

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

«САХАЛИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

УДК 551.462 551.35, 551.467

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

Инв. №

«УТВЕРЖДАЮ»

Проректор по НИР
ФГБОУ ВО «Сахалинский
государственный университет»



В.В. Моисеев

«29» сентября 2018 г.

ОТЧЁТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ОХОТСКОГО
И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ
(промежуточный)

Руководитель темы
Заведующий Лабораторией
дистанционного зондирования Земли,
д-р техн. наук, профессор

подпись, дата

В.М. Пишальник

Нормоконтролёр
канд.пед.наук.

подпись, дата

Д. А. Бородулин

Южно-Сахалинск, 2018

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы,
д. т. н., профессор



В.М. Пищальник
(введение, ч. 2, разд. 1.5, заключение)

Канд. ф.-м. наук



И.Г. Минервин (разд. 1.5, ч. 2, редактирование)

Научный сотрудник



Н.С. Терентьев (ч. 1, разд. 1.1, 1.2, Приложение)

Научный сотрудник



В.А. Романюк (ч. 2, ч. 3)

Научный сотрудник



И.В. Никулина (Ерёменко) (разд. 1.3, 2.4, 3.2, 3.3)

Научный сотрудник



И.В. Шумилов (ч. 1, разд. 2.5, Приложение)

Аспирантка



Д.В. Дорофеева (ч. 3)

РЕФЕРАТ

Отчёт 54 стр., 8 рис., 8 табл., 2 прилож., 42 источника.

Отчёт составлен по результатам НИР, выполняемой в рамках государственного задания базовой части № 5.9510.2017/БЧ

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

Объект исследования – ледяной покров Охотского и Японского морей.

Цель работы – выявление закономерностей ледового режима для различных пространственно-временных масштабов.

Методы проведения работы:

1. Формирование многолетних рядов изменения площади ледяного покрова Охотского и Японского морей в целом и на их отдельных акваториях;
2. Районирование ледного покрова морей по ледово-географическим признакам;
3. Поиск и анализ корреляционных и регрессивных зависимостей изменения ледовитости морей и гидрометеорологических параметров;
4. Применение ГИС-технологий для определения местоположения кромок ледяного массива;
5. Создание методологии вычисления объёма льда с использованием данных дистанционного зондирования Земли;
6. Формирование базы данных гидрометеорологических параметров и разработка СУБД.

Результаты 1-го этапа работы:

1. Разработана новая версия 1.2 Программного комплекса «ЛЁД», путём внедрения дополнительного программного блока расчёта объёма льда в районах с произвольно заданными границами по данным ДДЗ микроволнового диапазона;
2. Разработана новая версия ГИС «Сахалинский шельф»;
3. Результаты исследований опубликованы в пяти статьях в реферируемых журналах, в трех докладах на Всероссийской конференции, три статьи сданы в печать.

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

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
1. ПОДГОТОВКА К РАБОТЕ И ЗАПУСК НАЗЕМНОГО ПРИЁМНОГО КОМПЛЕКСА ПРИЁМА И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ДДЗ.....	8
1.1. Технические характеристики и программное обеспечение аппаратно-антенного комплекса Orbital Systems.....	8
1.2. Организация приёма и обработки спутниковой информации	9
1.3. Организация хранения спутниковой информации.....	11
1.3.1. Метеорологическая информация	11
1.3.2. Ледовые карты	12
1.3.3. Научные публикации	12
1.3.4. Программное обеспечение.....	13
1.4. Основные задачи для решения в 2018 г.	15
1.5. О новой версии Программного комплекса «ЛЁД»	16
2. НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ОХОТСКОГО МОРЯ	18
2.1. Анализ изменчивости ледового режима в отдельных регионах Охотского моря в период потепления	18
2.2. Повторяемость различных типов зим.....	21
2.3. Динамика межгодовых колебаний аномалий ледовитости	24
2.4. Анализ межгодовой и внутрисезонной изменчивости ледовитости в заливе Анива и проливе Лаперуза	27
2.5. Результаты расчётов объёма льда на основе данных дистанционного зондирования Земли.....	28
3. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА ...	31
3.1. К вопросу учёта сплоченности льда при расчёте ледовитости Татарского пролива.....	31
3.2. Исследование изменений ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования Земли	33
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	43
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	47
ПРИЛОЖЕНИЕ А	51
ПРИЛОЖЕНИЕ Б	53

