образом, на несколько дней был нарушен процесс поступления холодных воздушных масс из района Полюса холода в СЗ регион моря и, в совокупности с сильными восточными ветрами, процесс активной генерации льда замедлился, а ледовитость региона снизилась с 75% до 60%, что на 25% ниже нормы. В целом с 5 декабря по 5 февраля в СЗ регионе Охотского моря преобладали отрицательные аномалии ледовитости с максимальным значением -23.7% (25 января).

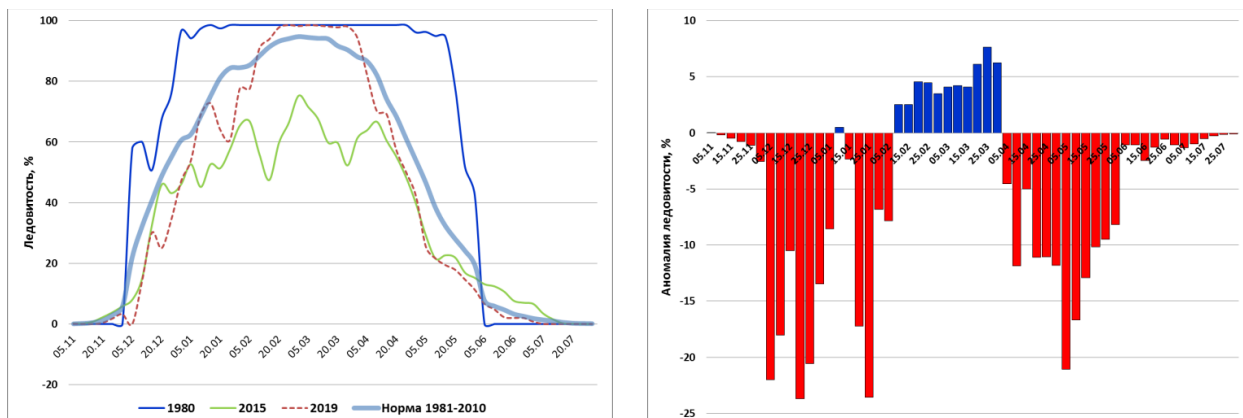


Рис. 2.4 Внутрисезонная изменчивость ледовитости (слева) северо-западного региона Охотского моря и её аномалии (справа) относительно климатической нормы 1981-2010 гг.

С середины февраля по 31 марта СЗ регион был заполнен льдом более чем на 90%. Максимальное значение ледовитости зафиксировано 5 марта и составило 98.5%, что на 4% выше климатической нормы. Начиная с 31 марта ледовитость региона начала сокращаться; с 5 апреля до конца ледового сезона отмечены только отрицательные аномалии ледовитости с максимальным значением -21% (5 мая). Полное очищение СЗ региона ото льда зафиксировано 5 июля. Тип зимы по суровости ледовых условий в сезоне 2018/19 гг. классифицируется как мягкий (см. табл. 2.1).

2.5. Внутрисезонная изменчивость ледовитости северо-восточного региона Охотского моря

Отличительной особенностью северо-восточного региона Охотского моря является то, что из-за удаленности от Полюса холода северного полушария, более частые загоны воздушных масс из Арктики, температура которых на 5-10 °С выше, чем из континентальных районов Магаданской области, и регулярные загоны тепла из Берингова моря, делают этот регион более теплым по сравнению с северо-западным (рисунок 2.5). Дрейф льда в северо-восточном регионе осуществляется преимущественно в юго-западном направлении [Минервин и др., 2015в].

На рисунке 2.6 показана внутрисезонная изменчивость ледовитости (слева) северо-западного региона и её аномалии относительно климатической нормы 1981-2010 гг. (справа). Первое появление льда в СВ регионе отмечено в конце октября в северной части Пенжинской губы (см. табл. 2.1). На протяжении ноября ледовитость региона развивалась в пределах нормы. В начале декабря, площадь морского льда СВ региона снизилась до нуля. Далее, вплоть до 15 января, ледовитость региона увеличивалась в пределах климатической нормы, после чего из-за циклона процесс активного ледообразования замедлился.

С 10 января по 20 февраля фиксировались отрицательные аномалии ледовитости. На фазе максимального развития – с конца февраля по конец марта ледовитость региона была выше нормы в среднем на 5%, а максимум площади ледяного покрова отмечен 10 марта с ледовитостью 72%, что выше нормы на 7% (см. табл. 2.1).

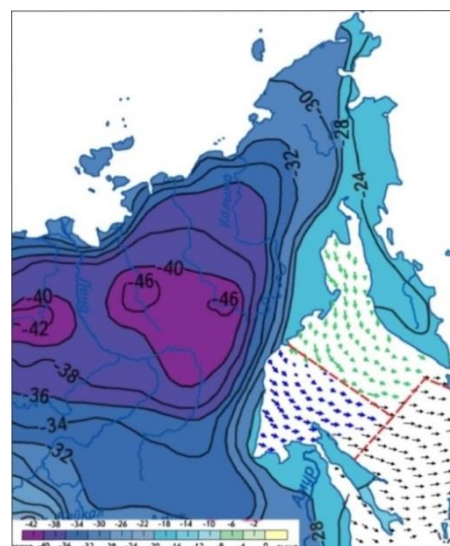


Рис. 2.5 Средняя приземная температура воздуха января и векторы результирующего ветра зимой над Охотским морем

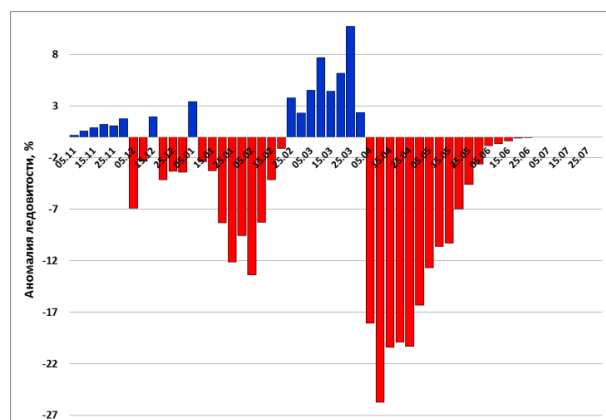
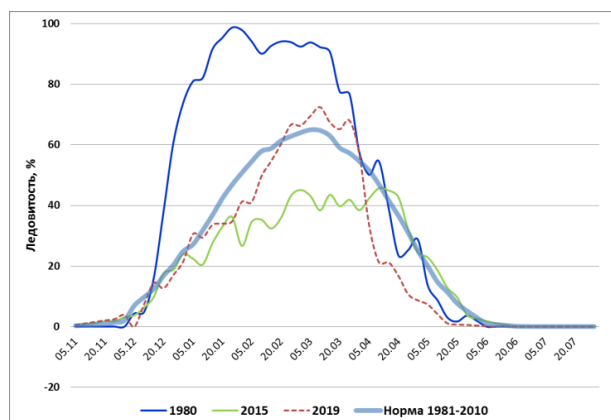


Рис. 2.6 Внутрисезонная изменчивость ледовитости (слева) северо-восточного региона Охотского моря и её аномалии (справа) относительно климатической нормы 1981-2010 гг.

Отличительной особенностью фазы разрушения ледяного массива в зимнем сезоне 2018-2019 гг. является высокая скорость сокращения площади льда. Менее чем за месяц ледовитость региона сократилась почти на 50% (с 68% до 21%). Полное очищение СВ региона ото льда зафиксировано 10 июня (см. табл. 2.1). Тип зимы по суровости ледовых условий в сезоне 2018-2019 классифицируется как умеренный.

2.6. Внутрисезонная изменчивость ледовитости южного региона Охотского моря

Образующийся на фоне зимнего муссона ледяной покров в северных районах Охотского моря под воздействием доминирующих ветров дрейфует в юго-восточном и юго-западном направлениях. При этом толщина льда постоянно увеличивается, вследствие чего в южном регионе моря на фазе максимального развития ледовитости концентрируется морской лёд, толщиной более 1 метра (рис. 2.7).

В свою очередь конфигурация островов, формирующая западную, южную и восточную границы Охотского моря, создает естественную ловушку для льда, постоянно дрейфующего из северной части моря. В южном регионе моря ледяной массив формируется с января по март и на определенной стадии его заполнения лед начинает выдавливаться через проливы в Японское море и в Тихий океан [Отчёт..., 2017; Пищальник и др., 2017].

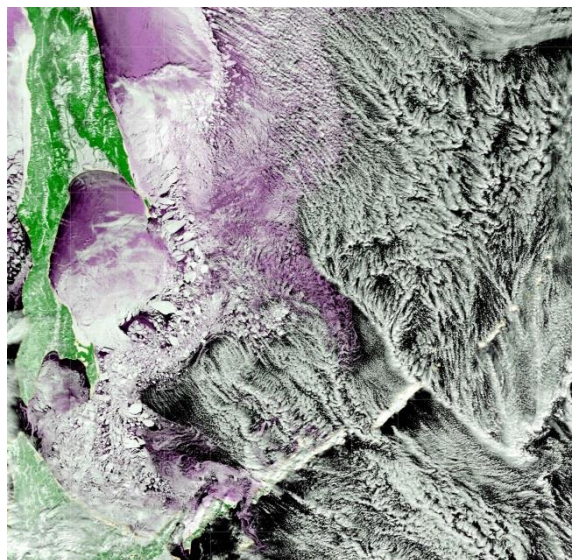


Рис. 2.7 Спутниковый снимок Terra-MODIS южного региона Охотского моря (13 февраля 2019 г.)

На рисунке 2.8 показана внутрисезонная изменчивость ледовитости (слева) северо-западного региона и её аномалии относительно климатической нормы 1981-2010 гг. (справа). Первое появление льда в южном регионе отмечено 10 декабря в прибрежной зоне восточного Сахалина (см. табл. 2.1). До начала января ледовитость региона развивалась в пределах климатической нормы.

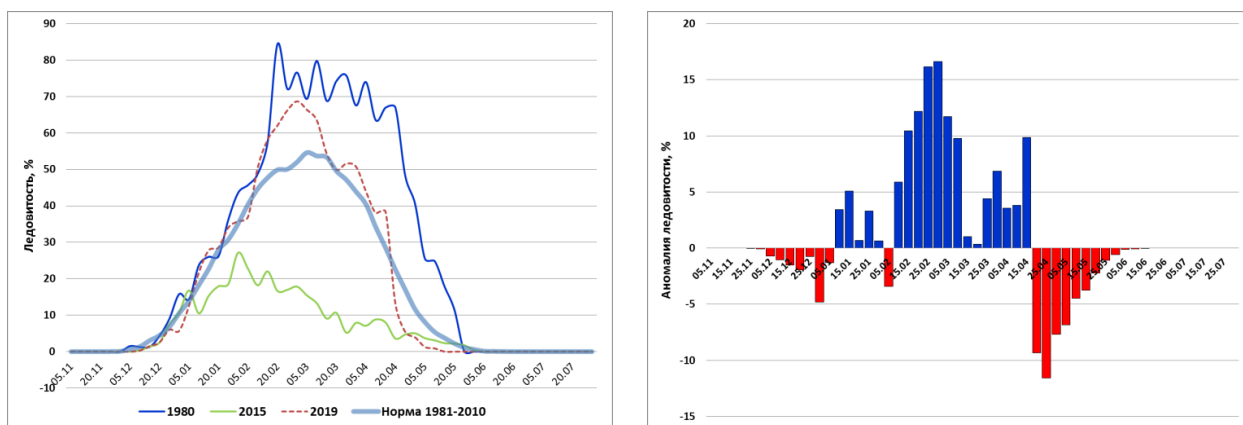


Рис. 2.8 Внутрисезонная изменчивость ледовитости (слева) южного региона Охотского моря и её аномалии (справа) относительно климатической нормы 1981-2010 гг.

С 10 января до середины апреля ледовитость южного региона была выше нормы с максимальными значениями аномалий ледовитости до 16%. В отдельные временные отрезки

(15 и 28 февраля) значение ледовитости было на уровне зимы 1979/80 гг. Достигнув 28 февраля своего абсолютного максимума в сезоне 2018/19 гг. со значением 68%, ледовитость начала снижаться. Полное очищение южного региона ото льда зафиксировано 15 мая (см. табл. 2.1), а тип зимы по суровости ледовых условий в сезоне 2018/19 гг. классифицируется как умеренный.

Выводы к главе 2

1. Анализ типов зим по суровости ледовых условий в Охотском море позволил определить, что ледовый сезон 2018/19 гг. классифицируется как умеренная зима со средним за сезон значением ледовитости 38%.

2. Анализ внутрисезонных аномалий ледовитости, вычисленных относительно периода с 1881 по 2010 гг., позволил заключить, что:

- в Охотском море в целом, северо-западном и северо-восточном регионах на стадии развития и разрушения ледяного массива отмечено преобладание отрицательных аномалий ледовитости, в то время как на стадии максимального развития – положительных;

- в южном регионе положительные аномалии ледовитости преобладали более продолжительное время (с 10 января по 15 февраля), что связано с малым количеством циклонов, проходивших через этот регион.

3. Первое появление льда в ледовом сезоне 2018/19 гг. отмечено 31 октября в северо-восточном регионе Охотского моря (в северной части Пенжинской губы), самое позднее – в южном регионе (10 декабря). Самое позднее очищение ото льда в зимнем сезоне 2018-2019 гг. произошло 5 июля в северо-западном регионе (Ульбанский залив). Таким образом, продолжительность ледового сезона составила 248 сут. (± 2.5 сут.), т.е. на ~11 сут. больше, чем в предыдущем году [Отчёт..., 2019].

4. Максимальное значение площади ледяного покрова в Охотском море (72%) зафиксировано 10 марта. Самый ранний сезонный максимум отмечен 20 февраля в южном регионе, самый поздний 10 марта в северо-восточном регионе.

Список литературы к главе 2

1. **Гирс А.А.**, Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды: учеб. пособие. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 344 с.
2. **Границы океанов и морей.** № 9031. – СПб.: ГУНиО МО, 2000. – С. 127–137.
3. **Минервин И.Г.**, Романюк В.А., Пищальник В.М. и др. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН, 2015в. – Т. 85. – № 1. – С. 24-32.
4. **Минервин И.Г.**, Пищальник В.М., Бобков А.О. и др. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЕД» // Физика геосфер: 1X-й Всероссийский симпозиум, 31

августа - 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015б. – С. 556-561.

5. **Отчёт о НИР.** Исследование особенностей ледового режима Охотского и Японского морей с применением ГИС-технологий (промежуточный) / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Номер государственного учёта НИОКТР ААА-Б17-117042810046-6, 28.04.2017.

6. **Отчёт о НИР.** Исследование особенностей ледового режима Охотского и Японского морей с применением ГИС-технологий (промежуточный, 2018 г.) / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Номер государственного учёта НИОКТР ААА-Б17-117042810046-6, 28.04.2017. Номер государственного учёта отчёта: ААА-Б19-219013190008-4, 31.01.2019.

7. **Пищальник В.М.,** Романюк В.А., Минервин И.Г. и др. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. // Известия ТИНРО. 2016. Т. 185. – С. 228–239.

8. **Пищальник В.М.,** Минервин И.Г., Романюк В.А. Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления // Вестник РАН, 2017. – Т. 87. – № 5. – С. 429-440. DOI: 10.7868/S0869587317050024.

9. **Пищальник В.М.,** Иванов В.В., Трусков П.А. Прогноз вариаций площади ледяного покрова Охотского моря методом последовательных спектров // Известия ТИНРО. 2011. Т. 165. – С. 158–171.

10. **Свидетельство** о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ (ПК «ЛЁД»). Авторы: Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Дата гос. регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.

11. **Спичкин В.А.** Определение критерия крупной аномалии // Тр. ААНИИ, 1987. – Т. 402. – С. 15-20.

12. **Japan Meteorological Agency.** Японское метеорологическое агентство [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.data.jma.go.jp>.

13. **World Meteorological Organization** [Электронный ресурс] – Режим доступа: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=4168.

Глава 3. Анализ изменчивости ледовитости Татарского пролива в современный период потепления с 1979 по 2019 гг.

3.1. Характер изменчивости ледовитости Татарского пролива по данным дистанционного зондирования Земли

В зимний период, помимо погодных условий, на безопасность выполнения морских операций в Татарском проливе влияет наличие ледяного покрова. Условия формирования льда в Японском море, расположенном на границе между материком и Тихим океаном, определяет макрорельеф берегов, создающий эффект аэродинамической трубы, специфика атмосферной циркуляции и морские течения.

Согласно исследованиям Л.П. Якунина (2003), основная масса льда Японского моря (90-95%) генерируется в Татарском проливе. Ледовый сезон длится с декабря по апрель, и только в отдельные годы небольшие скопления льда сохраняются до начала мая. Небольшая площадь пролива (107,5 тыс. км²), его специфические физико-географические условия обуславливают характерные особенности формирования, трансформации и разрушения ледяного покрова. Преобладание ветров северных румбов над акваторией пролива в период действия зимнего муссона (с декабря по март) обуславливает постоянный дрейф льда в южном и юго-западном направлении, при этом толщина ледяного покрова возрастает по мере его продвижения на юг. Существенное влияние на разрушение льда в юго-восточной части пролива оказывает отепляющее действие Цусимского течения.

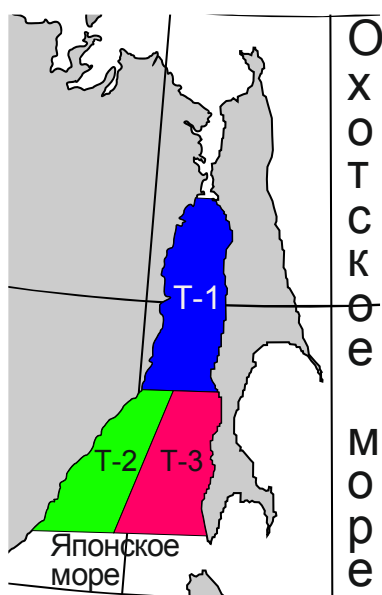


Рис. 3.1 Схема районирования Татарского пролива)

Расчёт ледовитости производился путем усреднения ее среднемесячных значений в ледовый сезон с декабря по апрель как для всей акватории пролива, так и для его ледовых зон (рис. 3.1): северной Т-1 (42.4 км²), юго-западной Т-2 (34.4 км²) и юго-восточной Т-3 (30.7 тыс. км²) [Минервин др., 2015; Пищальник и др., 2015]. В выделенных зонах было зафиксировано общее снижение ледовитости: в северной величина она изменилась на 4%, в юго-западной зоне – на 5 %, а в юго-восточной – менее чем на 1%. Максимальная ледовитость наблюдалась в 1985 г., а самый малоледовитый ледовый сезон (характерной особенностью которого было полное отсутствие ледяного покрова в южной части пролива) отмечался в 1991 г.

Максимум среднемесячных значений ледовитости в

годовом ходе отмечается в феврале (48%). В декабре они достигают 16%, в январе – 42%, в марте – 36%, а в апреле, на стадии окончательного разрушения массива льда ~5%.

Формирование ледяного покрова в проливе начинается с зоны Т-1 и приходится на заключительную декаду ноября. Далее образование льда фиксируется в зоне Т-2 (третья декада декабря) и в последнюю очередь лёд появляется в зоне Т-3 (преимущественно в январе). Окончательное разрушение массива льда происходит в зоне Т-1 в конце апреля – начале мая (табл. 3.1).

Средняя продолжительность ледового сезона в Татарском проливе в современный период потепления составляет 147сут., что на 43 сут. меньше величины, установленной по средним многолетним данным с 1950 по 1992 гг. [Якунин и др., 2003]. Наиболее продолжительный ледовый сезон отмечался в 1999 г. в зоне Т-1 (181 сут.), при этом средняя величина для этой акватории составляет 149 сут. Самый непродолжительный ледовый сезон был зафиксирован в 1996 г. в зоне Т-3 и длился всего 33сут. (среднее значение в этой зоне составляет 80 сут.) (табл. 3.1).

Основной областью генерации льда в проливе является его северная зона (Т-1), которая и отражает общую динамику ледовитости в проливе. Из-за активного разрушения льда в струе Цусимского течения площадь ледяного покрова в зоне Т-3 минимальна (в среднем за период наблюдений 0.9 тыс. км²). По этой причине здесь фиксируются и самые поздние сроки формирования льда, и самые ранние сроки его разрушения. Следовательно, явные различия ледового режима, расположенных на одной широте юго-восточной и северо-западной ледовых зон, обусловлены, прежде всего, значительными различиями их температурного режима [Пищальник и др. 2011, Минервин и др., 2015].

Таблица 3.1.

Фазы развития ледяного покрова и продолжительность ледового сезона в выделенных зонах и в Татарском проливе в целом

Первое появление льда							
	ЭС*	С	У	М	ЭМ	Самое раннее	Самое позднее
Пролив	24.11	23.11	28.11	21.11	30.11	07.11.2016 г.	12.12.1997 г.
Т-1	22.11	24.11	29.11	20.11	30.11	07.11.2016 г.	12.12.1997 г.
Т-2	18.12	29.12	27.12	26.12	–	07.12.2004 г.	17.01.1996 г.
Т-3	26.12	25.12	06.01	20.01	–	13.12.2005 г.	28.02.1996 г.
Продолжительность ледового сезона (сут.)							
	ЭС	С	У	М	ЭМ	Мин	Мак
Пролив	158	157	143	142	134	108 (2002 г.)	181 (1999 г.)
Т-1	166	148	144	143	142	108 (2002 г.)	181 (1999 г.)
Т-2	109	96	90	94	0	69 (1996 г.)	116 (2004 г.)
Т-3	96	100	75	50	0	33 (1996 г.)	123 (2012 г.)
Очищение акватории							
	ЭС	С	У	М	ЭМ	Самое раннее	Самое позднее
Пролив	01.05	04.05	22.04	20.04	13.04	01.03.2002 г.	22.05.1999 г.
Т-1	07.05	27.04	22.04	20.04	21.04	01.03.2002 г.	22.05.1999 г.
Т-2	06.04	04.04	27.03	30.03	–	09.03.1989 г.	18.04.1988 г.

Т-З	01.04	04.04	22.03	11.04	–	10.02.2015 г.	17.04.1981 г.
*) здесь и далее в таблицах и на рисунках типы зим: ЭС – экстремально суровая, С – суровая, У – умеренная, М – мягкая, ЭМ – экстремально мягкая							

Более подробно характер изменчивости ледового режима Татарского пролива обсуждается в работе Еременко и др. (2017).

3.2. К вопросу учёта сплоченности льда при расчёте ледовитости Татарского пролива

Вопрос влияния учета сплоченности льда на результаты расчета площади ледяного покрова Татарского пролива рассматривался в работах [Дорофеева и др., 2017; Отчёт..., 2017]. Анализ расчётных данных позволяет заключить, что углы наклона трендов общей и приведенной ледовитости в пределах точности расчётов остаются одинаковыми. Установлено, что кривые годового хода ледовитости (с учетом и без учета сплоченности) имеют единые по времени экстремумы: максимумы в 1985, 2001 и 2012 гг. и минимумы – в 1991, 1981 и 2015 гг. (рис. 3.2 а).

Вариации средних за сезон значений ледовитости Татарского пролива, вычисленные с учетом и без учёта сплоченности, представлены на рис. 3.2 б. За исследуемый период разность расчётных значений в среднем составляет 4,7%. Максимальные различия наблюдались в 1985 г., когда их величина достигла около 8,5%, а минимальные – в 1981, 1991 и 2006 гг. (~3%). Установлено, что различия данных приведённой и общей сплоченности льда уменьшаются от 8.1% в экстремально суровые зимы до 2.6% в экстремально мягкие.

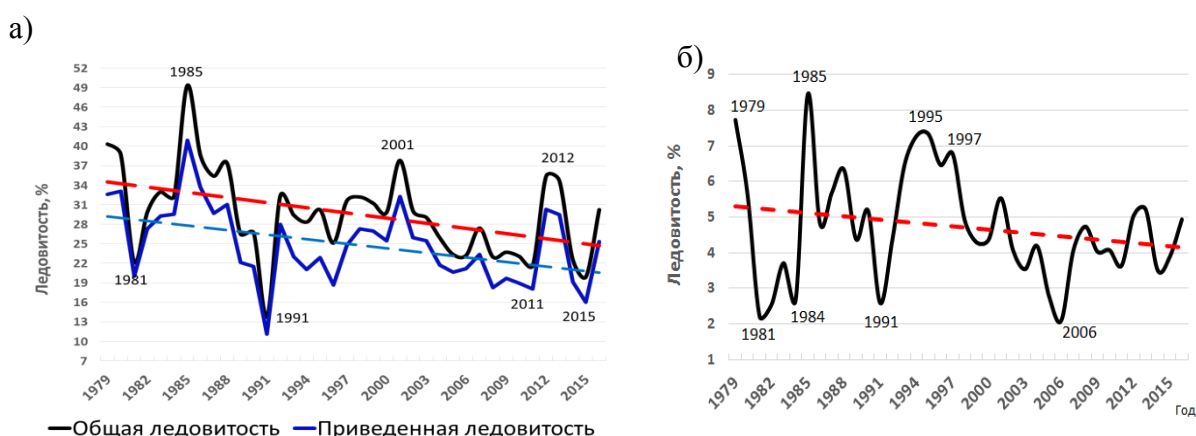


Рис. 3.2 Вариации межгодовой (а, б) разности ледовитости в Татарском проливе, рассчитанные с учетом (а), и без учета (б) сплоченности льда

Таким образом, вычисление площади ледяного покрова в Татарском проливе с учетом сплоченности корректирует ее значение на 4.7%, что находится в пределах точности расчета и не значимо для решения большинства практических задач.

3.3. Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива

Расчет аномалий ледовитости в Татарском проливе выполнен на основе электронной базы многолетних данных по ледовому режиму, сформированной в Научно-исследовательской лаборатории дистанционного зондирования Земли СахГУ и РАН по опубликованным и архивным материалам наблюдений. Период с 1929 по 1960 гг. - это специальные и попутные судовые наблюдения за ледяным покровом. По этим данным на середину каждого месяца в ледовый сезон были построены ледовые карты и рассчитана площадь массива льда [Крындин, 1964]. В период с 1960 по 1992 г. вычисление площади ледяного покрова производилось на основе карт ледовых авиационных разведок [Якунин и др., 2003; Плотников и др., 2010]. В 1971 г. впервые были начаты регулярные спутниковые наблюдения за площадью ледяного покрова, к которым с 1978 г. добавилась опция учета сплоченности льда. Эти наблюдения выполняются в микроволновом диапазоне и не зависят от условий погоды. Построенные на их основе цветокодированные карты-схемы с пентадной (один раз в пять дней) дискретностью размещаются в свободном доступе на сайте ЖМА (<http://www.data.jma.go.jp>). Для обработки этих данных был разработан универсальный инструмент – программный комплекс «ЛЕД», с помощью которого рассчитываются площади ледяного покрова стандартных районов Охотского и Японского морей и в любых районах с произвольно заданными границами [Пищальник и др., 2015, 2016]. Сезонное значение ледовитости рассчитывалось как среднее за период с декабря по апрель.

Для качественной оценки вековых изменений ледовитости с помощью уравнения регрессии, выражающей зависимость площади ледяного покрова Татарского пролива от суммы градусодней мороза на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС), восстановлен ряд средней за сезон ледовитости с 1882 по 1928 гг. [Шумилов и др., 2017].

Сформированный таким образом 137-летний ряд вариаций средней за сезон ледовитости Татарского пролива за период с 1882 по 2018 гг., был обработан интерактивным программным комплексом Mario [Поплавский и др., 1997]: сглажен и методом наименьших квадратов построены кусочно-линейные тренды.

В многолетнем ряду средних за сезон вариаций ледовитости Татарского пролива установлены значимые тренды при уровне доверительной вероятности 95 % с положительной (1920–1944, 1969–1985 и 1994–2001 гг.) и отрицательной (1913–1920, 1944–1969, 1985–1994 и 2001–2009 гг.) динамикой изменчивости, продолжительность которых варьирует от 7 до 25 лет. Крайние линейные тренды не могут быть корректно определены. Величина общего линейного тренда уменьшения ледовитости за 137 лет составляет 8,8 % (рис. 3.3) [Дорофеева и др., 2018].

Изменчивость средних за сезон колебаний ледовитости в Татарском проливе за исследуемый период составляет 42.1 %. Максимальное значение наблюдалось в 1951 г., а минимальное – в 1991 г. соответственно 55.6 и 13.5 %. Скорость уменьшения средней за сезон ледовитости составляет 0.7 % / 10 лет. Эта величина в два раза меньше, чем в Охотском море [Пищальник и др., 2016], Большая стабильность ледовых характеристик (по сравнению с Охотским морем) может быть обусловлена несколькими факторами: несоизмеримыми размерами акваторий, в результате чего они находятся в разных широтных зонах, макрорельефом берегов (создающим эффект аэродинамической трубы) и большей стабильностью гидрологических условий (рис. 3.3, 3.4).

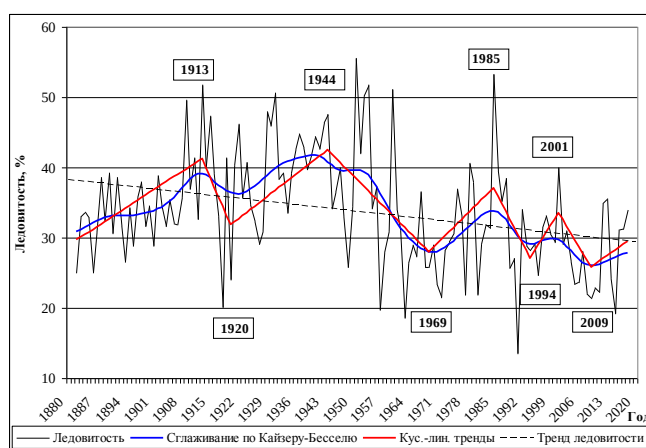


Рис. 3.3. Многолетние вариации средней за сезон ледовитости в Татарском проливе в период с 1882 по 2019 гг. Величина общего линейного тренда уменьшения ледовитости составляет 8,8 %

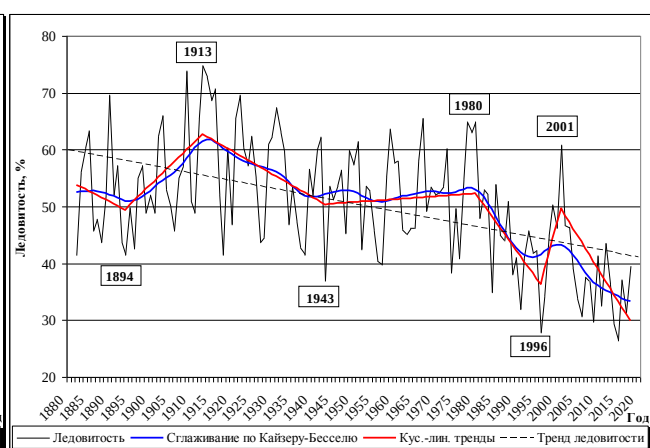


Рис. 3.4. Многолетние вариации средней за сезон ледовитости в Охотском море в период с 1882 по 2019 гг. Величина общего линейного тренда уменьшения ледовитости составляет 16,8 %

Сравнительный анализ долгопериодных колебаний ледовитости Татарского пролива и Охотского моря показал, что по кусочно-линейным трендам они синфазны только на отдельных временных участках: с 1894 по 1920 и с 1985 по 2009 гг. (рис. 3.5) [Пищальник и др., 2016]. Данное заключение подтверждается расчётом коэффициентов корреляции ледовитости в период выполнения регулярных авиационных и спутниковых наблюдений. Так, с 1960 по 1985 г. он составлял 0.44, а в период синфазности (с 1985 по 2019 гг.) – 0.72 (рис. 3.6). Следует отметить четкое совпадение основных экстремумов ледовитости в интервале с 1985 г. по настоящее время [Пищальник и др., 2017]. Важно отметить, что проявление общей тенденции понижения ледовитости в Татарском проливе в современный период потепления началось на пять лет позднее, чем это явление было зафиксировано в Охотском море.

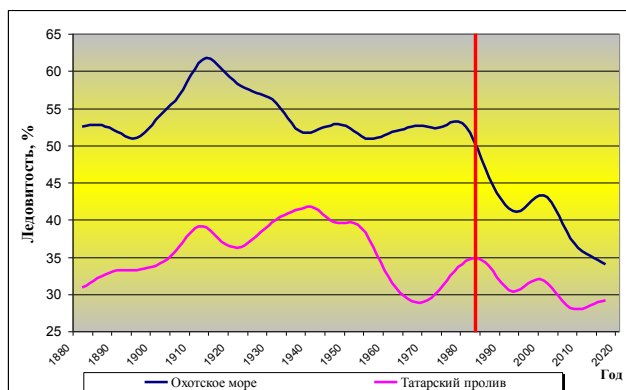


Рис. 3.5 Изменение синхронности колебаний ледовитости Охотского и Японского морей

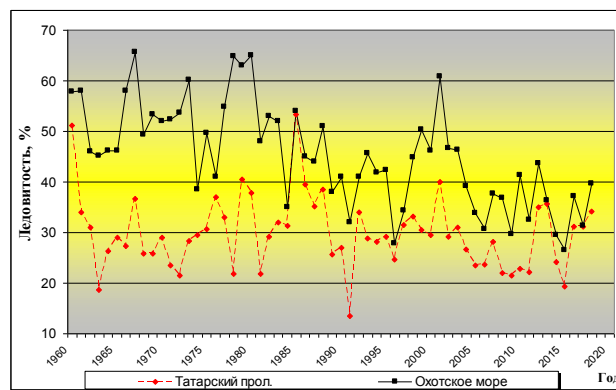


Рис. 3.6 Колебания ледовитости Татарского пролива и Охотского моря в период с 1960 по 2019 г.

Изменения многолетнего хода аномалий ледовитости, которые рассчитывались путем последовательного алгебраического сложения значений аномалий ледовитости, представлены на интегральных кривых (рис. 3.7) [Гирс, Кондратович, 1978]. На рисунках 3.7 (а) и (в) приведены интегральные кривые, вычисленные для Татарского пролива относительно разных климатических норм: стандартной — период 1961–1990 гг. и оперативной — 1981–2010 гг. На этих кривых отчетливо выделяются два этапа: начиная с 1910 г. наблюдается рост с постоянным коэффициентом отношения накопленной аномалии ледовитости к временному интервалу, который достигает максимальных значений к началу 1960-х гг., и далее переходит в квазиизостатидный процесс.

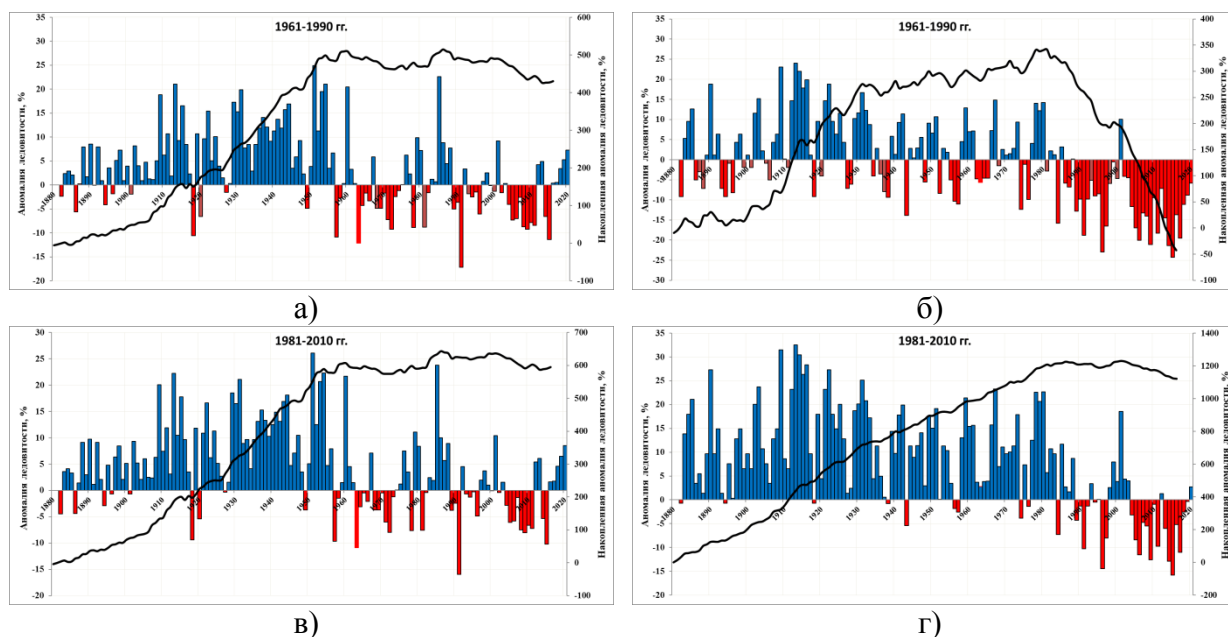


Рис. 3.7. Интегральные кривые аномалий ледовитости в Татарском проливе (слева) и в Охотском море (справа), рассчитанные по основной (1961–1990 гг.) и оперативной (1981–2010 гг.) климатическим нормам

Следовательно, в Татарском проливе отсутствует какая-либо зависимость хода интегральной кривой от выбранной для расчета нормы. В Охотском море использование в вычислениях разных климатических норм даёт совершенно другой результат (рис. 3.7, б, г). Так, интегральную кривую на рис. 3.7 (б), рассчитанную по стандартной норме, которую можно разделить на три характерных этапа. Начиная с 1910 по 1980 гг. наблюдается подъем с различными коэффициентами отношения накопленной аномальной ледовитости к временному интервалу (с 1910 по 1930 гг. значение коэффициента в 1.7 раза выше, чем в период с 1930 по 1980 гг.). Начиная с 1980 г. по настоящее время отмечается резкий спад с коэффициентом, в 1.5 раза превышающим по абсолютной величине коэффициент подъема в интервале с 1910 по 1930 гг. Применяя для расчётов оперативную норму 1981–2010 гг. (рис. 3.7, г), получаем совершенно другой тип интегральной кривой, на которой выделяются только два характерных этапа: равномерный подъем с 1882 до 1990 гг. с переходом в изостадия, продолжающуюся по настоящее время. Данное обстоятельство указывает на существенные различия в процессах ледообразования, происходящих в Охотском и Японском морях, которые обусловлены отмеченными выше физико-географическими факторами.

Для исследуемого ряда в Татарском проливе выполнена типизация зим по величине средних за сезон аномалий значений ледовитости, вычисленных относительно оперативной климатической нормы 1981–2010 гг.. Оценка типизация зим количественно производилась по критерию 0.8σ (σ — среднеквадратичное отклонение), предложенному В.А. Спичкиным (1987): очень крупная положительная аномалия ($+OKP \geq 1,2 \sigma$), крупная положительная аномалия ($+0,4 \sigma \leq +KP < +1,2 \sigma$), около нормы ($-0,4 \sigma < H < +0,4 \sigma$), отрицательная крупная аномалия ($-1,2 \sigma < -KP \leq -0,4 \sigma$) и отрицательная очень крупная аномалия ($-OKP \leq -1,2 \sigma$).

За весь исследуемый период в целом аномалии ледовитости в Татарском проливе представлены следующим образом: $+OKP$ – 12 %, $+KP$ – 20, H – 35, $-KP$ – 22 и $-OKP$ – 11 %, что вполне соответствует нормальному распределению Гаусса (рис. 3.8). Повторяемость положительных и отрицательных аномалий различается незначительно. Следовательно, частота появления аномалий различных знаков не зависит от направленности тенденции изменения ледовитости. В отличие от Охотского моря, в котором отрицательные очень крупные аномалии как самостоятельный тип начали проявляться только в 1990-х годах [Пищальник и др., 2016], в Татарском проливе они равномерно распределены по всему ряду, что еще раз подтверждает наличие существенных различий генезиса льдообразования в сравниваемых акваториях.

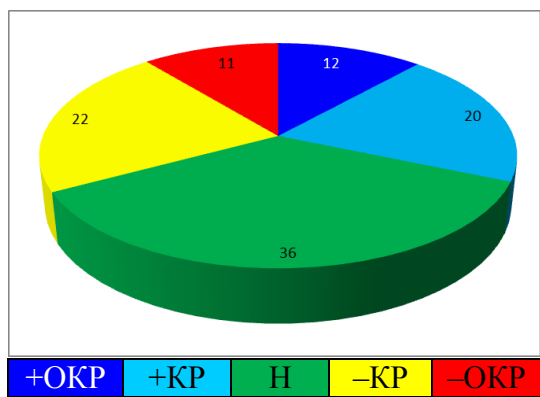


Рис. 3.8. Повторяемость среднегодовых аномалий ледовитости в Татарском проливе с 1882 по 2018 гг.

Результаты анализа вариаций ледовитости в Татарском проливе и Охотском море, а также анализ литературных источников [Ким, 2005; Болгов и др., 2016], позволяют сделать заключение, что влияние Амура на формирование ледового режима Татарского пролива более значимо, чем предполагалось ранее. Причиной изменения характера долгопериодных колебаний ледовитости пролива может быть обусловлено зарегулированность стока р.

Амур.

Река Амур входит в десятку крупнейших рек мира, занимает третье место по длине и четвертое по площади водосбора и водности в Сибири. Известно, что строительство гидроэлектростанций (ГЭС) оказывает существенное влияние на водный режим и внутригодовое распределение стока. Так, после начала эксплуатации Зейской ГЭС в середине 1970-х гг. годовая амплитуда колебаний уровня воды у с. Богородского снизилась на 0.6 м [Ким, 2005]. В 2011 г. введена на полную мощность, входящая в десятку крупнейших в Российской Федерации Бурейская ГЭС (заполнение водохранилища было осуществлено в 2003 г.), а в 2017 г. – Нижне-Бурейская ГЭС. Следовательно, зарегулированность стока Амура в последние десятилетия существенно повысилась.