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 самых биопродуктивных в мире по развитию бентоса. Ихтиофауна включает более 300 видов, а промысловых видов – около 30. Оно даёт большую часть всего российского вылова лососёвых рыб. Кроме того, на шельфе Охотского моря в последние 20 лет идёт активная разведка и добыча углеводородов. Специфика разработки морских месторождений нефти и газа предусматривает круглогодичное транспортное (в том числе и судовое) обслуживание производственных объектов, естественным препятствием для которого служит ледяной покров. Для устойчивого развития данного направления большое практическое значение имеет понимание процессов изменений ледового режима. Фундаментальная основа любых прогностических оценок – знание закономерностей изменчивости исследуемого явления в предшествующие периоды. В этой связи особый интерес представляет детальный анализ изменений ледового режима в районах первого иерархического уровня в современный период потепления.

Характер исследования: фундаментальный.

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

Перечень организаций, заинтересованных в результатах исследования по теме: операторы шельфовых проектов (ПАО «НК «Роснефть», ПАО «Газпром», Эксон Нефтегаз Лимитед, Сахалинская энергия 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.

Объект исследования – Охотское и Японское моря.

Предмет исследования – ледяной покров.

Цель работы – выявление закономерностей изменения ледового режима для различных пространственно-временных масштабов.

Цели 1-го этапа работы: организация мониторинговых исследований, организация накопления 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 «ЛЕД» как основного инструмента исследования.
- 1.3. Прием и обработка спутниковой информации, организация её хранения и научный анализ полученных данных.

Цели 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 1.2 ПК «ЛЕД».

Методы проведения работы:

1. Изучение научных и литературных источников;
2. Формирование многолетних рядов изменения площади ледяного покрова Охотского и Японского морей в целом и на их отдельных акваториях;
3. Поиск и анализ корреляционных и регрессивных зависимостей изменения ледовитости морей и гидрометеорологических параметров;
4. Применение ГИС-технологий для определения местоположения кромок ледяного массива;
5. Формирование базы данных гидрометеорологических параметров и разработка СУБД.

Ожидаемые результаты: подготовка к печати 3-4-х статей в рецензируемых журналах.

Практическая значимость: подготовка к изданию практического пособия для мореплавателей по местоположению кромок льда в зависимости от суровости ледовых условий.

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

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.

1. ПОДГОТОВКА К РАБОТЕ И ЗАПУСК НАЗЕМНОГО ПРИЁМНОГО КОМПЛЕКСА ПРИЁМА И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ДДЗ

1.1. Технические характеристики и программное обеспечение аппаратно-антенного комплекса Orbital Systems

Технической основой для мониторинга ледяного покрова Охотского и Японского морей является аппаратно-антенный комплекс произведенный в США компанией Orbital Systems.

Аппаратно-антенный комплекс лаборатории ДЗЗ (ЮСНИС) включает следующее оборудование:

Antenna 2.4AEHP

Отражатель 2.4 м. Антенна поддерживает автоматизированный режим слежения за общей X и L-группой спутников ЭОС.

Демодуляторы:

Высокоскоростной демодулятор HRD-200B

Демодулированный канал радиосвязи с понижением частоты для спутников X-группы Terra, Aqua, NPP, FY3.

Демодулятор с низкой скоростью LRD-200B

Демодулированный канал радиосвязи с понижением частоты для спутников L-группы: NOAA, METOP, FY1, FY3.