В работах В.М. Пищальника, А.О. Бобкова (2000) и В.М. Пищальника с соавторами (2003) на основе моделирования сезонных вариаций океанографических параметров и циркуляции вод на сахалинском шельфе был предложен механизм блокирования теплых и распресненных вод в Сахалинском заливе в период осенней интенсификации Восточно-Сахалинского течения. Результатом блокирования является перераспределение стока амурских вод в акваторию Татарского пролива, что приводит к распреснению поверхностного слоя вод вплоть до 48° с.ш. (рис. 3.9).

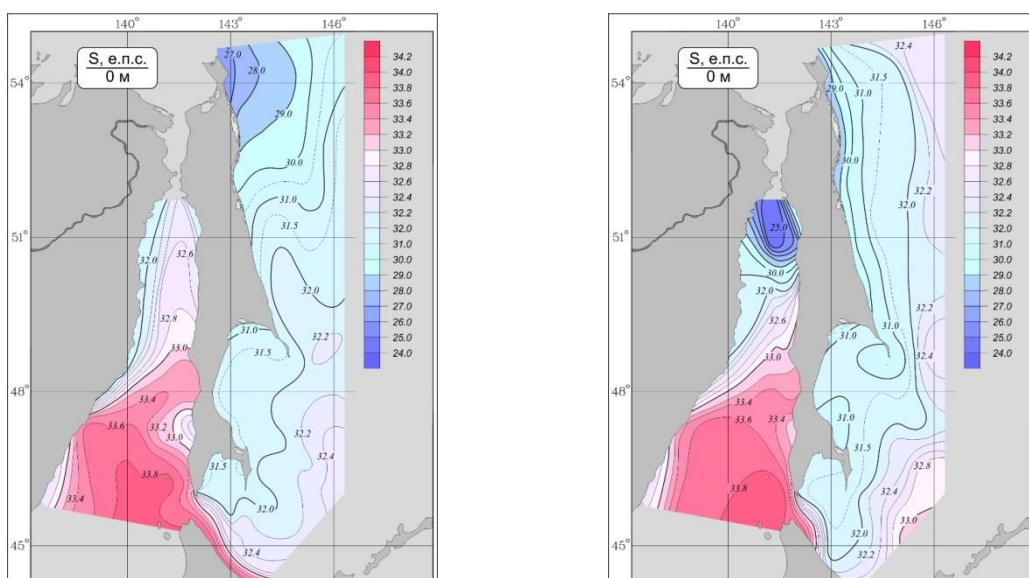


Рис.3.9. Распределение средних многолетних значений солености воды на поверхности в августе (слева) и ноябре (справа) [Пищальник, Бобков, 2000]

Объем стока в низовьях Амура существенно зависит не только от величины, но и от времени прохождения последнего осеннего паводка. Наглядным примером являются катастрофические наводнения 1959 и 1960 гг. Так, при незначительном различии в высоте паводков продолжительность первого была в два раза больше, чем второго, и закончился он на полтора месяца позднее – в третьей декаде ноября. Соленость воды наряду с температурой является одним из определяющих факторов льдообразования. Позднее завершение паводка в 1959 г. обусловило поступление большего объема пресных вод в пролив, чем это было осенью 1960 г. При этом, несмотря на то, что зимний сезон 1960/61 г. был холоднее предыдущего (сумма градусодней мороза на ГМС Александровск-Сахалинский составляла соответственно 2042 и 1698), именно в сезон 1959/60 г. наблюдался максимум ледовитости – 51.2 %, а в сезон 1960/61 г. ее значения составили 34.0 %. Необходимо также отметить, что следствием зарегулированности стока является не только уменьшение колебаний максимальных уровней воды при паводках, но и существенное повышение уровня воды в зимнюю межень. Последнее обстоятельство способствует дополнительному распреснению поверхностных вод пролива в период с января по март [Ким, 2005]. Считаем, что данная гипотеза требует детального изучения. Более подробно изменчивость межгодового хода ледовитости Татарского пролива обсуждается в работе Пищальник и др. (2019).

3.3. Методологические подходы к прогнозированию ледовитости Татарского пролива

Количество холода, поступающее с материка на акваторию Татарского пролива под влиянием зимнего муссона, является одним из основных факторов генерации ледяного покрова. Однако, результаты проверки гипотезы о тесноте связи ледовитости пролива с количеством накопленного за сезон холода (СГДМ), свидетельствуют об отсутствии прямой пропорциональной зависимости исследуемых параметров, так как коэффициенты наклона линейных трендов СГДМ и ледовитости в абсолютном большинстве сезонов существенно различаются (рис. 3.10). Данное обстоятельство указывает на необходимость комплексного подхода при поиске других гидрометеорологических факторов существенно влияющих на процессы ледообразования, что позволит повысить точность прогноза.

С этой целью была проанализирована коллекция карт-схем ЖМА за период с 1979 по 2018 гг., построенных на основе спутниковых наблюдений за площадью ледяного покрова (<http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/database.html>). Характерной особенностью ледовитости на фазе «развития» являются резкие изменения площади льда. Так, например, в сезоне 2008/09 г. за 5 суток (с 25 по 31 декабря) было зафиксировано сокращение площади льда на 32.5 %, а в последующие 5 суток (с 1 по 5 января) наблюдалось увеличение ледовитости на 10.8 % (рис 3.11).

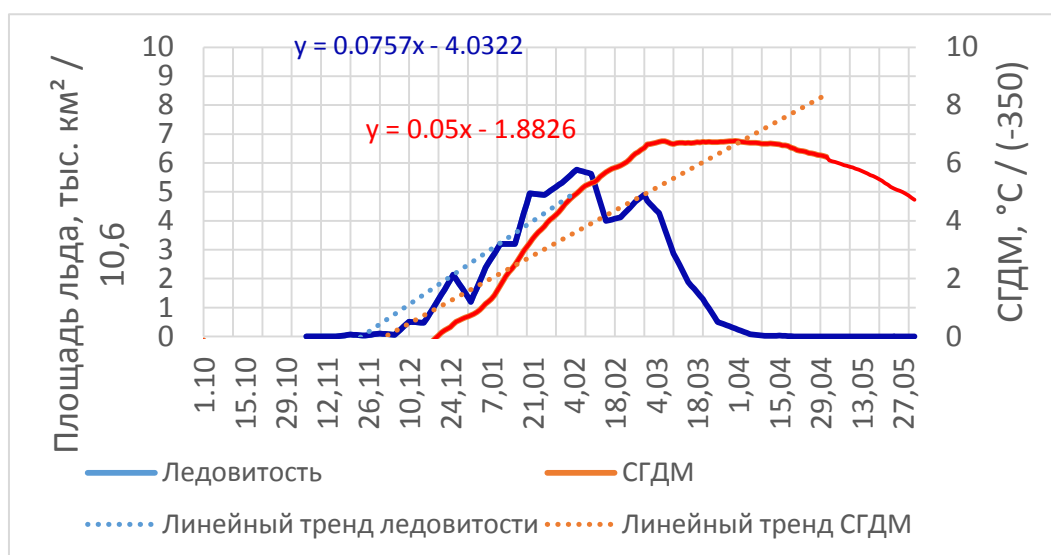


Рис. 3.10 Годовой ход ледовитости в сезон 2007/08г и СГДМ на ГМС Поронайск

С высокой степенью вероятности такие резкие колебания площади льда обусловлены региональными особенностями процессов атмосферной циркуляции: направленностью (смена направления) и продолжительностью воздействия на ледяной покров ветров при прохождении глубоких барических образований. Сильные ветра над свободной ото льда поверхностью моря (в зависимости от направления движения циклона) вызывают

перемешивание вод, а следовательно, и резкие изменения температуры вод Цусимского течения.

Для поиска взаимосвязи ледовитости с другими гидрометеорологическими факторами проанализированы данные температуры воздуха на различных ГМС и температура воды поверхностного слоя по данным реанализа в реперных точках с координатами $141^{\circ}62'E$ $51^{\circ}12'N$; $141^{\circ}12'E$ $48^{\circ}12'N$ и $140^{\circ}37'E$ $46^{\circ}12'N$ за период с 1986 по 2018 гг. В результате была установлена высокая корреляционная зависимость (0.74) между площадью ледяного покрова и суммой градусодней разности их температур атмосферы и воды (рис. 3.12).

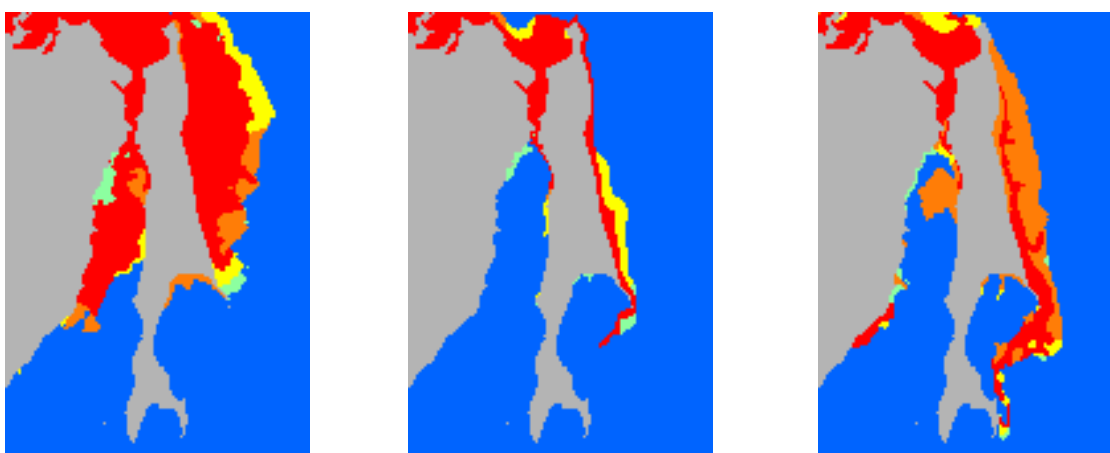


Рис. 3.11 Карты-схемы ледовой обстановки ЖМА в ледовом сезоне 2008/09г

а) за 25.12.2008.
Ледовитость = 34,9%

б) за 31.12.2008.
Ледовитость = 2,4%

в) за 05.01.2009.
Ледовитость = 13,2%

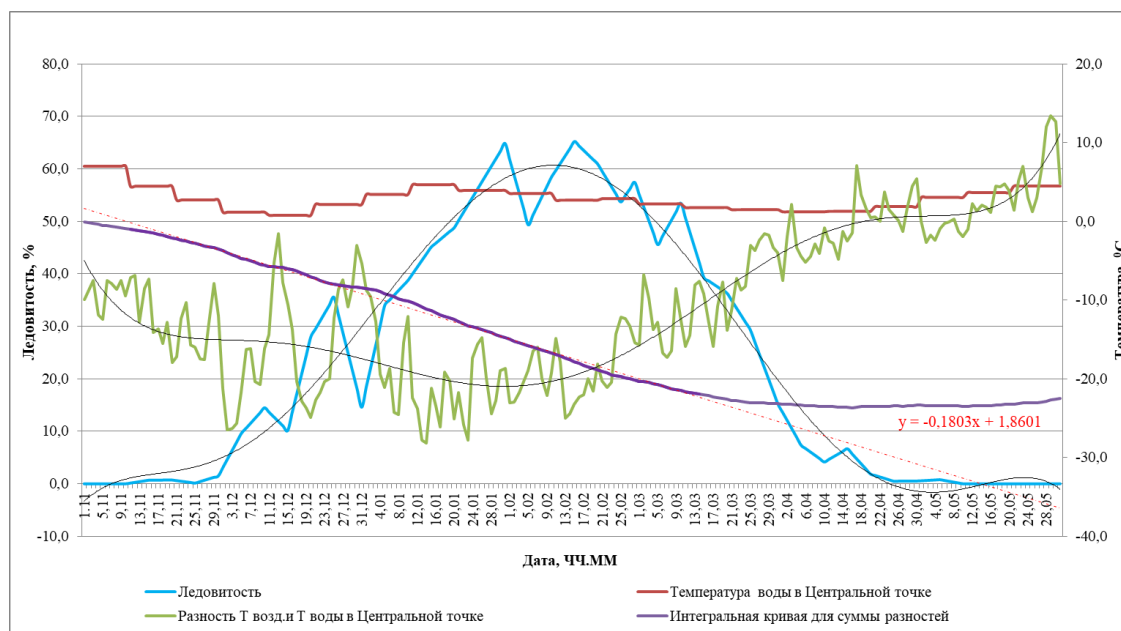


Рис. 3.12 – Внутрисезонный ход ледовитости и температур в ледовый сезон 2017/18 г.

Зависимость резкого изменения площади ледяного покрова под воздействием циклонической деятельности, как правило, установлена при изменении направлении ветра, и хорошо согласуется со сменами фаз Луны (рис. 3.13). Данный факт позволил методом

перебора выявить сезоны-аналоги, имеющие близкую комбинацию повторяющихся фаз Луны (19, 11 и 8 лет) по датам со схожей динамикой развития ледовых условий. В качестве примера на рис. 3.14 представлен фактический и прогнозируемый на основе Лунных циклов ход ледовитости в сезон 2008/09г.

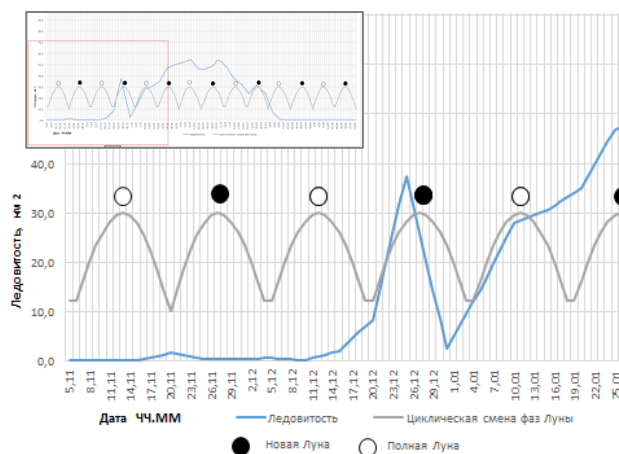


Рис. 3.13 – Внутрисезонная изменчивость площади льда в Татарском проливе и смена фаз Луны в ледовый сезон 2008/09 г.

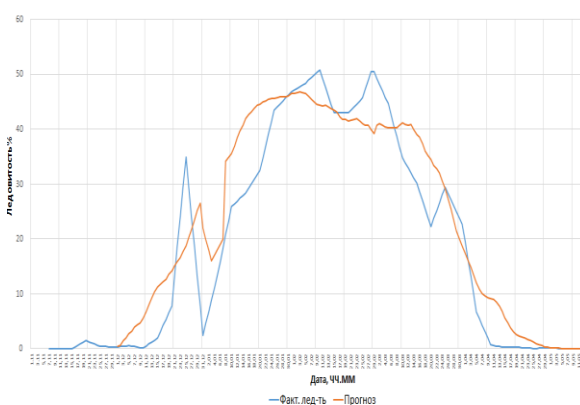


Рис. 3.14 – Внутрисезонный ход ледовитости в сезон 2008/09г: фактический и прогнозируемый

Отсюда следует вывод, что для более точного прогноза ледовитости в Татарском проливе, помимо принятого на практике критерия СГДМ, необходимо учитывать влияние на ледовитость таких факторов, как: тепловой баланс между температурой атмосферы и поверхностного слоя воды; смену фаз Луны, приводящих к циклонической деятельности с резким изменением площади ледяного покрова. Следует также оценить значимость влияния других характеристик: осадки, скорость ветра, скорость течений и др. Данный вопрос будет являться предметом дальнейших исследований.

Выводы к главе 3

1. Изменчивость средних за сезон колебаний ледовитости в Татарском проливе в период с 1882 по 2019 г составил 42.1 %. Максимальное значение ледовитости наблюдалось в 1951 г., а минимальное – в 1991 г. (соответственно 55.6 и 13.5 %). Величина линейного тренда уменьшения ледовитости за 137 лет составила 8.8 %. Среднее значение ледовитости равнялось 33.8 %.

2. Средняя продолжительность ледового сезона в Татарском проливе составила 147 сут., что на 43 сут. меньше относительно расчётной величины для климатической нормы 1961-1990 гг. Наиболее продолжительный ледовый сезон (181сут.) был отмечен в зоне Т-1, а самый минимальный – в зоне Т-3 (33 сут.).

3. Вычисление площади ледяного покрова в Татарском проливе с учетом сплоченности льда уменьшает ее значение в среднем на 4.7%. При этом угол наклона тенденций сохраняется неизменным. Поскольку изменения расчётных величин происходят синхронно, то учёт сплоченности ледяного покрова в режимных расчётах не представляется обязательным условием.

4. На основе анализа вариаций многолетних колебаний средней за сезон ледовитости Татарского пролива и Охотского моря установлено, что по кусочно-линейным трендам они синфазны только на отдельных временных участках: 1894–1920 и 1985–2009 гг. Это обусловлено различиями географического положения, генезиса льдообразования и морфометрией рассматриваемых акваторий, а также, зарегулированностью стока р. Амур.

5. Проявление общей тенденции снижения ледовитости в Татарском проливе в современный период потепления началось на пять лет позднее, чем это явление было зафиксировано в Охотском море. Начиная с 1985 г. в исследуемых акваториях наблюдается синфазность вариаций ледовитости.

6. Повторяемость типов зим в Татарском проливе, рассчитанная по аномалиям сезонных значений ледовитости, находится в хорошем соответствии с распределением Гаусса и не зависит от направленности тенденций изменения ледовитости.

7. Существенное повышение точности прогноза ледовитости Татарского пролива достигается при учете разности температур воды и воздуха и лунных циклов.

Список литературы к главе 3

1. **Болгов М.В.,** Коробкина Е.А., Осипова Н.В. и др. Анализ многолетней изменчивости и оценка максимальных уровней в условиях увеличившейся антропогенной нагрузки на примере р. Амур // Метеорология и гидрология, 2016. – № 8. – С. 80–89.

2. **Гирс А.А.,** Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды : учеб. пособие. — Л. : Гидрометеиздат, 1978. — 344 с.

3. **Дорофеева Д.В.,** Еременко И.В., Пищальник В.М. К вопросу учета сплоченности массива льда при расчете ледовитости. Материалы докладов X Всероссийского симпозиума «Физика геосфер», Владивосток 23-29 октября 2017. ISBN 978-5-9909943-3-1.

4. **Дорофеева Д.В.,** Пищальник В.М., Минервин И.Г. и др. Анализ изменчивости векового ряда ледовитости Татарского пролива на основе спутниковых и гидрометеорологических наблюдений с применением ГИС-технологий // ИнтерКарто/ИнтерГИС : мат-лы Междунар. конф. — Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2018. — Т. 24, ч. 2. — С. 46–54. DOI: 10.24057/2414-9179-2018-1-24-46-54.

5. **Еременко И.В.,** Дорофеева Д.В., Романюк В.А. и др. Исследование изменений ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования Земли // ИнтерКарто/ИнтерГИС 23: Материалы Междунар. конф. – М.: Издательство Московского университета, 2017. – Т. 3. – С. 20–31. – DOI: 10.24057/2414-9179-2017-3-23-20-31.
6. **Крындин А.Н.** Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН. — 1964. — Вып. 71. — С. 5–80.
7. **Ким В.И.** Влияние антропогенных факторов на гидрологический режим Нижнего Амура. Автореф. дис. канд. геогр. наук // В.И. Ким. – Ин-т вод. и экол. проблем ДВО РАН, Хабаровск, 2005. – 23 с.
8. **Минервин И.Г.,** Романюк В.А., Пищальник В.М. и др. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН, 2015. – Т. 85. – № 1. – С. 24-32.
9. **Отчёт о НИР.** Исследование особенностей ледового режима Охотского и Японского морей с применением ГИС-технологий (промежуточный) / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Номер государственного учёта НИОКТР ААА-Б17-117042810046-6, 28.04.2017.
10. **Пищальник В.М., Бобков А.О.** Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин. Ч. 2. — Южно-Сахалинск : СахГУ, 2000. — 108 с.
11. **Пищальник В.М.,** Архипкин В.С., Юрасов Г.И. и др. Сезонные вариации циркуляции вод в прибрежных районах о. Сахалин // Метеорол. и гидрол. — 2003. — № 5. — С. 87–95.
12. **Пищальник В.М.,** Леонов А.В., Архипкин В.С. и др. Математическое моделирование условий функционирования экосистемы Татарского пролива. – Южно-Сахалинск: СахГУ. – 2011. – 104 с.
13. **Пищальник, В.М.** Бобков А.О., Минервин И.Г. и др. Основные принципы работы программного комплекса «Лёд» // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл./ Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – С. 556-561.
14. **Пищальник В.М.,** Бобков А.О., Романюк В.А. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ ПК «ЛЕД». Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Дата ГР в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.

15. **Пищальник В.М.,** Романюк В.А., Минервин И.Г. и др. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. // Изв. ТИНРО. — 2016. — Т. 185. — С. 228–239.
16. **Пищальник В.М.,** Минервин И.Г., Романюк В.А. Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления // Вестн. РАН. — 2017. — Т. 87, № 5. — С. 429–440. DOI: 10.7868/S0869587317050024.
17. **Пищальник В.М.,** Дорофеева Д.В., Минервин И.Г. и др. Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2018 г. // Известия ТИНРО, 2019 – Том 196.
18. **Плотников В.В.,** Четырбоцкий А.Н., Гордейчук Т.В. Оценка состояния ледяного покрова Японского моря // Метеорол. и гидрол. — 2010. — № 3 — С. 46–55.
19. **Поплавский А.А.,** Храмушин В.Н., Непон К.И. и др. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. – Владивосток, ДВО РАН, 1997. – 272 с.
20. **Спичкин В.А.** Определение критерия крупной аномалии // Тр. ААНИИ. — 1987. — Т. 402. — С. 15–20.
21. **Шумилов И.В.,** Романюк В.А., Пищальник В.М. Восстановление ряда ледовитости Татарского пролива за период с 1882 по 1928 г. // Уч. зап. СахГУ. — 2017. — Вып. 13/14/2016/2017. — С. 55–59.
22. **Якунин Л.П.,** Плотников В.В., Петров А.Г. Ледовые условия // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Том VIII. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – С. 347-394.
23. **Режим доступа:** <http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/database.html>

Глава 4. Вариации объёма льда Охотского моря, рассчитанные по возрастным характеристикам ледяного покрова за период с 2001 по 2019 гг.

Охотское море простирается с юго-запада на северо-восток на 2 463 км (от 43° 20' до 62° 45' с.ш.) и характеризуется специфическими и весьма разнообразными условиями ледообразования [Плотников и др., 1998; Зонн, Костяной, 2009; Минервин и др., 2015]. Большая часть его акватории располагается к юго-востоку от Полюса холода Северного полушария и находится в зоне муссонной циркуляции. Одним из результатов активного воздействия зимнего муссона (с декабря по март) является формирование полыньи над обширным шельфом в северо-западной части моря, которая является самым крупным районом генерации льда в Северном полушарии [Гладышев, 1998; Gladyshev et al., 2000; Гладышев, Хен, 2004; Oshima et.al., 2016]; другим – усиление дрейфа льда в южных направлениях, который формируется за счёт общей циклонической циркуляцией вод [Плотников и др., 1998; Алексеев и др, 2001; Enomoto et al., 2003]. Такое сочетание природных факторов определяет две отличительные особенности его ледового режима: увеличение толщины льда с севера на юг и самое значительное по площади южное скопление однолетнего льда в Северном полушарии.

Ледовые исследования выполнялись на грантовой основе с 2008 г. в Научно-исследовательской лаборатории дистанционного зондирования Земли Сахалинского государственного университета (СахГУ) и Российской академии наук (РАН), что позволило значительно расширить существовавшие ранее представления об особенностях ледового режима Охотского моря:

- на основе всех имеющихся архивных и современных данных был сформирован ряд средних за сезон (с декабря по май) значений ледовитости с 1929 по 2019 гг., который по уравнениям регрессии с суммой градусодней мороза (СГДМ) на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС) качественно восстановлен для периода с 1882 по 1928 гг. Таким образом впервые был получен ряд вариаций значений ледовитости моря продолжительностью 137 лет;

- выявлены долгопериодные колебания ледовитости, продолжительность которых варьирует от 40 до 52 лет [Пищальник и др., 2016];

- установлено, что с 1980 г. по настоящее время наблюдается устойчивое уменьшение площади ледяного покрова со средней скоростью ~5% / 10 лет. Абсолютный максимум ледовитости (64.5%) наблюдался в сезоне 1980/81 гг. В ледовом сезоне 2014/15 гг. был зафиксирован абсолютный минимум среднего за сезон значения ледовитости (26.5%) за всю историю наблюдений. Размах колебаний средней за сезон ледовитости достигал 50% [Пищальник и др., 2017].

- показано, что анализ данных регулярных спутниковых наблюдений за состоянием ледяного покрова, выполняемых в режиме реального времени с 1971 г., позволяет переосмыслить наши представления о характере ледового режима и получить новые знания о процессах различных пространственно-временных масштабов. Так был установлен факт существенного различия параметров ледового режима в отдельных регионах Охотского моря. По результатам проведенных исследований был сделан вывод, что решение прикладных и прогностических задач необходимо выполнять с учётом районирования ледяного покрова [Минервин и др., 2015; Отчет 2016; Отчет 2017; Отчёт 2018; Отчёт 2019; Пищальник и др., 2016; Пищальник и др., 2017; Романюк и др., 2017; Pishchal'nik et al., 2019].

В работах ряда исследователей неоднократно подчёркивалась существенная роль ледообразования на процессы перераспределение тепла, солей и питательных веществ в биогеохимических системах и вентиляции вод, как в Охотском море, так и в северной части Тихого океана [Talley, 1991; Nihashi et al., 2009; Kanna et al., 2014; Ohshima et al., 2014]. Поэтому вычислениям объёма льда, являющегося произведением площади ледяного покрова на его толщину, также уделяется пристальное внимание [Nihachi et al., 2009; Nihachi et al., 2012; Oshima et al., 2016; Nihachi et al., 2018].

Современные расчёты площади ледяного покрова с достаточной степенью точности производятся по данным пассивного микроволнового излучения со спутников AMSR-2 с 1978 г. [Митник и др., 2015; Романюк и др., 2015]. С определением толщины льда дело обстоит значительно сложнее. Спутник ICESat с лазерным высотомером проводил измерения высоты надводного борта (freeboard) ледяного покрова с 2004 по 2008 гг. [Nihachi et al., 2009; Fukamachi et al., 2018]. На смену ему 15 сентября 2018 г. запущен спутник ICESat-2, оснащенный лазерным высотомером со счётчиком фотонов, что позволяет ему выполнять измерения высот с беспрецедентной точностью.

Прямых инструментальных наблюдений за толщиной льда или его осадкой крайне мало и все они точечные [Астафьев и др., 1997; Алексеев и др., 2001; Fukamachi et al., 2009]. Первые инструментальные измерения толщины дрейфующего льда на шельфе северо-восточного Сахалина были выполнены в марте 1982 года во время экспедиции на ледоколе «Ермак». Затем до 2003 г. толщина льда измерялась во время вертолётных десантов и при помощи UPS сонаров компании ASL. В результате измерений было установлено смещение максимума распределения толщины льда в течение ледового сезона в сторону больших градаций от 0.5-1.0 м в январе до 1.5-2.0 м в мае. В период апрель-май в 54 % случаев наблюдался лёд толщиной 0.7-1.2 м, в 18 % – больше 1.2 м, а в 26 % – 0.3-0.7 м. Также был сделан не тривиальный вывод об увеличении толщины льда в тёплые зимы на фоне уменьшения ледовитости моря [Астафьев и др., 1997; Алексеев и др., 2001].

Учитывая особый интерес исследователей к проблеме оценки объёма льда в Охотском море и накопленный авторами статьи опыт в проведении прибрежных, судовых и авиационных наблюдений за состоянием ледяного покрова на акватории моря в период с 1975 по 2015 гг., к проблеме расчёта объёма льда было решено подойти следующим образом:

- выделить границы зон льда различного возраста на основе данных спутниковых снимков видимого диапазона, начиная с 2001 г., и вычислить площади этих зон с учётом сплоченности льда;
- рассчитать в этих зонах средневзвешенную толщину по требованиям Номенклатуры (1970) без учёта деформации льда;
- рассчитать вариации объёма льда в регионах первого иерархического уровня Охотского моря [Минервин и др., 2015] и выполнить анализ полученных результатов.

Такой методологический подход для расчёта объёма льда в Охотском море применяется впервые. Он позволяет оценить характер многолетней изменчивости объёма и толщины льда в море, обеспечивает репрезентативность (в период с 2001 по 2019 гг. наблюдались все типы зим) расчётных данных и обоснованность выводов. Детальное описание методики вычислений представлено ниже.

4.1. Материалы наблюдений и методы расчёта

С начала 1970-х годов основным источником информации о ледяном покрове являются данные дистанционного зондирования Земли, полученные с помощью пассивных и активных микроволновых устройств, установленных на космических аппаратах. Несомненным достоинством микроволновых данных является регулярность наблюдений как следствие отсутствия зависимости от погодных условий (облачности и освещенности) [Митник и др., 2015]. Для расчёта площади ледяного покрова использована коллекция пентадных (раз в пять дней) карт-схем ледяного покрова Охотского и Японского морей Japan Meteorological Agency (JMA) (рис. 4.1). Для дешифрирования возраста льда на акватории Охотского моря была использована коллекция ежедневных снимков поверхности Земли в видимом диапазоне со спектрорадиометра MODIS с пространственным разрешением в надире 250 м/пикс. с официального сайта NASA (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>), начиная с 26 февраля 2000 г. (рис. 4.2).

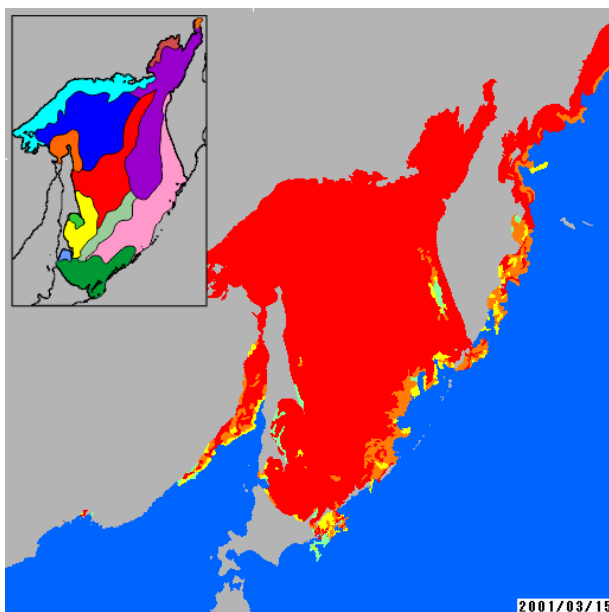


Рис. 1 Пример карты-схемы ледяного покрова из коллекции JMA (спутник AMSR-2) для расчёта площади льда. На врезке маски для льда доминирующего возраста

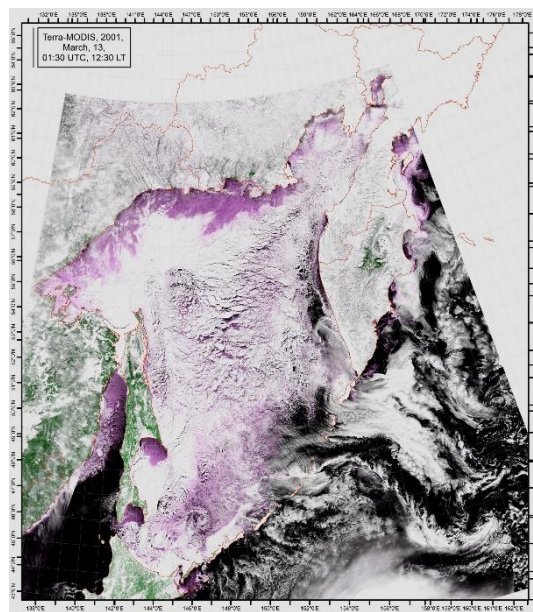


Рис. 2 Пример снимка со спутника TERRA-MODIS для дешифрирования границ зон различного возраста льда за 13 марта 2001 г.

В процессе дешифрирования спутниковых снимков видимого диапазона (сочетание каналов 1-2-1) в условиях безоблачной или малооблачной погоды ледовым экспертом в ГИС ArcMap по цветовой гамме определены границы зон доминирующего возраста льда на середину каждого месяца для ледовых сезонов с 2000/01 по 2018/19 гг. (см. рис. 4.2). Каждая зона закрашивалась соответствующей цветовой маской (см. рис. 4.1). В выделенных зонах, согласно международной символике для оперативных морских ледовых карт, определялось соотношение (в баллах) трёх основных (доминирующих) возрастных характеристик льда [Номенклатура ..., 1970]. В каждой выделенной зоне по средней толщине льда трёх основных возрастов пропорционально их частной сплоченности в баллах (1/10) рассчитывалась средневзвешенная толщина льда по формуле:

$$H_{лз} = \frac{\sum_{i=1}^n (H_{si} * C_{si})}{\sum_{i=1}^n C_{si}},$$

где, $H_{лз}$ – средневзвешенная толщина льда ледовой зоны; H_{si} – средняя толщина льда определенного возраста; C_{si} – частная сплоченность льда определенного возраста в выделенной ледовой зоне, n – количество возрастных стадий в выделенной зоне.

Построенная таким образом цветовая маска для всех выделенных зон на акватории моря переносилась на карту-схему ледяного покрова JMA за 15 число для каждого месяца ледового сезона (рис. 4.1, врезка). Далее, с помощью разработанного в СахГУ программного комплекса «ЛЁД», позволяющего рассчитывать площади замкнутых фигур любой конфигурации в пределах акватории моря и с учётом средневзвешенной толщины льда, в выделенных зонах вычислялся его объём на каждый месяц ледового сезона. Средняя за сезон

величина объёма льда рассчитывалась путем усреднения среднемесячных значений с декабря по май [Романюк и др., 2015; Свидетельство..., 2015].

В расчётах, согласно Номенклатуре ВМО (1970), принимались следующие фиксированные значения толщины для льда различного возраста: nilas – 7.5 см; серый лёд – 12.5 см; серо-белый лёд – 22.5 см; тонкий однолетний лёд – 50 см; тонкий однолетний лёд первой стадии – 40 см; тонкий однолетний лёд второй стадии – 60 см; однолетний лёд средней толщины – 95 см и толстый однолетний лёд – 150 см (табл. 4.1). Коэффициенты наложенности и торосистости не вводились. Наибольшее количество ледовых зон в массиве (до 15) было выделено на фазе его максимального развития. Площадь зон варьировала от 50 до 100 тыс. км².

Таблица 4.1

Средневзвешенная толщина ледовых зон для разных возрастных стадий, (см)

	Символика ледовой зоны начальных видов				
	Толщина зоны	3.5	4,5	5	6
Молодые льды	Символика ледовой зоны серого льда				
	Толщина зоны	8	9	10	11
	Символика ледовой зоны серо-белого льда				
	Толщина зоны	13	14.5	16.5	19
Однолетние льды	Символика ледовой зоны однолетнего тонкого льда				
	Толщина зоны	24	29	34	41
	Символика ледовой зоны однолетнего среднего льда				
	Толщина зоны	52	58	67	79
	Символика ледовой зоны однолетнего толстого льда				
	Толщина зоны	96	102.5	113.5	129

Поскольку число сочетаний комбинаций льда различных возрастов ограничено, то процесс расчета средневзвешенной толщины льда можно считать в значительной степени формализованным. Пример расчета средневзвешенной толщины для основных сочетаний трех доминирующих в зоне возрастов льда приведен в таблице 4.1. Согласно Руководства (1981), ледовый эксперт может определять возрастные характеристики льда с точностью до 1 балла (до 1 десятой). Анализ расчётных данных в графе «Толщина зоны» позволяет сделать

закключение, что ошибка вычисления средневзвешенной толщины льда в зоне молодых льдов составит $\pm 1-2$ см. Максимальная ошибка расчёта в зоне однолетнего толстого льда составит $\pm 5-6$ см. Из практики наблюдений известно, что доля содержания однолетнего толстого льда, даже в самые суровые зимы, редко превышает 10-15% от площади всего ледяного покрова Охотского моря. Следовательно, ошибка расчёта средневзвешенной толщины ледяного покрова не должна превышать $\pm 3-4$ см, что в среднем эквивалентно $\pm 3-4$ км³ и соответствует ~1% при вычислении объёма льда. В будущих исследованиях, для повышения точности вычисления толщины льда, следует разработать методическое правило применения коэффициентов торосистости для однолетних льдов и наслоенности для молодого льда, что значительно повысит точность вычисления их объёма.

4.2. Обсуждение результатов

По результатам предыдущих исследований [Отчет..., 2016; Отчет..., 2017; Отчёт..., 2018; Отчёт..., 2019; Пищальник и др., 2016] было установлено, что абсолютный максимум ледовитости (на уровне доверительной вероятности 95%) в период с 2001 по 2019 гг. в Охотском море наблюдался в ледовом сезоне 2000/01 гг. с 28 февраля по 15 марта. Задержка наступления холодов в начале сезона 2000/01 гг. обусловила меньшее значение средней за сезон ледовитости (60.9%), по сравнению с сезонами 1978/79 и 1980/81 гг., когда она составляла 64.9 и 65.1% соответственно [Пищальник и др., 2017]. Поэтому в нашем исследовании при расчёте статистик ледовые характеристики данного сезона не учитывались. Расчётные данные сезона 2000/01 гг. привлекались только для оценки максимального размаха изменчивости анализируемых параметров.

Анализ многолетних вариаций средних за сезон величин объёмов льда, его ледовитости и средневзвешенной толщины (далее толщина) для Охотского моря в целом позволяет заключить, что ход кривых у них идентичный (рис. 4.3, 4.4). Коэффициенты корреляции объёма льда и ледовитости составляет 0.89, объёма льда и его толщины – 0.86.

Многолетняя изменчивость средней за сезон толщины льда в Охотском море и в его регионах первого иерархического уровня показана на рисунке 4.5. Хорошо видно, что общие колебания толщины льда в море, в основном, определяются колебаниями толщины ледяного покрова в регионе его основной генерации (на врезке рис. 4.5 обозначен цифрой I).

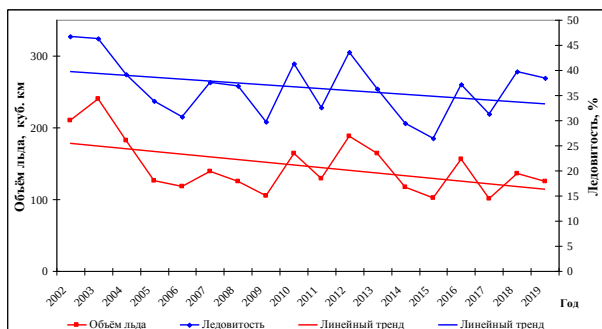


Рис. 4.3 Вариации средних за сезон величин ледовитости и объёмов льда и их тренды в Охотском море за период с 2002 по 2019 гг.

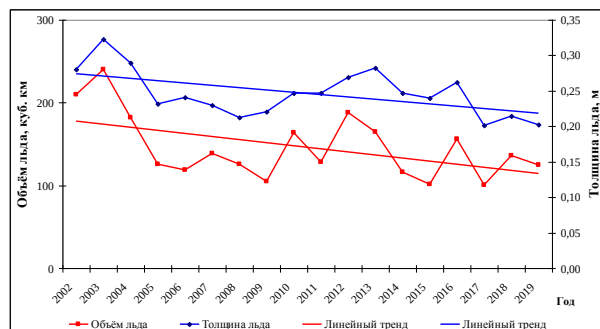


Рис. 4.4 Вариации средних за сезон величин толщины и объёмов льда и их тренды в Охотском море за период с 2002 по 2019 гг.

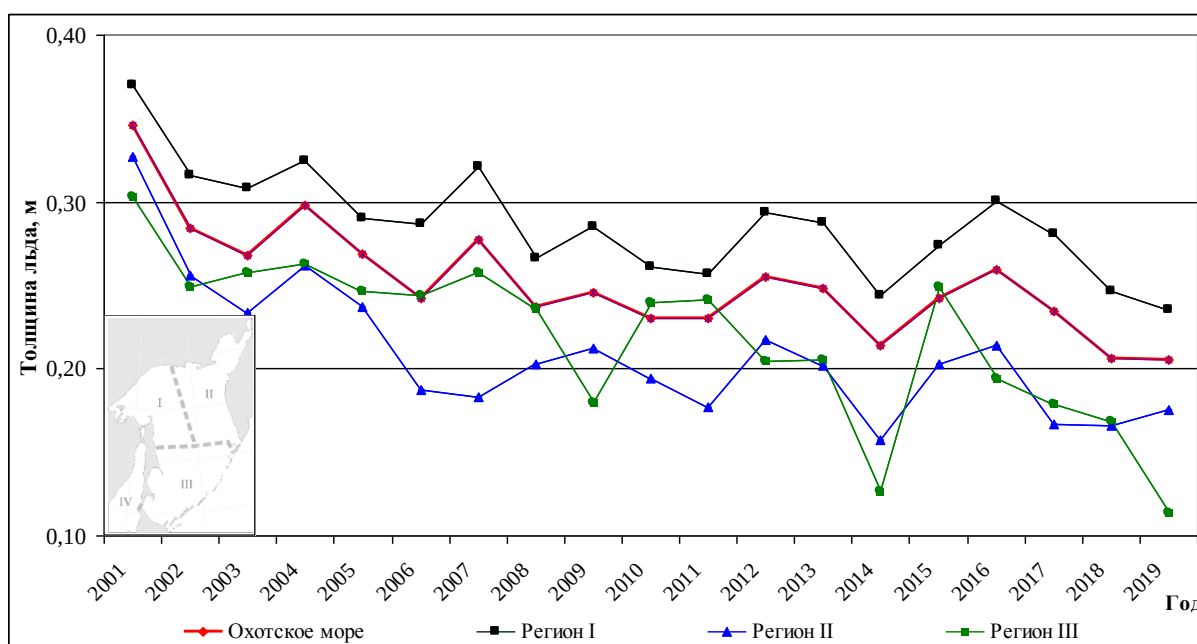


Рис. 4.5 Многолетняя изменчивость средней за сезон толщины льда в Охотском море и его регионах первого иерархического уровня за период с 2001 по 2019 гг.