EOS-FES (управляющий компьютер HP DL385G7)

ОС: CentOS 5.5;

Процессор: AMD Opteron 6136 / 8-core / 2.4 GHz;

Оперативная память: 4 ГБ;

Жёсткие диски: RAID 300 GB (2 HDD).

DBPS (сервер для пост обработки данных HP DL380p Gen8 Server)

ОС: CentOS 6.9;

Процессоры: Intel Xeon E5-2690 / 8-core / 2.9 GHz;

Оперативная память: 64 ГБ;

Жёсткие диски: RAID 500 GB (2 HDD);

RAID-массив для архива накопленных данных: 24 HDD по 2 ТБ.

1.2. Организация приёма и обработки спутниковой информации

Для ручной обработки в лаборатории ДЗЗ на рабочих машинах используется ПО ScanEx IMAGE Processor v.4.2, IMAPP и ArcGIS Desktop 10.

IMAPP предназначен для калибровки и геолокации данных уровня 0.

ScanEx IMAGE Processor v.4.2 позволяет работать с калиброванными и геопривязанными данными.

ArcGIS Desktop 10 используется при работе с данными формата GeoTIFF (с привязкой), получаемыми после обработки в ScanEx IMAGE Processor v.4.2 или с помощью автоматической обработки программным обеспечением DBPS на сервере лаборатории.

В 2017 г. в рамках гарантийного технического обслуживания разработчиками программного обеспечения компании Earth Observing Systems (США) был организован семинар в г. Южно-Сахалинске, на котором научным сотрудникам была предложена система программных продуктов DBPS (Direct Broadcast Processing System) и особенности работы с ней.

В частности, в повседневную работу лаборатории была внедрена автоматическая обработка данных ДЗЗ. На сервере обработки установлено программное обеспечение DBPS, разработанное Earth Observing Systems. ПО позволяет обрабатывать сырые данные (уровня 0), принимаемые с космических аппаратов Terra, Aqua, NPP, NOAA, METOP, FY3 и в автоматическом режиме создавать следующие продукты:

Спутник Suomi NPP:

- Продукты VIIRS уровня 1B;
- Продукты VIIRS уровня 2 характеристик атмосферы;
- Продукты VIIRS уровня 2 характеристик океана;
- Продукты VIIRS уровня 2 характеристик суши;
- Изображения VIIRS;
- Продукты GeoTIFF;
- Продукты CrIS и ATMS уровня 1B;
- Продукты CrIS и ATMS уровня 2.

Спутники Terra и Aqua:

- Продукты MODIS уровня 1B;
- Продукты MODIS уровня 2 характеристик атмосферы;

- Продукты MODIS уровня 2 характеристик суши;
- Продукты MODIS уровня 2 характеристик океана;
- Изображения MODIS;
- Продукты Aqua AIRS и AMSU уровня 1B;
- Продукты Aqua AIRS и AMSU уровня 2.

Спутники NOAA-18/19:

- Продукты AVHRR уровня 1B;
- Продукты AVHRR уровня 2;
- Продукты HIRS, AMSU, и MHS уровня 1B;
- Продукты AMSU / MHS уровня 2.

Спутники Метеор-А / В:

- Продукты AVHRR уровня 1B;
- Продукты AVHRR уровня 2;
- Продукты IASI, HIRS, AMSU и MHS уровня 1B;
- Продукты IASI / AMSU уровня 2;
- Продукты HIRS / AMSU уровня 2;
- Продукты AMSU / MHS уровня 2.

Спутник FY-3B:

- Продукты VIRR уровня 1B;
- Продукты MERSI уровня 1B;
- Продукты MWTS и MWHS уровня 1B.

Система программных продуктов была протестирована и настроена для корректной работы с аппаратно-антенным комплексом лаборатории.