Наиболее толстый ледяной покров наблюдается в регионах I и III. Как уже отмечалось, регион I находится максимально близко к Полюсу холода Северного полушария и является основным районом генерации льда в море. Значительная толщина льда в регионе III обусловлена его возрастом: здесь накапливаются льды, дрейфующие из региона II, т.е. возраст которых достигает 3-х и более месяцев.

Толщина льда во все типы зим практически линейно нарастает от начала ледового сезона вплоть до окончательного разрушения льда в мае. Происходит это потому, что на фазе разрушения ледяного покрова процессы ледообразования прекращаются, а начальные и молодые льды разрушаются намного быстрее однолетних. В результате в процентном соотношении доля молодых льдов сокращается, а однолетних – увеличивается и расчётная средневзвешенная толщина льда возрастает, что, соответственно, обуславливает увеличение объёма льда при равном значении площадей в начале и конце ледового сезона (рис. 4.6).

В мае максимальная толщина льда наблюдалась в экстремально суровую зиму 2000/01 гг. и составляла 0.62 м. Минимальная толщина льда в суровую (2002/03 г.) и экстремально мягкую (2014/15 г.) зимы были соизмеримы (соответственно 0.43 и 0.45 м). Пределы колебаний средней за сезон толщины льда (без учёта экстремума 2001 г.) от 0.30 м в 2004 г. до 0.21 м в 2017/18 и в 2018/19 гг., т.е. составляют 30% (табл. 4.2).

С учётом экстремальных характеристик сезона 2000/01 гг. максимальная изменчивость средних за сезон значений объёма льда зафиксирована в регионе II от 118.1 км³ (2000/01 г.) до 17.2 км³ (2016/17 г.), наименьшая – в регионе I от 143.0 км³ (2000/01 г.) до 47.8 км³ (2013/14 г.). Наибольшее изменение средних за сезон значений толщины льда наблюдалось в регионе III от 0.30 м (2000/01 г.) до 0.11 м (2018/19 г.), наименьшее – в регионе I от 0.37 м (2000/01 г.) до 0.24 м (2013/14 и 2018/19 гг.). Таким образом, если абсолютный максимум значений характеристик ледового режима зафиксирован во всех регионах в 2001 г., то минимальные величины наблюдаются в отдельных регионах в разные годы. Данный факт подтверждает вывод, сделанный ранее на основе анализа изменчивости типов зим, о том, что условия формирования ледяного покрова в регионах первого иерархического уровня могут существенно различаться в течение одного ледового сезона [Пищальник и др., 2016; Пищальник и др., 2017].

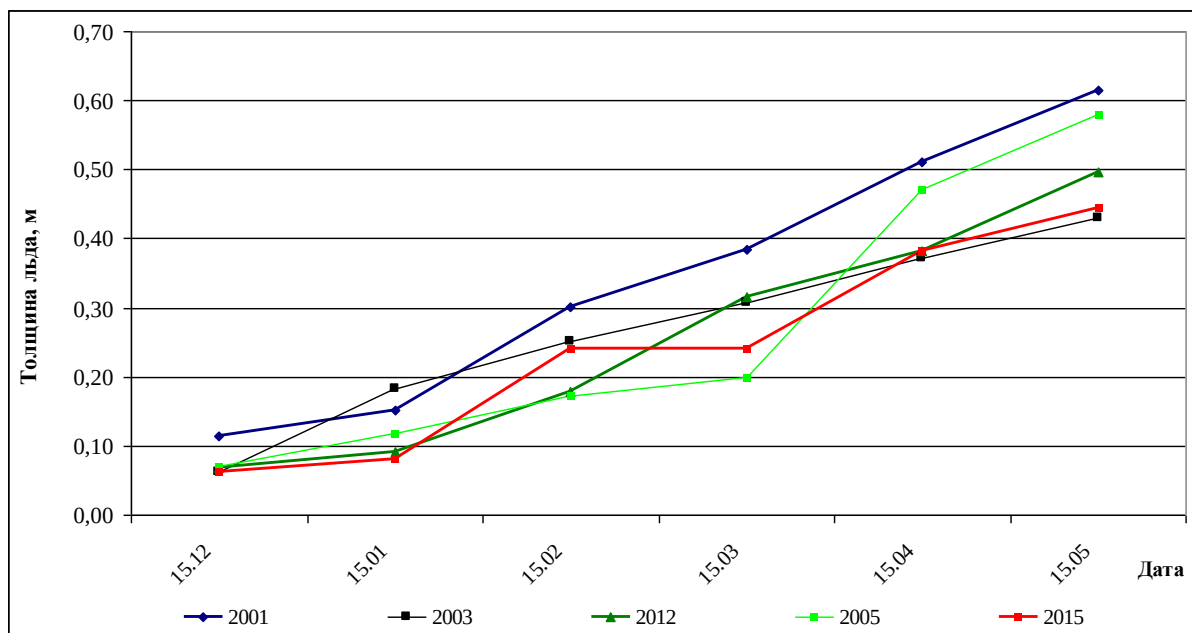


Рис. 4.6. Сезонная изменчивость толщины льда в Охотском море в различные типы зим

Таблица 4.2

Средние за сезон расчётные значения объёма и толщины ледяного покрова в регионах первого иерархического уровня и в Охотском море в целом за период с 2001 по 2019 гг.

Год	Объём льда (км ³)				Толщина ледяного покрова, (м)			
	Регион I	Регион II	Регион III	Охотское море	Регион I	Регион II	Регион III	Охотское море
2001	143,0	118,1	89,1	350,2	0,37	0,33	0,30	0,35
2002	103,7	66,1	39,8	209,6	0,32	0,26	0,25	0,28
2003	84,2	62,0	57,5	203,6	0,31	0,23	0,26	0,27
2004	87,3	38,5	42,1	167,9	0,32	0,26	0,26	0,30
2005	70,1	30,5	26,2	126,8	0,29	0,24	0,25	0,27
2006	57,7	37,2	23,3	118,1	0,29	0,19	0,24	0,24
2007	81,6	29,7	30,2	141,4	0,32	0,18	0,26	0,28
2008	68,4	37,2	19,9	125,5	0,27	0,20	0,24	0,24
2009	57,2	31,6	16,0	104,5	0,28	0,21	0,18	0,25
2010	78,2	49,9	25,7	153,8	0,26	0,19	0,24	0,23
2011	68,6	29,5	21,9	120,0	0,26	0,18	0,24	0,23
2012	93,3	49,6	37,8	180,7	0,29	0,22	0,20	0,26
2013	72,6	31,8	31,9	136,3	0,29	0,20	0,21	0,25
2014	47,8	19,4	26,9	94,1	0,24	0,16	0,13	0,21
2015	53,2	36,3	13,6	103,0	0,27	0,20	0,25	0,24
2016	76,8	56,9	22,4	156,0	0,30	0,21	0,19	0,26
2017	58,8	17,2	20,5	96,5	0,28	0,17	0,18	0,23
2018	76,2	24,6	35,5	136,3	0,25	0,17	0,17	0,21
2019	64,4	31,7	28,6	124,7	0,24	0,18	0,11	0,21

Результаты анализа линейных трендов толщины льда позволяют заключить, что максимальная скорость уменьшения толщины ледяного покрова (6.06 см / 10 лет) наблюдается на юге моря (регион III). Она почти в два раза превышает среднюю скорость уменьшения льда в Охотском море, которая равна 3.39 см / 10 лет (рис. 4.7). Минимальная скорость изменения толщины ледяного покрова – 3.06 см / 10 лет – наблюдается в регионе I (табл. 4.3).

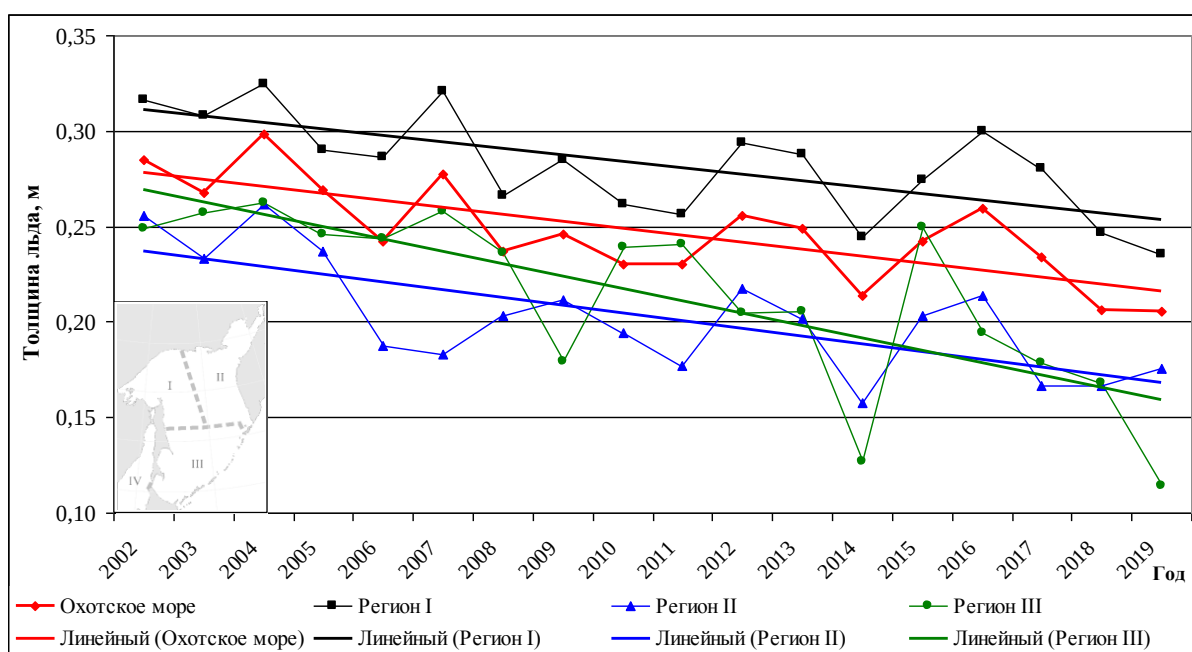


Рис. 4.7 Многолетняя изменчивость средней за сезон толщины льда в Охотском море и его регионах первого иерархического уровня за период с 2001 по 2019 гг.

Таблица 4.3

Скорость изменения ледовитости, толщины и объёма льда за 10 лет и изменчивость характеристик за период наблюдений с 2002 по 2019 гг. в Охотском море в целом и в регионах первого иерархического уровня

Регионы	Ледовитость, %		Толщина льда, см		Объём льда, км ³	
	За 10 лет	За период, %	За 10 лет	За период, %	За 10 лет	За период, %
Охотское море	3.22	14.8	3.39	21.9	32.2	34.5
Регион I	1.50	15.3	3.06	17.7	12.2	26.5
Регион II	1.67	23.1	3.72	28.7	11.7	42.9
Регион III	0.22	4.8	6.06	40.5	8.89	43.2

Существенное влияние на формирование значений толщины ледяного покрова в регионе III оказывает лёд, скапливающийся в «ледовой ловушке» на акватории Сахалинского залива и в районе Шантарских островов. Под воздействием муссона, перемещающего воздушные массы от Полюса холода Северного полушария в юго-восточном направлении (зимний муссон), молодые льды там многократно наслаиваются и смерзаются, формируя к середине сезона ледяной покров, состоящий преимущественно из тонкого однолетнего льда второй стадии (50-70 см) и однолетнего льда средней толщины (70-120 см) [Номенклатура, 1978]. При этом средняя высота торосов составляет 1.5 м (максимальная до 5 м), а толщина отдельных ледяных образований может достигать 28 м и более [Астафьев и др., 1997; Атлас, 1993; Алексеев и др., 2001]. При переполнении льдом «ледовой ловушки» начинается вынос его за пределы акватории залива. В декабре-январе этот лёд дрейфует в южном направлении в форме языка льда на некотором удалении от побережья Восточного Сахалина. Впоследствии (февраль-март) язык льда трансформируется в пояс тяжелого льда шириной 10-30 миль, который простирается от м. Елизаветы до м. Терпения [Минервин и др., 2015]. Во время дрейфа толщина ледяного покрова постоянно нарастает. В конечном итоге этот лёд накапливается в южной части моря (регион III). Различия величин площади дрейфующего льда и его толщины (а, следовательно, объёма), определяются в каждом конкретном ледовом сезоне интенсивностью циркуляции атмосферы и преобладающей направленностью движения потоков воздушных масс, а также СГДМ.

Вариации средних за сезон объёмов льда, находятся в противофазе с колебаниями СГДМ, что хорошо видно на рисунке 4.8. Коэффициент корреляции СГДМ с объёмом льда составляет -0.60, с ледовитостью – -0.63, с толщиной льда – -0.35. Нарушения синхронности колебаний в период с 2004 по 2009 гг. объясняются особенностями внутрисезонной изменчивости параметров. Во-первых, даты наступления максимумов объёма и ледовитости не всегда совпадают и смещаются от сезона к сезону в ту или иную сторону. Во-вторых, на величину среднего за сезон значения объёма льда существенное влияние оказывают сроки

начала активного ледообразования и разрушения льда на фазах развития и разрушения ледяного покрова.

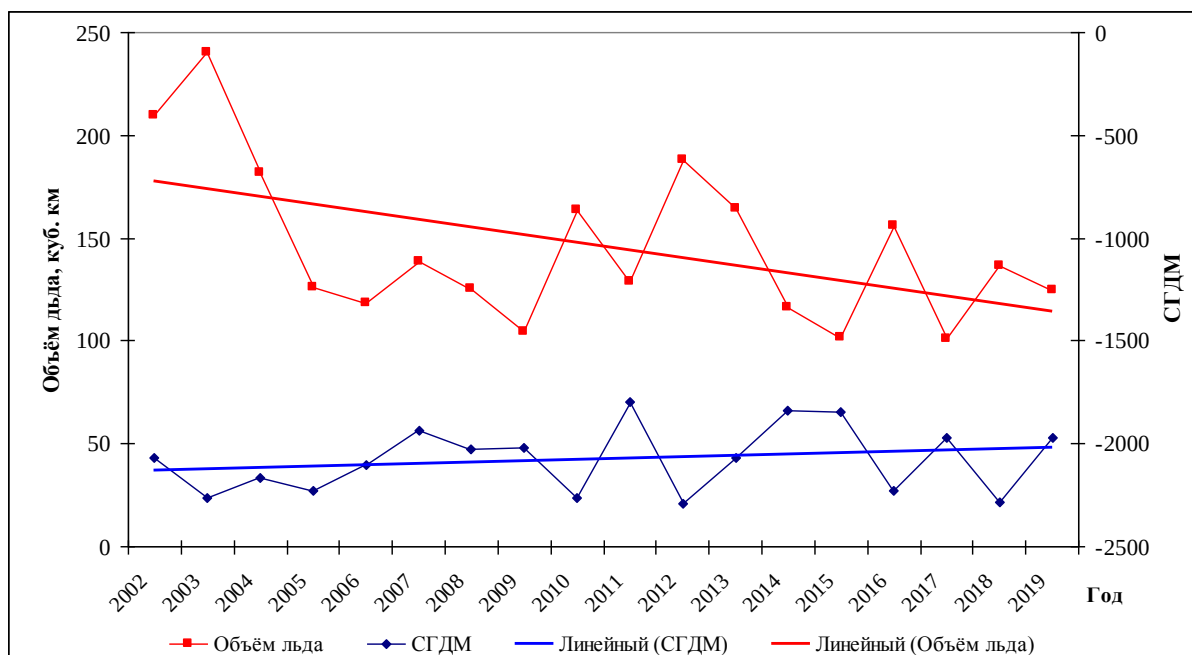


Рис. 4.8. Вариации средних за сезон объёмов льда в Охотском море и СГДМ за период с 2001 по 2019 гг.

В исследуемый период времени в Охотском море произошло уменьшение объёма льда на 34.5%, при этом ледовитость уменьшилась на ~40%, а толщина – на ~60%. Из этого следует, что уменьшение объёма льда в Охотском море в целом происходило в большей степени за счёт уменьшения толщины ледяного покрова (см. рис. 4.8).

Как было установлено ранее [Романюк, 2019], относительно стандартного опорного периода (1961-1990 гг.) для стандартной климатической нормы (1981-2010 гг.) запаздывание средних сроков достижения одинаковых значений ледовитости на фазе развития составило 10 сут. Фаза разрушения ледяного покрова наступает на 15 сут. раньше. При этом различия в сроках начала активизации процессов ледообразования и разрушения льда от сезона к сезону может достигать одного календарного месяца.

Характер колебаний объёма льда в отдельных регионах первого иерархического уровня наглядно показывает вклад каждого из них в изменчивость объёма льда в море в целом (рис. 4.9). Как, и в случае с ледовитостью, общие колебания объёма льда в море определяются преимущественно колебаниями его объёма в регионе I. Ледяной покров региона II и формируется, и разрушается в пределах только одной акватории, поэтому анализ его состояния всегда надо проводить отдельно от других регионов. В южной половине Охотского моря (регион III) скорость генерации льда в разы ниже, по сравнению с регионами I и II. Фактически весь лёд в этом регионе является приносным. В результате генерального дрейфа он поступает туда из региона II, где и накапливается [Oshima et. al., 2016; Fukamachi

et al. 2009; Simizu et al. 2014; Пищальник и др., 2017]. Резкие колебания величины объёма льда наблюдаются в Охотском море, когда изменения объёма льда происходят синфазно в двух или во всех регионах, как это отмечалось, например, 2003, 2010, 2011, 2016 гг. и 2001, 2002, 2009, 2012 гг. соответственно.

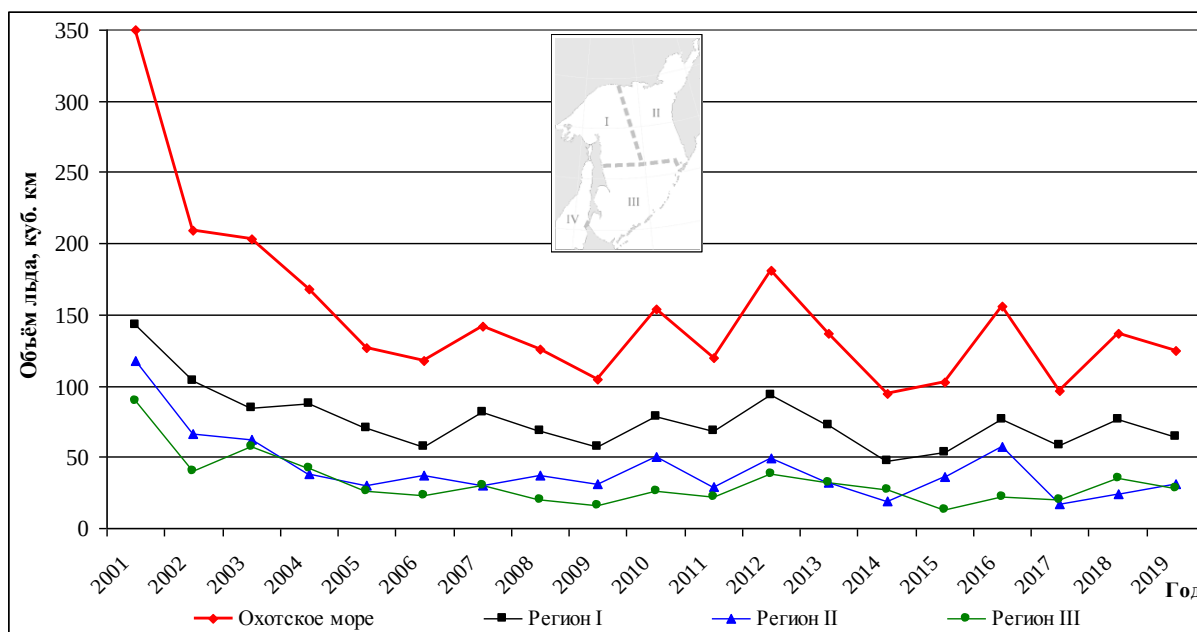


Рис. 4.9. Вариации средней за сезон величины объёма льда в Охотском море в целом и в регионах первого иерархического уровня за период с 2001 по 2019 гг.

С учётом экстремальных характеристик сезона 2000/01 гг. изменчивость средних за сезон значений объёма льда в Охотском море в целом составляла 73.2%. В регионах I, II и III размах искомых значений достигал 66.6, 85.4 и 84.7% соответственно. Расчёт статистических характеристик в таблице 4.3 произведён без учёта экстремумов сезона 2000/01 гг. Анализ приведённых в таблице данных позволяет сделать вывод, что в начале XXI века наибольшее уменьшение объёмов льда (на ~43%) произошло в регионах II и III. На северо-западе Охотского моря (регионе II) этот процесс происходил почти в равной степени как за счёт уменьшения толщины льда (17.7%), так и за счёт уменьшения ледовитости (15.3%). Уменьшение объёма льда в южной части Охотского моря (регион III) произошло, в основном, за счёт уменьшения толщины льда: скорость уменьшения толщины льда здесь почти в два раза выше (6.06 см / 10 лет), чем в других регионах, при минимальном (4.8%) сокращении ледовитости. Минимальные изменения толщины и объёма льда отмечаются в регионе I.

Особый интерес представляет сравнительный анализ расчётных величин объёма и толщины льда, выполненных на основе дешифрирования спутниковых снимков видимого диапазона, с результатами расчётов этих характеристик, полученных по спутниковым наблюдениям с применением других методов обработки данных [Nihashi et al., 2009;

Nihashi et al., 2018], а также прямых измерений толщины льда [Fukumachi et al., 006; Fukumachi et al., 2009].

Японские исследователи рассчитывали толщину по высоте надводного борта (freeboard) льда методом гидростатического баланса по данным спутника ICESat с учётом высоты снежного покрова. Расчёты выполнялись на фазе максимального развития ледяного покрова (средняя величина за февраль и март) для периода с 2004 по 2008 гг. С учётом снежного покрова общая толщина льда варьировала от 77.5 см (2008 г.) до 110.4 см (2005 г.). Искомая толщина льда колебалась от 50-60 см 2007 и 2008 гг. до 70-80 см в 2005 г. По результатам наших исследований ледовые условия в южной части Охотского моря, где производились контрольные измерения толщины льда, в феврале-марте 2004 г. соответствовали суровому типу зимы, в 2005 г. и в 2007 г. – мягкому, а в 2008 г. – умеренному [Пищальник и др., 2017].

Таким образом, прямое сопоставление результатов российских и японских исследований не представляется возможным по двум причинам. Во-первых, несмотря на то, что мы используем одни и те же данные со спутника AMSR-2, расчётные данные площади ледяного покрова у нас различаются более чем на 10%. При этом расчётные значения многолетних тенденций достаточно близки по абсолютным величинам [Cavalieri, Parkinson, 2012]. Вероятно, это связано с тем, что границы Охотского моря по русской и японской версии не совпадают. Во-вторых, мы производили расчёты по толщине ровного льда без учёта его деформации. Это обстоятельство предопределило различия абсолютных величин толщины и объёма льда. По толщине наши данные различаются более чем в два раза, а по объёму – более чем в три раза. Задача расчёта искомой толщины льда может быть решена путём разработки методики учёта коэффициентов его деформации в отдельных регионах. По нашему мнению, результаты расчётов объёма льда японскими исследователями представляются завышенными, поскольку они использовали полную толщину льда с учётом снежного покрова [Nihashi et al., 2018]. Тем не менее, в этой же работе они указывают и на тот факт, что ледовитость не всегда адекватно отображает объём льда в Охотском море.

Представленные в нашей работе расчётные данные по толщине льда хорошо согласуются с результатами видео и визуальных наблюдений не деформированного льда, которые колеблются в пределах от 0.19 до 0.55 м (в среднем 0.33 м) [Toyota et al., 2004]. Несомненным достоинством приведенных в настоящей работе исследований являются результаты анализа многолетних вариаций ледовых характеристик и оценка вклада изменчивости ледовитости и толщины льда в отдельных регионах первого иерархического уровня в расчётный объём льда для Охотского моря в целом. Эти данные будут весьма полезны для интерпретации результатов как спутниковых наблюдений за толщиной ледяного

покрова, так и для планирования точечных экспериментов по прямому измерению толщины льда.

Выводы к главе 4

1. Объем льда в Охотском море в целом в начале XXI века сократился на 34.5%. Изменения объема происходило в большей мере за счёт уменьшения толщины льда (~60%) и в меньшей степени за счёт уменьшения ледовитости (~40%).

2. Максимальная скорость уменьшения толщины льда (6.06 см /10 лет) наблюдалась в южной части Охотского моря (регион III) в результате чего за исследуемый период она уменьшилась на 40.5%, при минимальном (на 4.8%) изменении ледовитости региона.

3. В северо-восточной части Охотского моря (регион II) ледовитость уменьшилась на 23.1%, толщина льда на 28.7%, а объем льда на 42.9%.

4. Наиболее стабильным регионом Охотского моря является его северо-западная часть (регион I). В этом регионе отмечаются наименьшие расчётные величины уменьшения ледовитости (15.5%), толщины льда (17.7%) и его объема (26.5%).

5. Для повышения репрезентативности вычисления по предложенной методике искоемых величин толщины и объема льда, необходимо разработать правило расчёта поправочных коэффициентов, которые позволяли бы учитывать степень деформации ледяного покрова в отдельных его регионах в соответствующих пространственных и временных масштабах.

Список литературы к главе 4

1. Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. – С-Пб.: Прогресс-Погода, 1997. – 197 с.

2. Алексеев Ю.Н., Астафьев В.Н., Литонов О.Е. и др. Ледотехнические аспекты освоения морских месторождений нефти и газа. – С-Пб.: Гидрометеиздат, 2001. – 360 с.

3. Гладышев С.В. Термохалинная структура придонного слоя на северном шельфе Охотского моря // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 3. – С. 183-187.

4. Гладышев С.В., Хен Г.В. Распространение плотных шельфовых вод в глубоководной части Охотского моря // Доклады Академии наук. – 2004. – Т. 398. – № 1. – С. 112-117.

5. Зонн И.С., Костяной А.Г. Охотское море. Энциклопедия. – М.: Международные отношения, 2009. – 256 с.

7. **Минервин И.Г.**, Романюк В.А., Пищальник В.М. и др. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН, 2015. – Т. 85. – № 1. – С. 24-32. (doi: 10.1134/S1019331615010049).

8. **Номенклатура** ВМО по морскому льду. – Женева, ВМО-№ 259. 1970. – Тр.145.

9. **Отчёт о НИР.** Моделирование динамики природных процессов в Охотском и Японском морях в целях обеспечения безопасности обустройства и эксплуатации месторождений углеводородов на шельфе о. Сахалин (заключительный) / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Регистрационный номер НИОКР 114042140017, Регистрационный номер ИКРБС ААА-Б16-216032270071-7, 22.03.2016.

10. **Отчёт о НИР.** Исследование особенностей ледового режима Охотского и Японского морей с применением ГИС-технологий (промежуточный) / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Номер государственного учёта НИОКТР ААА-Б17-117042810046-6, 28.04.2017.

11. **Отчёт о НИР.** Исследование особенностей ледового режима Охотского и Японского морей с применением ГИС-технологий (промежуточный, 2018 г.) / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Номер государственного учёта НИОКТР ААА-Б17-117042810046-6, 28.04.2017. Номер государственного учёта отчёта: ААА-Б19-219013190008-4, 31.01.2019.

12. **Пищальник, В.М.**, Романюк В.А., Минервин И.Г. и др. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. // Изв. ТИНРО. – 2016. – Т. 185. – С. 228-239.

13. **Пищальник В.М.**, Романюк В.А., Минервин И.Г. Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления // Вестник РАН, 2017. – Т. 87. – № 5. – С. 429-440. doi: 10.7868/S0869587317050024

14. **Плотников В.В.**, Якунин Л.П., Петров В.А. Ледовые условия и методы их прогнозирования // Проект "Моря". Гидрология и гидрохимия морей. Т. IX. Вып. 1. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. С. 291–340.

15. **Романюк В.А.**, Пищальник В.М., Бобков А.О. и др. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – С. 556-561.

16. **Романюк В.А.**, Еременко И.В., Пищальник В.М. Анализ межгодовой и сезонной изменчивости ледовитости в заливе Анива и проливе Лаперуза по данным дистанционного зондирования Земли // ИнтерКарто/ИнтерГИС 23: Материалы Междунар. конф. – М.:

Издательство Московского университета, 2017. – Т. 3. – С. 81–92. – doi: 10.24057/2414-9179-2017-3-23-81-92.

17. **Романюк В.А.** Ледовый режим Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха // Автореф. дисс. на соис. уч. степени кандидата географических наук. – Южно-Сахалинск, 2019. – 23 с.

18. **Руководство** по производству ледовой авиационной разведки. – Гидрометеиздат, 1981. – 240 с.

19. **Свидетельство** о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ (ПК «ЛЕД»). Авторы: Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Дата гос. регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.

20. **Тамбовский В.С.**, Пищальник В.М. Атлас льдов Японского и Охотского морей. Иллюстрированное справочное пособие. – Южно-Сахалинск, 1993. – 195 с.

21. **Cavalieri D.J.**, Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *Cryosphere* 6(4), 2012. – P. 881–889. (doi: 10.5194/ tc-6-881-2012)

22. **Enomoto H.**, Kumano T., Kimura N. et al. Sea-ice motion in the Okhotsk Sea derived by microwave sensors // Proc. 13th International Offshore and Polar Engineering Conference. 2003. Honolulu, Hawaii. P. 518–522.

24. **Fukumachi Y.**, Mizuta G., Shirasawa K. et al. Sea ice thickness in the southwestern Sea of Okhotsk revealed by a moored ice-profiling sonar // *J. Geophys. Res.*, 111, C09018, 2006. (doi:10.1029/2005JC003327).

25. **Fukumachi Y.**, Shirasawa K., Polomoshnov F.M. et al. Direct observations of sea ice thickness and brine rejection off Sakhalin in the Sea of Okhotsk // *Cont. Shelf Res.*, 29, 2009, 1541–1548.

26. **Gladyshev S.V.**, Martin S., Riser S. et al. Dense water production on the northern Okhotsk shelves: Comparison of ship-based spring-summer observations for 1996 and 1997 with satellite observations // *J. Geophys. Res.*, 105, 26,281–26,299, 2000.

27. **Kanna N.**, Toyota T. and Nishioka J. (2014) Iron and nutrient concentration in the sea ice and its impact on surface nutritional status in the southern Okhotsk Sea. *Prog. Ocean.*, 126, 2014. – P. 44–57.

28. **Nihashi S.**, Ohshima K.I., Tamura T. et al. Thickness and production of sea ice in the Okhotsk Sea coastal polynyas from AMSR-E. *J. Geophys. Res.*, 114, C10025. 2009. (doi: 10.1029/2008JC005222).

29. **Nihashi S.**, Ohshima K.I., Kimura N. Creation of a heat and salt flux dataset associated with sea-ice production and melting the Sea of Okhotsk. *J. Clim.*, 25, 2012. – P. 2261–2278 (doi: 10.1175/ JCLI-D-11-00022.1).

30. **Nihashi S.**, Kurtz N.T., Markus T. et al. Estimation of sea-ice thickness and volume in the Sea of Okhotsk based on ICESat data // *Annals of Glaciology*, 59(76pt2), 2018. doi: 10.1017/aog.2018.8 101.

© The Author(s) 2018. This is an Open Access article, distributed under the terms of the Creative Commons Attribution licence (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>), which permits unrestricted re-use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

31. **Pishchal'nik V.M.**, Truskov P.A., Solomatin S.V. et al. Analysis of the condition in the formation of open water spaces behind offshore platforms for the elimination of oil spills // *Океанологические исследования*, 2019. Т. 47. № 4. С. 88-105.

32. **Ohshima K.I.**, Nakanowatari T., Riser S. et al. Freshening and dense shelf water reduction in the Okhotsk Sea linked with sea ice decline. *Prog. Oceanogr.*, 126, 2014. – P. 71–79.

33. **Ohshima K.I.**, Nihashi S., Iwamoto K. Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation. *Geosci. Lett.*, 3(13), 2016. (doi: 10.1186/s40562-016-0045-4).

34. **Talley L.D.** An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research*. V. 38. Supplement 1. PP. S171-S190. [doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80009-4](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80009-4).

35. **Toyota T.**, Kawamura T., Ohshima K.I. et al. (2004) Thickness distribution, texture and stratigraphy, and a simple probabilistic model for dynamical thickening of sea ice in the southern Sea of Okhotsk. *J. Geophys. Res.*, 109, 2004, C6 (doi:10.1029/2003JC002090)

36. **Режим доступа:** <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

Глава 5. Пространственно-временной анализ распределения бурого медведя по территории на основе данных дистанционного зондирования Земли и применением ГИС-технологий

5.1 Материалы и методы

Инструментом анализа, систематизации, визуализации пространственных данных отражающих распределение животных служат геоинформационные системы, позволяющие создавать тематические карты с помощью математического и картографического моделирования [Николаева, 2010].

В основу исследования легли полевые экспедиционные данные, полученные на основе стационарных и маршрутных наблюдений в период с 2007 по 2019 гг. [Серёдкин и др., 2012; Методики..., 2008], а также инструментальные исследования с использованием дистанционного зондирования Земли. Весь массив данных обработан, проанализирован и представлен в виде цифровых, картографических материалов.

Исследования проводились на территории регионального заказника «Восточный», где на ограниченном пространстве расположена самая высокая горная система острова Сахалин с характерной высотной дифференциацией растительности. Здесь сохранились девственные леса и другие природные комплексы с оригинальным видовым составом, сложной структурой и большим биологическим разнообразием [Сабиров, Сабирова, 2004]. Плотность обитания бурого медведя в заказнике заметно выше, чем в других более обжитых районах острова (рис. 5.1) [Ерёменко, Сабиров, 2016].



Рис. 5.1 Концентрация бурых медведей в устье реки (июль 2019 г.)

Регистрация животных проводилась с использованием системы глобального спутникового позиционирования (GPS), а также фотографирования особей при помощи

цифрового фотоаппарата и инфракрасных фотоловушек (устанавливались в местах, наиболее посещаемых животными: маркировочные деревья, тропы) (рис. 2).

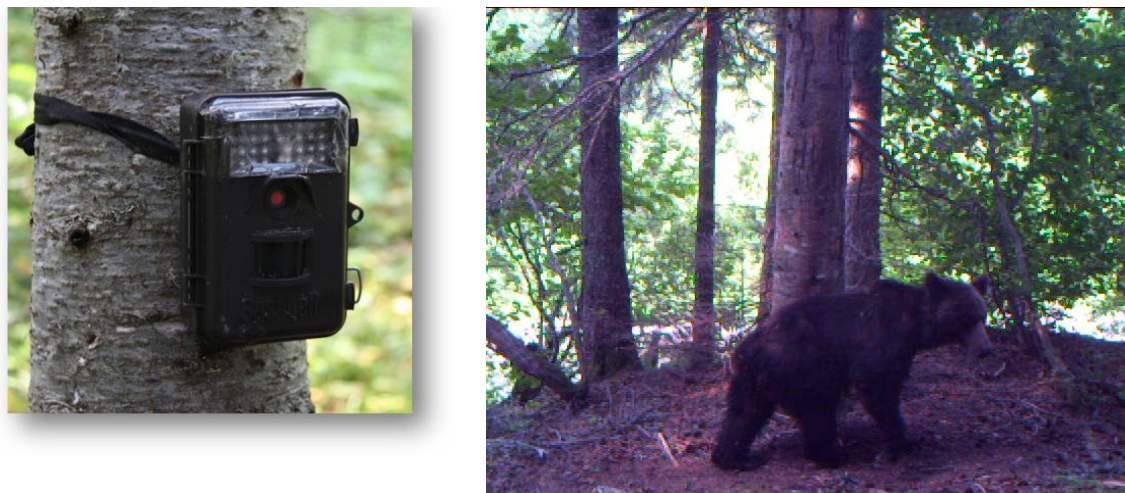


Рис. 5.2 Фиксация животных с использованием инфракрасных фотоловушек

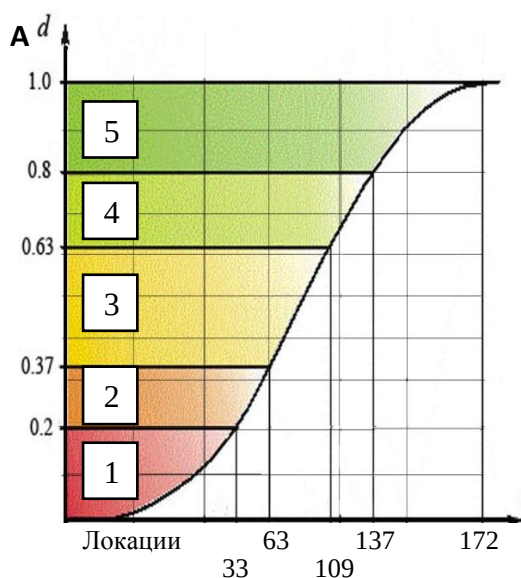
На основе анализа полученных данных были определены факторы среды, влияющие на приуроченность бурых медведей к территории и их значимость в различные сезонные периоды (характеризующиеся отчетливой сменой локаций животных), а также критерии оценки мест обитания с учетом распределения животных на изучаемой территории.

Ранжирование оцениваемых критериев производилось на основе установления относительной значимости исследуемых типов факторов и их упорядочения с применением математической функции желательности Харрингтона [Адлер и др., 1976]. Каждому критерию присваивался ранг в установленных диапазонах – согласно бально-рейтинговой оценочной шкале по 5-ти бальной системе. Учитывалось проявление каждого показателя по величине использования: 1 - наименее благоприятные условия обитания, 5 – наиболее благоприятные (рис. 5.3).

Все используемые показатели для удобства их анализа объединены и представлены в табличном виде (фрагмент таблицы отражен на рис. 5.3 Б).

Для оценки значимости рассматриваемых факторов применен математический метод, основанный на нормировании значений с использованием результатов проведенного ранжирования.

Относительная значимость всех факторов, рассчитывалась в отдельности для каждого типа (ранга) значений. С этой целью, оценки, полученные в результате анализа каждого



Б

Удаленность от реки, м.			Высота, м.		
Типы	Ранги	Локации	Типы	Ранги	Локации
0-100	5	139	0-100	5	398
100-200	3	88	100-200	1	78
200-400	5	172	200-300	1	35
400-600	3	64	300-400	1	16
600-800	2	36	400-500	1	7
800-1000	1	23	500-700	1	0
1000-1200	1	9	700-900	1	0
>1200	1	11	>900	1	0

В

Оценочный ранг	"Желательность" по Харрингтону	Показатели на шкале "желательности"
5	отлично	0,8
4	хорошо	0,63
3	удовлетворительно	0,37
2	плохо	0,2
1	очень плохо	0

Рис. 5.3 Ранжирование классифицируемых типов с использованием функции «желательности» Харрингтона: А – график логистической функции Харрингтона; Б – фрагмент таблицы анализа мест обитания бурого медведя; В – соответствия между параметрами предпочтения в эмпирической и числовой системах

фактора, суммировались по горизонтали (1), а затем последовательно нормировались (2).

$$\sum P_N = P_1 + P_2 + P_3 + P_4 + P_5, \quad (1)$$

$$K\Phi = P_i / \sum P_{iN}, \quad (2)$$

Далее вычислялась относительная значимость каждого фактора в процентах, путем отношения суммы нормированных значений к общему числу типов:

$$G_{ij} = \sum K\Phi / N_{\Sigma} * 100\%, \quad (3)$$

где, $\sum P_{iN}$ – сумма рангов N-уровня; $P_1 \dots P_5$ (P_i) – ранги; $K\Phi$ – коэффициент нормирования; N_{Σ} – общее число типов (критериев); G_{ij} – относительная значимость фактора.

Биогеографическое картографирование территорий пространственно-временного распределения бурого медведя в пределах его ареала проводилось с применением программного комплекса ArcGIS Desktop 10, ScanEx Image Processor. Для обработки пространственных данных использован инструмент статистики ArcGIS и программный комплекс Statistica Ultimate Academic 13. Вычислялись статистические показатели,

отражающие пространственные закономерности распределения точек – локаций бурого медведя.

Моделирование пространственно-временного распределения бурого медведя основано на анализе факторов, представленных в виде различных цифровых слоев [Никулина, Минервин, 2018; Кокорина, 2010; Мухтарова и др., 2018; 10. Redford et al., 2003]:

а) на основе цифровой модели рельефа (<http://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/>) получены карты высоты, уклона и экспозиции склонов, проведена их классификации и выделены восемь типов в пределах каждого фактора;

б) для определения параметров расстояния – удаленности животных от водных объектов или их границ (устье реки, русло реки, морское побережье) использована топографическая основа масштаба 1: 200 000, построены буферные зоны, согласно восьми ступенчатой типизации данных факторов;

в) для отображения растительного покрова данной территории на основе дешифрирования космических снимков Sentinel, Landsat и результатов натурных наблюдений построена карта растительности методом максимального подобия. Для визуализации данных и удобства их анализа использованы 3D-модели местности (рис. 5.4).