В настоящее время в лаборатории ДЗЗ осуществляется приём и обработка данных со следующих спутников:

Название	Краткое описание	Пространственное разрешение в надире, м	Ширина полосы съёмки в надире, км
Terra/Aqua	Транснациональные научно-исследовательские спутники на солнечно-синхронной орбите вокруг Земли,	250	2330

	действующие под руководством агентства НАСА.		
Suomi NPP	Американский метеорологический спутник, управляемый NOAA. Запущен в 2011 году, проводит климатические измерения, продолжая наблюдения, начатые программой NASA Earth Observing System.	375	3000
NOAA 18/19	Американские метеорологические спутники под руководством NOAA.	1000	2900
MetOp-A/B	Метеорологический спутник Европейского космического агентства.	1000	2900
Fengyun 3B	Китайский метеорологический спутник поколения FY-3, работающий на полярной солнечно-синхронной орбите.	250	2800

1.3. Организация хранения спутниковой информации

Сбор, обработка и анализ гидрометеорологических данных в СахГУ проводится на протяжении 10 лет. Накопленный архив информации требует ее систематизации и перевод на новый иерархический уровень - систему управления, предназначенную для организации и ведения базы данных, которая обеспечивает удобство хранения данных, эффективный доступ пользователям.

Сформированный архив данных позволяет выполнить разработку интерактивного программного комплекса Базы данных и вспомогательных усилий для ведения статистической обработки и анализа цифровых архивов ледовой и синоптической информации.

Весь архив данных сформирован по определенной тематике и систематизирован по следующим разделам:

1.3.1. Метеорологическая информация

- Архивные метеорологические данные температуры воздуха с гидрометеорологических станций (ГМС): Оха (период наблюдений с 2001 по 2017 гг.) , Ноглики (2001-2017 гг.), Александровск-Сахалинский (1881-2017 гг.), Поронайск (1908-2017 гг.), м. Терпения (2001-2017 гг.), Крильон (2005-2017 гг.), Холмск (2005-2017 гг.) , Корсаков (2005-2017 гг.), Южно-Сахалинск (2005-2017 гг.), Северо-Курильск (2001-2017 гг.), Южно-Курильск (1947-2017 гг.), Ича (2001-2017 гг.), Николаевск-на-Амуре (1981-2017 гг.), Озерновский (2001-2017 гг.), Охотск (1891-2017 гг.), Владивосток (1917-2017 гг.), м. Тайгонос (2001-2017 гг.), Магадан (1936-2017 гг.), Вакканай (2001-2017 гг.). Самые ранние регулярные инструментальные наблюдения за температурой воздуха на

побережье дальневосточных морей были начаты на ГМС Николаевск-на-Амуре и Александровск-Сахалинский и представлены с 1881 г.

- Черно-белые синоптические ежедневные карты приземного анализа за период наблюдений с 2001 по 2017 гг., предоставляемые японским метеорологическим агентством.

- Цветные синоптические ежедневные карты приземного анализа за период наблюдений с 2015 по 2017 гг., предоставляемые корейским метеорологическим агентством.

(Раздел метеорологической информации пополняется ежедневно в автоматическом режиме с помощью скриптов, работающих на сервере обработки лаборатории).

2. Космические снимки спутников Terra, Aqua, Suomi NPP, Fengyun 3B, NOAA 18/19, MetOp-A/B в форматах GeoTIF, TIF и JPG.

(Раздел со снимками пополняется ежедневно вручную изображениями Terra ручной обработки, а также автоматически изображениями, создаваемых с помощью ПО DBPS).

1.3.2. Ледовые карты

- Архивные и оперативные цветокодированные карты-схемы ледяного покрова в Охотском и Японском морях, с периодичностью съемки один раз в пентаду. Период наблюдений с 2007 по 2017 гг.;

- Черно-белые и цветные карты концентраций льда в заливе Анива, Охотском и Японском морях в целом. Период наблюдений с 2004 по 2017 гг.

- Карты-схемы ледовых условий в проливе Лаперуза. Период наблюдений с 1988 по 2017 гг.

- Карты-схемы ледовых условий в Охотском море. Период наблюдений с 2000 по 2013 гг.