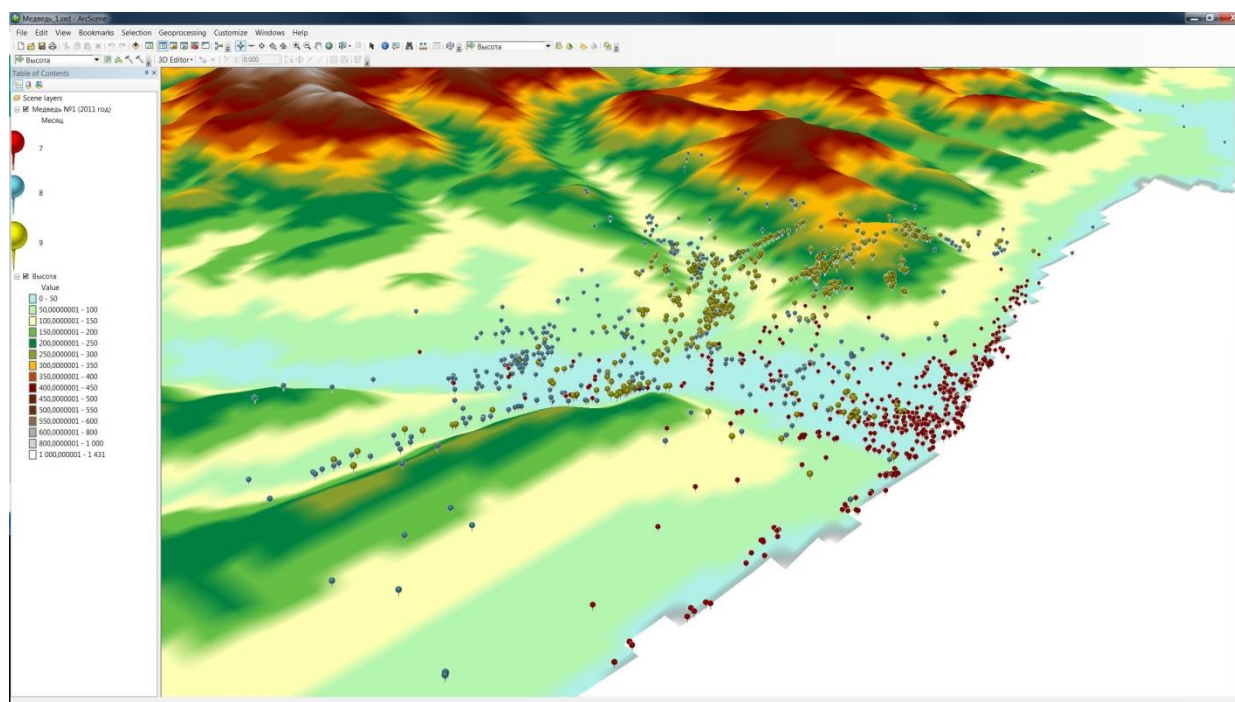


Рис. 5.4 Визуализация данных (точками показаны сезонные локации бурых медведей) с использованием 3D-моделей местности (в основу положена цифровая модель рельефа)

После предварительной подготовки цифровых слоев проводился подсчет точек, отображающих местонахождение животных, в каждом целевом поле методом пространственной выборки объектов. Для этого в атрибутивных таблицах, создавались дополнительные поля и промежуточные таблицы для соединения и связи значений и

присвоения атрибутивных данных. Затем посредством использования опции «суммирование значений» получали общее количество точек в каждом исследуемом типе. По результатам конечных значений вычислялись средние показатели концентрации локаций бурого медведя в различных диапазонах факторов, которые применялись для дальнейшего ранжирования информации.

Инструментом геообработки «переклассификация» все растры приводились к идентичной шкале, это необходимо при присвоении рангов (от 1 до 5) каждому диапазону значений для их графического отображения.

Для построения модели проведен синтез готовых растровых слоев с помощью инструмента «калькулятор растра», посредством умножения каждого растрового слоя на значение процента влияния фактора (веса) и затем суммирования их вместе для создания финального растра. Важное значение, при данном анализе имеет корректное определение веса каждого слоя.

Методика пространственно-временного анализа мест обитания бурого медведя основана на концепции Дж. Бойда, отражающая основные элементы, характеризующие процессы, действующие в непрерывном цикле с окружающей средой и учитывающие ее возможные изменения, позволяющие принимать решения и действия, представленные в данном исследовании в виде картографического отображения.

5.2. Результаты исследования и обсуждение

Унифицированное представление сезонных и пространственных различий в обитании бурого медведя отражено в результирующей модели-схемы (в виде лепестковой диаграммы) (рис. 5.5). Лепестковая диаграмма отражает приоритетность каждого фактора в определенный сезонный период и его функциональную значимость. Так, например, река (близость от основных русел) – в летний и осенний периоды является источником добываемой рыбы (основной наживочный корм), где пространственное размещение животных отмечается преимущественно вблизи нерестовых рек, что отмечалось другими авторами. В весенне-летний период для медведей определенное значение составляют пойменные участки и надпойменные террасы. Эти зоны имеют благоприятные условия для раннего развития травянистой растительности, как ее надземной части, так и подземной в виде луковиц и корневищ, которые медведь охотно поедает в малокормный период. Эти условия определяются избыточным увлажнением пойменных участков (амплитуда колебаний температуры здесь меньше, чем на более сухих участках, что препятствует промерзанию почвы). На диаграмме рельеф территории (главным образом высота) занимает

большую площадь и является наиболее приоритетным фактором во всех сезонах, высотная дифференциация обуславливает распределение характерных условий местности.

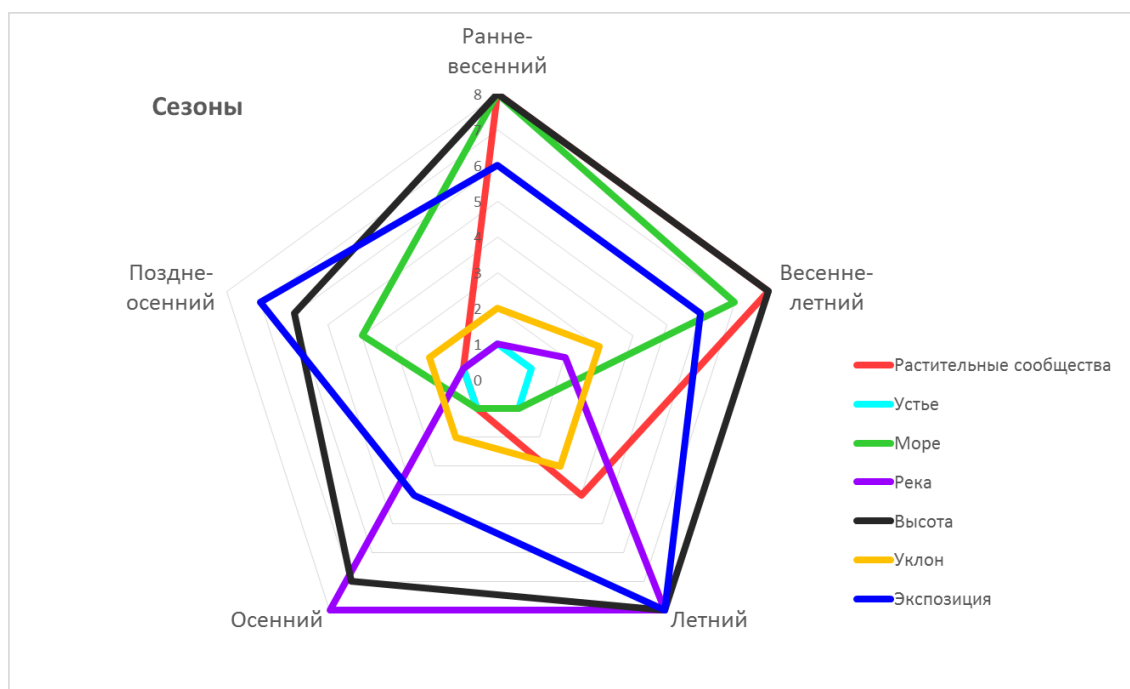


Рис. 5.5 Результирующая модель-схема, представляющая сезонные и пространственные различия в обитании бурого медведя

Анализ особенностей перемещений животных показал, что общая суточная протяженность маршрута медведя варьирует в диапазоне от 1 до 15 км., при этом характер траектории перемещений достаточно изменчивый. Это прежде всего обусловлено различной сезонной активностью, которая проявляется в смене мест обитания, изменении характера питания и т.д. (рис. 5.6).

В ходе обработки данных в программном комплексе ArcGISS были созданы промежуточные карты-схемы наиболее вероятных областей распространения *Ursus arctos* в разные сезонные периоды и отражен вклад каждого анализируемого фактора. Таким образом, подготовлено 7 цифровых слоев, отражающих абиотические и биотические факторы, влияющие на распространение особей по территории, на основе чего построены и проанализированы 40 карт-схем. Все слои классифицированы на 8 диапазонов значений для удобства работы с картографическим материалом. Для примера представлена технологическая схема построения тематической карты, отражающей результаты ранжирования слоя «удаленность от русла реки» в летний период (рис. 5.7).

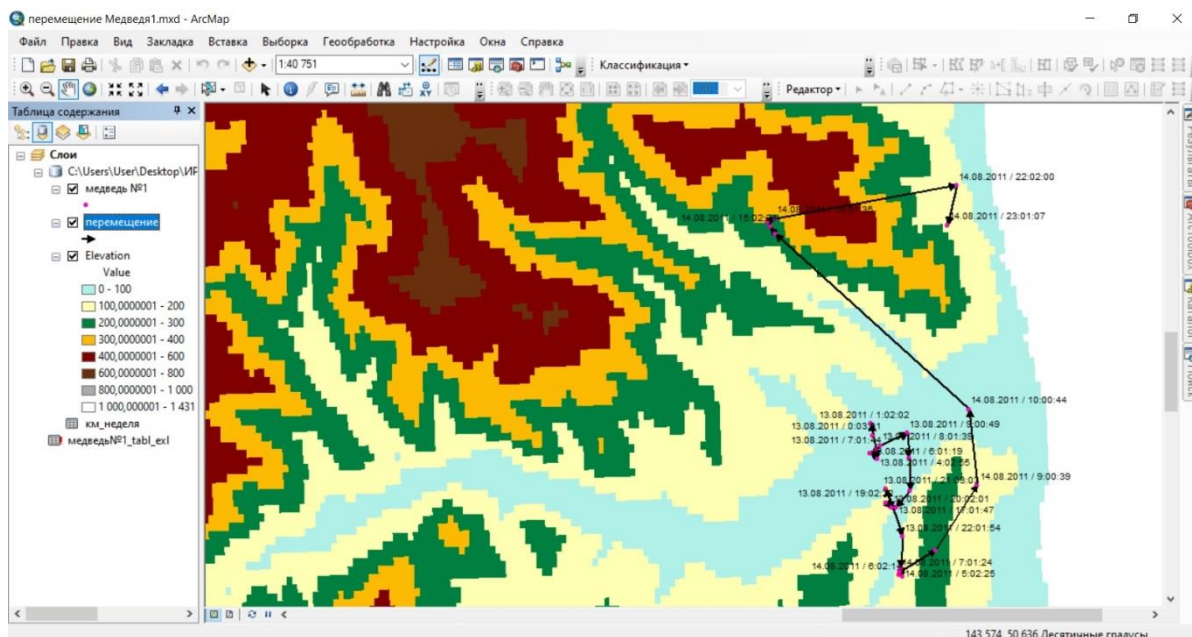


Рис. 5.6 Суточные перемещения бурого медведя

На основе геоинформационной обработки представленных цифровых слоев получено модельное представление распределения животных в летний период. Для тестирования точности определения добавлены точки – локации бурых медведей, концентрация которых отмечается в зонах с наивысшими значениями рангов 4, 5 (зоны расположения русел рек и ягодников), что подтверждает, корректность полученных результатов и правильность выбора методов анализа и картографирования (рис. 5.8).

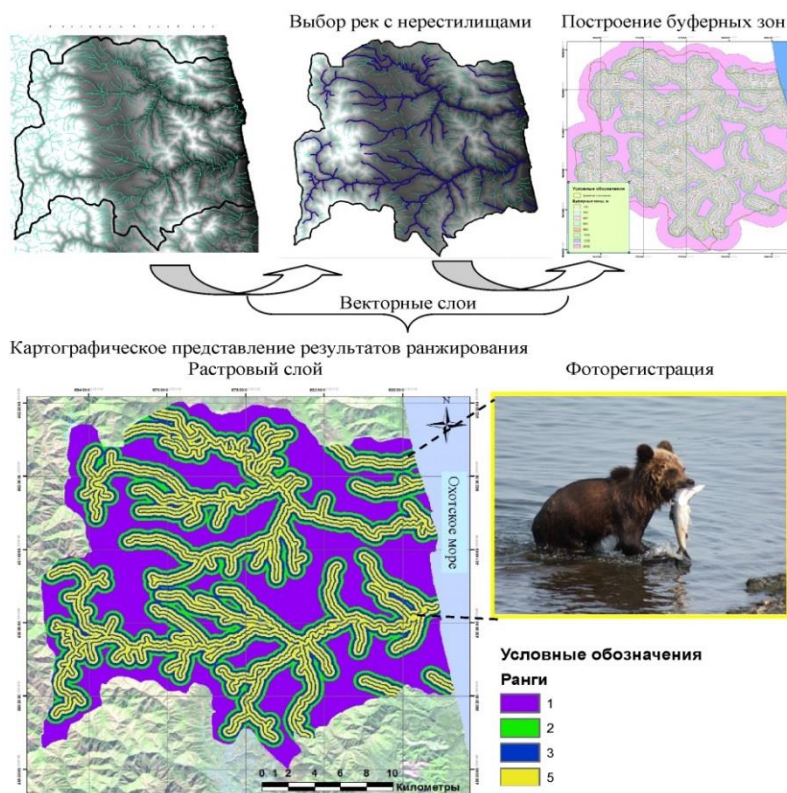


Рис. 5.7 Технологическая схема построения тематической карты

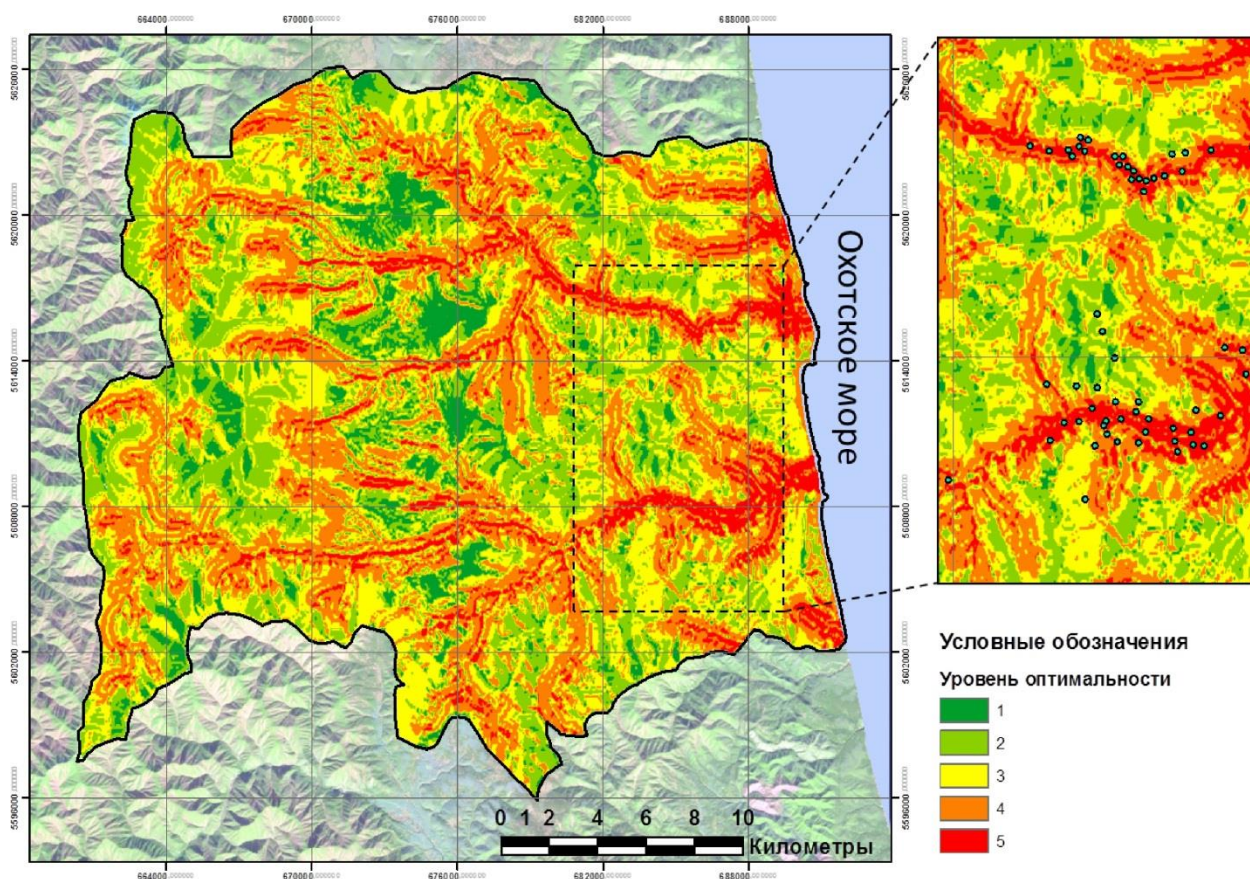


Рис. 5.8 Модель мест обитания бурого медведя в летний период

Предложенная методика может быть использована на разных территориях и предполагает возможность применения дополнительных предикторов, влияющих на распространение особей в пространстве, например, таких как хозяйственная деятельности человека.

Изучив особенности распространения и пространственно-временные характеристики приуроченности бурых медведей с учетом сезонности, при проведении производственных и регламентных работ предлагаем следующие рекомендации [Никулина, 2018]:

1. При планировании и проектировании производственных работ необходимо проведение регионального мониторинга территории для определения значимых факторов среды и выделения измеряемых параметров, индикаторов с учетом как качественных, так и количественных показателей.

2. Проведение геоэкологической оценки территории с учетом пространственно-временных особенностей мест обитания животных на предмет выявления биотических и абиотических факторов среды, определяющих годовую цикличность сезонных концентраций животных на отдельных территориях.

3. Разработка плана и календарного графика ведения производственных работ с учетом сезонной концентрации животных в различных территориальных зонах (рис. 5.9).

4. Разработка картографических материалов на основе ГИС для определения геоэкологического состояния территории предполагаемых производственных работ.

5. Проведение районирования исследуемой территории по степени ее благоприятности с учетом отдельных факторов, влияющих на места обитания бурых медведей.

6. Работы должны быть исключены или ограничены в периоды максимальной концентрации бурых медведей на отдельных территориях с учетом сезонных периодов. Выбор сокращенного режима работ позволяет уменьшить нагрузку, обеспечивая тем самым оптимальные условия обитания вида и безопасности человека.

7. Разработка нормативно-производственного регламента мероприятий по оптимизации условий проведения работ и их администрирования с учетом сезонных локаций бурого медведя на отдельных территориях.

Данный подход должен быть использован и при планировании спортивных мероприятий в лесной местности, туристских соревнованиях при ориентировании на местности, обустройстве палаточных лагерей, сезонных стационарных пунктов для проведения работ, связанных с разведкой полезных ископаемых, мониторингом природных объектов и процессов. Это позволит обеспечить безопасность жизнедеятельности человека и снизить возможные риски встреч и возникновения конфликтных ситуаций с бурым медведем.

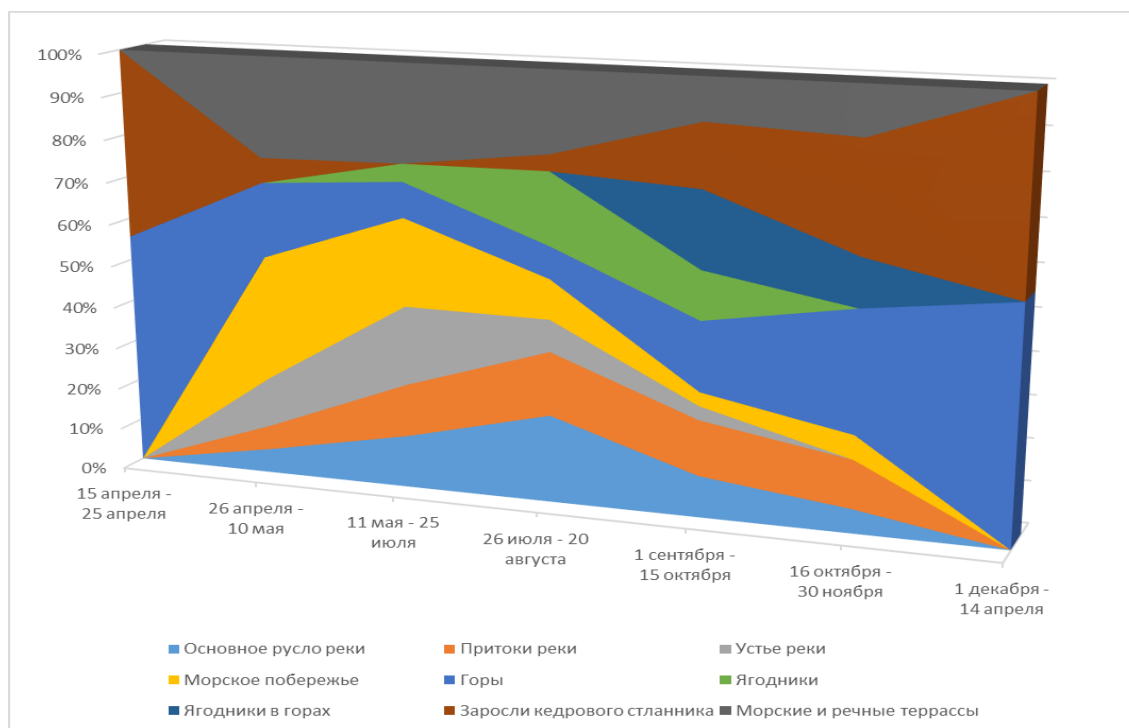


Рис. 5.9 Сезонная последовательность смены основных территорий, наиболее характерных для распространения бурых медведей с учетом факторов среды (план-график)

Таким образом, предложенная методика представляет собой современный автоматизированный комплекс, обеспечивающий сбор, обработку, анализ и формализацию данных, в визуализированном представлении в виде тематических карт, математических и картографических моделей мест обитания животных. Геоинформационная система может быть дополнена геоданными различного характера и решать поставленные задачи. Технологическая реализация ГИС позволяет регистрировать пространственно-временные изменения в распределении животных, в зависимости от изменяющихся условий среды; прогнозировать их концентрацию на отдельных территориях; оценивать риски, связанные с конфликтными ситуациями между человеком и медведем, а также формулировать рекомендации для обеспечения безопасности как при осуществлении рекреационной, туристической деятельности, так и при определении пространственно-временного регламента проведения производственных работ и их администрирование с учетом сезонных локаций бурого медведя на отдельных территориях.