(Раздел ледовых карт пополняется ежедневно в автоматическом режиме с помощью скриптов, работающих на сервере обработки лаборатории).

1.3.3 Научные публикации

Труды сотрудников Южно-Сахалинской научно-исследовательской станции (ЮСНИС), а также других ученых ранжированы по годам издания и тематике исследования:

- исследование морского льда;
- исследования в области гидрометеорологии;
- циркуляция атмосферы;

- гидрофизические, гидрохимические и гидробиологические особенности морей;
- анализ данных, составление прогнозов.

1.3.4. Программное обеспечение

В архиве лаборатории хранится лицензированное программное обеспечение и инструкции по его установке и использованию. ПО представлено следующими программами:

- ScanEx Image Processor — программное обеспечение для визуализации, расширенного анализа, углубленной и тематической обработки данных оптической и радиолокационной съемки. Является эффективным средством для решения широкого круга прикладных задач;

- Scanex Task Flow - приложение для автоматизации поточной обработки данных любых типов, в том числе материалов ДЗЗ. Программа позволяет формировать и выполнять задания для поэтапной пакетной обработки больших объемов данных с использованием произвольного набора консольных программ. Запуск на выполнение такого задания позволяет полностью автоматизировать многоэтапную пакетную обработку данных;

- ScanMagic — многофункциональное программное обеспечение, предназначенное для просмотра, анализа и обработки данных ДЗЗ, а также для организации каталогов результатов космической съемки. Программа поддерживает большое число общих графических, ГИС и ДЗЗ форматов, позволяет выполнять визуализацию, географическую привязку и геометрическую коррекцию космических снимков;

- ArcGIS Desktop 10.4 – приложения семейства геоинформационных программных продуктов американской компании ESRI, которые применяются для земельных кадастров, в задачах землеустройства, учёта объектов недвижимости, систем инженерных коммуникаций, геодезии и недропользования и других областях;

- DBPS – программная система для автоматической обработки спутниковых данных Земли, получаемых с помощью прямого вещания. Система поддерживает обработку данных с Suomi NPP, Terra, Aqua, POES, Metop и FY-3. Система использует данные уровня 0 каждого датчика на космических аппаратах, и производит продукты уровня 1, 2 и изображения для автоматической обработки спутниковых снимков.

Также в архиве размещено ПО, разработанное в лаборатории ДЗЗ, в том числе:

- На базе Сахалинского государственного университета разработаны программный комплекс «ЛЁД»; макросы позволяющие оперативно обрабатывать получаемые данные; скрипты для автоматической загрузки карт и схем с Интернет-ресурсов и размещения их в архиве лаборатории; приложение для ручной загрузки ледовых карт с сайта японского аэрокосмического исследовательского агентства;

- Программный комплекс «ЛЁД» версии 1.2 – комплекс программ для мониторинга ледовой обстановки. Данный комплекс используется для обработки архивных и оперативных карт-схем японского метеорологического агентства (JMA) и извлечения из них данных о площади и объёме льда разной сплоченности для районов с произвольно заданными границами;

- Макросы Excel VBA:

- макрос для типизации зим по суровости ледовых условий – разработан для автоматического определения типов зим какой-либо акватории любого временного периода и построения дополнительных столбчатых диаграмм на основе полученных данных;

- макрос расчёта СГДМ и СГДТ по данным ГМС – предназначен для быстрой автоматической оперативной обработки метеорологических данных, публикуемых на сайтах gr5.ru и aisori.meteo.ru, расчётов СГДМ, СГДТ, их сумм, определения дней перехода температуры воздуха через 0 °С, формирования результирующего Excel-файла;

- макрос определения значимости тренда – предназначен для установления значимости линейных трендов рядов площади ледяного покрова за любые периоды при уровне доверительной вероятности 95 %;

- макрос выборки значений ледовитости – создан для обработки созданных в модуле ПК "ЛЁД" IceMap на основе архивных карт-схем JMA Excel-файлов, содержащих информацию о площадях ледяного покрова разной сплочённости (по 10-и бальной шкале). Макрос подсчитывает суммарную площадь льда разной сплоченности в определённом районе за ледовые сезоны произвольного периода;