Список литературы к главе 5

1. **Адлер Ю.П., Маркова Е.В., Грановский Ю.В.** Планирование эксперимента при поиске оптимальных условий. – М: Наука, 1976. – 280 с.
2. **Еременко И. В.,** Сабиров Р. Н. Эколого-фаунистические комплексы природного заказника «Восточный» // Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз: VI Сахалинская молодеж. науч. школа, г. Южно-Сахалинск, Россия, 3-8 октября 2016 г.: сборник материалов. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2016. – С 375-379.
3. **Кокорина И.П.** Применение геоинформационных методов в зоогеографическом картографировании // Гео-Сибирь. 2010. – Т. 1. – № 2. – С. 151-154.
4. **Методики** описания биоразнообразия заказника "Восточный" по материалам экспедиционных данных 2007 года Труды международного форума по проблемам науки, техники и образования / Под редакцией В.А. Малинникова, В.В. Вишневого. Том 3. – М.: Академия наук о Земле, 2008. – С. 85-86.
5. **Мухтарова А.М.,** Братков В.В., Биктимирова Н.М. и др. Картографирование ареалов модельных видов животного населения республики Дагестан. Юг России: экология, развитие, 2018. – № 13(4). – С. 68-85. (doi.org/10.18470/1992-1098-2018-4-68-85).
6. **Николаева О.Н.** Биogeографические карты – средство для сохранения и рационального использования природных ресурсов // Сб. матер. VI Междунар. научн. конгресса «ГЕО-Сибирь-2010», 26-29 апреля 2010 г., Новосибирск. – Новосибирск: СГГА, 2010. – С. 46-50.
7. **Никулина И.В.,** Минервин И.Г. Применение цифровых технологий для изучения пространственно-временного распределения бурого медведя (*Ursus arctos* Linnaeus, 1758) на острове Сахалин // Материалы докладов XVII международная научно-практическая конференция "Фундаментальные и прикладные науки сегодня". Том 2 (10-11 декабря 2018 г., North Chalston). Raleigh: Lulu Press, 2018. – С 45-49.
8. **Никулина И.В.** Влияние геоэкологической обстановки на состояние популяции бурого медведя и обеспечение безопасности работ на территории // Нефтегазовый комплекс: проблемы и решения: материалы первой национал. науч.-практ. конф. – Южно-Сахалинск, СахГУ, 2018. – 87 с.
9. **Сабиров Р.Н.,** Сабирова Н.Д. Сахалинский природный заказник «Восточный»: леса и флороценотическое разнообразие // Вестник Сахалинского музея, 2004. – № 11. – С. 398-413.
10. **Серёдкин И.В.,** Лисицин Д.В., Борисов М.Ю. Изучение бурого медведя на Сахалине // Известия Самарского научного центра РАН, 2012. – Т. 14. – №1 (8). – С. 1925-1928.

11. **Redford K.H.**, Coppolillo P., Sanderson E.W. et al. Mapping the conservation landscape // Biological Conservation, 2003. –PP. 116-131. (doi: [10.1046/j.1523-1739.2003.01467.x](https://doi.org/10.1046/j.1523-1739.2003.01467.x)).

12. **Режим доступа:** <http://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/>

Заключение

Цель НИР – разработка цифровой информационной системы для анализа ледового режима различных пространственно-временных масштабов, на этапе работ в период 2016-2019 гг. достигнута. В рамках государственного задания начаты методологические разработки цифровой информационной системы, создана базы данных и средства работы с ней, получены новые знания о ледовом режиме Охотского и Японского морей. Апробированы цифровые технологии для тематических карт, математических и картографических моделей мест обитания животных. Результаты исследований опубликованы в четырёх статьях, рецензируемых в базе данных Scopus и Web of Science. Защищена одна диссертация.

Для участия в научных конференциях привлекались студенты ТНИ СахГУ. Прочитано и частично опубликовано более десяти научных докладов.

В связи процессом реорганизации лаборатории и увольнения ряда сотрудников, некоторые задачи не были решены. Например, построение электронного атласа местоположения кромок ледяного покрова. Дополнительно к плану работ была решена задача разработки методологии расчёта объёмов льда на основе данных ДЗЗ и выполнен анализ вариаций объёма льда в регионах первого иерархического уровня за период с 2001 по 2019 гг.

Будущее направление научных исследований предполагается организовать по следующим направлениям:

1. Пополнение базы данных гидрометеорологическими архивными и оперативными материалами по Охотскому и Японскому морям и формирование базы данных для Берингова моря за период наблюдений с 2009 г.
2. Оперативный мониторинг ледяного покрова Охотского, Японского и Берингова морей с помощью аппаратно-антенного комплекса лаборатории и данных MAISE (NASA).
3. Перевод локальный СУБД в Интернет для обеспечения и ведения совместного использования базы данных различными пользователями (специалистами лаборатории, студентами, сотрудниками университета). Регистрация в IIS, присвоение постоянного IP-адреса.
4. Пополнение архива текущими метеорологическими данными (ветер, осадки, давление и т.д.) и настройка их автоматической загрузки в архив.
5. Продолжение разработки специализированного ПО, тематическая разработка научных продуктов для регионального применения.
6. Научный анализ собранных данных и публикация результатов исследований.

7. Организация Центра ледового мониторинга и оперативного обслуживания судов на дальневосточном участке продолжения Северного морского пути.

Приложение А

Список публикаций, подготовленных в период проведения исследований по гос. заданию Минобрнауки России № 5.9510.2017/БЧ

Библиографический список публикаций, отражающих результаты работы за 2017 г.:

1. Пищальник В.М., Минервин И.Г., Шумилов И.В. Предварительные результаты расчётов объёма льда на основе данных дистанционного зондирования Земли. // Материалы докладов X Всероссийского симпозиума "Физика геосфер", Владивосток 23-29 октября 2017. ISBN 978-5-9909943-3-1. – С. 98-102. (РИНЦ)
2. Романюк В.А., Пищальник В.М., Еременко И.В. Анализ ледовитости залива Анива и Пролива Лаперуза с учётом сплоченности льда// Материалы докладов X Всероссийского симпозиума "Физика геосфер", Владивосток 23-29 октября 2017. ISBN 978-5-9909943-3-1. – С. 110-114. (РИНЦ)
3. Дорофеева Д.В., Еременко И.В., Пищальник В.М., Романюк В.А. К вопросу учёта сплоченности массива льда при расчёте ледовитости Татарского пролива// Материалы докладов X Всероссийского симпозиума "Физика геосфер", Владивосток 23-29 октября 2017. ISBN 978-5-9909943-3-1. – С. 50-53. (РИНЦ)
4. Шумилов И.В., Пищальник В.М., Минервин И.Г. О новой версии Программного комплекса «ЛЁД» // ИнтерКарто/ИнтерГИС 23. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий в условиях глобальных изменений климата: Материалы Междунар. конф. – Издательство МГУ, 2017, ISSN 2414-9179. – Т. 2. – С. 250–256. – DOI: 10.24057/2414-9179-2017-2-23-250-256. (Scopus)
5. Романюк В.А., Еременко И.В., Пищальник В.М. Анализ межгодовой и сезонной изменчивости ледовитости в заливе Анива и проливе Лаперуза по данным дистанционного зондирования Земли// ИнтерКарто/ИнтерГИС 23. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий в условиях глобальных изменений климата: Материалы Междунар. конф. – Издательство МГУ, 2017, ISSN 2414-9179. – Т. 3. – С. 81–92. – DOI: 10.24057/2414-9179-2017-3-23-81-92. (Scopus)
6. Еременко И.В., Дорофеева Д.В., Романюк В.А., Пищальник В.М. Исследование ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования Земли// ИнтерКарто/ИнтерГИС 23. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий в условиях глобальных изменений климата: Материалы Междунар. конф. – Издательство МГУ, 2017, ISSN 2414-9179. – Т. 3. – С. 20–31. – DOI: 10.24057/2414-9179-2017-3-23-20-31. (Scopus)

7. Пищальник В.М., Минервин И.Г., Романюк В.А. Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления // Вестник РАН, 2017. – Т. 87. – № 5. – С. 429-440. DOI: 10.7868/S0869587317050024. (BAK, Scopus)

8. Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В. Моделирование среднемесячных термохалинных характеристик и циркуляции вод на юго-восточном шельфе Сахалина // Изв. ТИНРО, 2017. – Т. 191. – С. 1-14. (BAK, Scopus, WoS)

Библиографический список публикаций, отражающих результаты работы за 2018 г.:

1. Дорофеева Д.В., Пищальник В.М., Минервин И.Г., Пастухова Д.А., Шумилов И.В. Анализ изменчивости векового ряда ледовитости Татарского пролива на основе спутниковых и гидрометеорологических наблюдений с применением ГИС-технологий // ИнтерКарто/ИнтерГИС. Материалы Междунар. конф. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. – Т. 24, ч. 2. – С. 46–54. DOI: 10.24057/2414-9179-2018-1-24-46-54.

2. Шумилов И.В., Минервин И.Г., Пищальник В.М., Терентьев Н.С. Разработка программного модуля для вычисления кромок ледяного покрова по данным дистанционного зондирования Земли // ИнтерКарто/ИнтерГИС. Материалы Междунар. конф. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. – Т. 24, ч. 2. – С. 171–177. DOI: 10.24057/2414-9179-2018-1-24-171-177.

3. Никулина И. В., Минервин И. Г. Применение цифровых технологий для изучения пространственно-временного распределения бурого медведя (*Ursus arctos* Linnaeus, 1758) на острове Сахалин // Материалы докладов XVII международная научно-практическая конференция "Фундаментальные и прикладные науки сегодня". Том 2 (10-11 декабря 2018 г., North Chalston). – Raleigh: Lulu Press, 2018. – С 45-49.

4. Leonov A.V., Pishchal'nik V.M., Petukhov V.I., Chicherina O.V. Transformations of nitrites in the northeastern waters of the Sakhalin Shelf: an analysis of mathematical modeling results // Океанологические исследования, 2018. – Т. 46. - № 2. – С. 112-144.

5. Дорофеева Д.В. О выделении типов зим различными методами при оценке ледовитости морской акватории // Нефтегазовый комплекс: проблемы и решения: материалы Первой национал. науч.-практ. конф. – Южно-Сахалинск, СахГУ, 2018. – С. 5-6. (<http://sakhgu.ru/nauka/nauka-obrazovanie-obshhestvo/2018-2/>)

6. Никулина И.В. (СахГУ) Влияние геоэкологической обстановки на состояние популяции бурого медведя и обеспечение безопасности работ на территории. // Нефтегазовый комплекс: проблемы и решения: материалы Первой национал. науч.-практ. конф. – Южно-Сахалинск, СахГУ, 2018. – С. 13. (<http://sakhgu.ru/nauka/nauka-obrazovanie-obshhestvo/2018-2/>)

7. Шумилов И.В. Методика вычисления местоположения кромок льда и её применение при изучении динамики ледовитости Охотского моря // Нефтегазовый комплекс: проблемы и решения: материалы Первой национал. науч.-практ. конф. – Южно-Сахалинск, СахГУ, 2018. – С. 15. (<http://sakhgu.ru/nauka/nauka-obrazovanie-obshchestvo/2018-2/>)

Библиографический список публикаций, отражающих результаты работы за 2019 г.:

1. Пищальник В.М., Дорофеева Д.В., Минервин И.Г., Шумилов И.В., Никулина И.В. Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2018 гг. // Изв. ТИНРО, 2019. – Т. 196. – С. 114-122. DOI: 10.26428/1606-9919-2019-196. (РИНЦ, ВАК, Scopus)

2. Pishchal'nik V.M., Leonov A.V., Petukhov V.I., Petrova E.A., Chicherina O.V. Biohydrochemical Studies of the Intra-Annual Nutrient Dynamics in the Northeastern Shelf Waters of the Sakhalin Island // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2019. – Vol. 272. Section two. P. 1-5. DOI:10.1088/1755-1315/272/3/032241. (Scopus)

3. Leonov A.V., Pishchal'nik V.M., Petukhov V.I., Chicherina O.V. Oil hydrocarbons in shelf waters of the eastern part of the Sakhalin island: their inputs, transformations and contents // Океанологические исследования, 2019. - Т. 47. № 1. С. 174-197 (Scopus)

4. Pishchal'nik V.M., Truskov P.A., Solomatin S.V., Romanyuk V.A., Leonov A.V. Analysis of the condition in the formation of open water spaces behind offshore platforms for the elimination of oil spills // Океанологические исследования, 2019. - Т. 47. № 4. С. 88-105. (Scopus)

5. Пищальник В.М., Дорофеева Д.В., Минервин И.Г. Методологические подходы к прогнозированию ледовитости Татарского пролива // Физика геосфер: Одиннадцатый Всероссийский симпозиум, 9-14 сентября 2019 г., Владивосток, Россия: мат. докл. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН 2019. – С. 77-80. ISBN 978-5-6043211-1-9.

6. Пищальник В.М., Минервин И.Г., Никонова Е.В., Терентьев Н.С., Шумилов И.В. Разработка прогностического правила внутрисезонной динамики ледяного покрова: фаза развития // Физика геосфер: Одиннадцатый Всероссийский симпозиум, 9-14 сентября 2019 г., Владивосток, Россия: мат. докл. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2019. – С. 214-219. ISBN 978-5-6043211-1-9.

7. Пищальник В.М., Романюк В.А., Минервин И.Г. Оценка точности результатов расчётов ледовитости Охотского моря по данным Japan Meteorological и Agency National Ice Center // Физика геосфер: Одиннадцатый Всероссийский симпозиум, 9-14 сентября 2019 г., Владивосток, Россия: мат. докл. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2019. – С. 170-174. ISBN 978-5-6043211-1-9

Приложение Б

Перечень конференций, где представлены результаты НИР в период проведения исследований по гос. заданию Минобрнауки России № 5.9510.2017/БЧ

№ п/п	Название конференции	Уровень конференции	Место проведения	Дата (начало – окончание)	Язык доклада	Авторы доклада	Название доклада
1	ИнтерКарто/ИнтерГИС 23	международная	г. Южно-Сахалинск, Россия	26–28 июня 2017	рус.	В.М. Пищальник, И.В. Шумилов, И.Г. Минервин	О новой версии Программного комплекса «ЛЁД»
2	ИнтерКарто/ИнтерГИС 23	международная	г. Южно-Сахалинск, Россия	26–28 июня 2017	рус.	В.М. Пищальник, В.А. Романюк, И.В. Еременко	Анализ межгодовой и сезонной изменчивости ледовитости в заливе Анива и проливе Лаперуза по данным дистанционного зондирования Земли
3	ИнтерКарто/ИнтерГИС 23	международная	г. Южно-Сахалинск, Россия	26–28 июня 2017	рус.	В.М. Пищальник, И.В. Еременко, Д.В. Дорофеева, В.А. Романюк	Исследование ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования Земли
4	5 международная научно-практическая конференции «Морские исследования и образование: MARESEDU - 2016».	международная	г. Москва, Россия	18-21 октября, 2016	рус.	Леонов А.В., Чичерина О.В., В.М. Пищальник	Трансформация биогенных веществ и нефтяных углеводородов в водах юго-восточного шельфа Сахалина: анализ модельных расчетов
5	Мировой океан: модели, данные и оперативная океанология	всероссийская	г. Севастополь, Россия	26-30 сентября 2016 г	рус.	Пищальник В.М., Архипкин В.С.	Восстановление годового хода термохалинных характеристик и циркуляции вод в прибрежной зоне о. Сахалин

6	Наука в современном информационном обществе	международная		28-29 ноября 2016 г.	рус.	Романюк В.А., Минервин И.Г., Пищальник В.М.	Результаты внедрения системы дистанционного зондирования Земли акватории Охотского моря
7	Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум	всероссийская	г. Владивосток, Россия	23-29 октября 2017 г.	рус.	В.М. Пищальник, И.Г. Минервин, И.В. Шумилов	Предварительные результаты расчётов объёма льда на основе данных дистанционного зондирования Земли
8	Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум	всероссийская	г. Владивосток, Россия	23-29 октября 2017 г.	рус.	В.М. Пищальник, В.А. Романюк, И.В. Ерёмченко	Анализ ледовитости залива Анива и Пролива Лаперуза с учётом сплоченности льда
9	Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум	всероссийская	г. Владивосток, Россия	23-29 октября 2017 г.	рус.	В.М. Пищальник, Д.В. Дорофеева, И.В. Ерёмченко	К вопросу учёта сплоченности массива льда при расчёте ледовитости Татарского пролива
10	Нефтегазовый комплекс: проблемы и решения: материалы Первой национал. науч.-практ. конф.	всероссийская	г. Южно-Сахалинск, Россия	25-27 сентября 2018 года	рус.	Дорофеева Д.В.	О выделении типов зим различными методами при оценке ледовитости морской акватории
11	Нефтегазовый комплекс: проблемы и решения: материалы Первой национал. науч.-практ. конф.	всероссийская	г. Южно-Сахалинск, Россия	25-27 сентября 2018 года	рус.	Никулина И.В.	Влияние геоэкологической обстановки на состояние популяции бурого медведя и обеспечение безопасности работ на территории
12	Нефтегазовый комплекс: проблемы и решения: материалы Первой национал. науч.-практ. конф.	всероссийская	г. Южно-Сахалинск, Россия	25-27 сентября 2018 года	рус.	Шумилов И.В.	Методика вычисления местоположения кромок льда и её применение при изучении динамики ледовитости Охотского моря
13	The 1 st Symposium on Research and Development in Russia Far East	международная	г. Токио, Токийский университет	6 декабря 2019 г.	англ.	В.М. Пищальник,	Ледовые исследования в СахГУ: итоги и перспективы

14	Физика геосфер: Одиннадцатый Всероссийский симпозиум	всероссийская	г. Владивосто к, Россия	9-14 сентября 2019 г	рус.	Пищальник В.М., Дорофеева Д.В., Минервин И.Г.	Методологические подходы к прогнозированию ледовитости Татарского пролива
15	Физика геосфер: Одиннадцатый Всероссийский симпозиум	всероссийская	г. Владивосто к, Россия	9-14 сентября 2019 г	рус.	Пищальник В.М., Минервин И.Г., Никонова Е.В., Терентьев Н.С., Шумилов И.В.	Разработка прогностического правила внутрисезонной динамики ледяного покрова: фаза развития
16	Физика геосфер: Одиннадцатый Всероссийский симпозиум	всероссийская	г. Владивосто к, Россия	9-14 сентября 2019 г	рус.	Пищальник В.М., Романюк В.А., Минервин И.Г.	Оценка точности результатов расчётов ледовитости Охотского моря по данным Japan Meteorological и Agency National Ice Center

Приложение В

Перечень объектов интеллектуальной собственности, полученных в период проведения исследований по гос. заданию Минобрнауки России № 5.9510.2017/БЧ

№ п/п	Название ОИС	Вид объекта	Статус объекта	Дата регистрации в государственном реестре	Территория (страна)	Срок действия	Охранный документ	
							№	дата выдачи
1	АТЛАС-2018	Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ	получен охранный документ	27.11. 2019	Россия	Без срока действия	2019665674	27.11. 2019

Приложение Г

Защита кандидатской диссертаций в период проведения исследований по гос. заданию Минобрнауки России № 5.9510.2017/БЧ

№ п/п	ФИО	Соискание степени	Тема	Специальность	Дата защиты	Место защиты / № диссертационного совета	Научный руководитель
1.	Романюк Валерий Анатольевич	кандидат географических наук	Ледовый режим Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха	25.00.28 - Океанология	13.12.2019	ФГБУН «Тихоокеанский океанологический институт им В. И. Ильчёва» ДВО РАН / Д 005.017.02	Пищальник Владимир Михайлович, доктор технических наук, главный научный сотрудник научно- исследовательской лаборатории дистанционного зондирования Земли (ЮСНИС) СахГУ и РАН