- макрос расчёта аномалий температуры воздуха – разработан для автоматического сведения в единую таблицу данных о суммах градусодней тепла и мороза на различных ГМС из разных листов Excel-книги, расчётов аномалий СГДТ и СГДМ относительно нормы выбранного периода, арифметических сумм СГДТ и СГДМ за каждый год, а также автоматического построения на основе полученных данных столбчатых диаграмм аномалий и интегральных кривых накопленных аномалий.

По видам хранения информацию в архиве можно подразделить по разделам:

1. Графический. Представлены данные дистанционного зондирования Земли с привязкой GeoTIFF, расширением – jpeg., gif., bmp. Данные разбиты на разделы и подразделы по отдельным периодам исследований (годам, ледовым сезонам).

2. Текстовый. Текстовые данные представляет раздел научных публикаций исследований гидрометеорологических, гидробиологических, гидрохимических, гидрофизических и ледовый условий (особенностей) акваторий замерзающих морей. Данные имеют разрешение doc., pdf.

3. Табличный. Данные температуры воздуха с гидрометеорологических станций представлены в таблицах формате Excel.

Хранение архивных и оперативных данных производится на технических носителях: сетевом диске на сервере DBPS (RAID-массив, 42 ТБ) и внешнем жёстком диске. Данные обновляются и размещаются на облако хранения информации (MyCloud). Внесение изменений возможно при входе под отдельным аккаунтом модератора (администратора). Доступ к архиву данных имеют сотрудники лаборатории.

В настоящее время весь архив информации составляет более 1,5 ТБ.

1.4. Основные задачи для решения в 2018 г.

Одной из задач является совершенствование и работа над автоматизацией обработки данных ДЗЗ:

- Настройка удалённого доступа к данным ДЗЗ с помощью облачных технологий и автоматизация их размещения в облаке;
- Настройка ПО DBPS для автоматической обработки данных ДЗЗ в пределах произвольных регионов и наложения на изображения различных элементов (градусной сетки, подписей и т.д.).

Также планируется внедрение БД, СУБД и расширение архива лаборатории:

- Внедрение реляционной базы данных и заполнение её систематизированными данными, собранными в архиве лаборатории ДЗЗ;
- Разработка и внедрение СУБД для обеспечения ведения и совместного использования базы данных пользователями;
- Настройка автоматизированного пополнения базы данных;
- Пополнение архива новыми метеорологическими данными (ветер, осадки, давление и т.д.) и настройка их автоматической загрузки в архив.

Важной задачей является настройка аппаратно-антенного комплекса и ПО лаборатории для осуществления приёма и обработки данных ДЗЗ с нового

метеорологического спутника JPSS-1 (NOAA-20), запущенного 18 ноября 2017 года и являющегося аналогом Suomi NPP. JPSS-1 оснащён инструментами VIIRS, CrIS, ATMS, OMPS и CERES, которые позволяют получать информацию об атмосферной температуре, влажности, облачности, температуре поверхности моря, цвете океана, ледяном покрове моря, вулканической активности, пожарах и т.д.

В 2018 планируется разработка нового и совершенствование существующего программного обеспечения для решения задач прогнозирования ледовой обстановки Охотского моря и Татарского пролива, построения кромок морского льда, совершенствования типизации зим по суровости ледовых условий, систематизации метеорологической информации из различных источников и т.д.

1.5. О новой версии Программного комплекса «ЛЁД»

Основным инструментом для исследования изменчивости ледового режима Охотского и Японского морей является разработанный в Лаборатории ДДЗ программный комплекс «ЛЁД» (ПК) [[Свидетельство..., 2015](#); [Пищальник и др., 2015](#)]. За отчётный год в ПК, помимо устранения ряда мелких недочётов, выявленных в процессе тестирования, была добавлена новая функция расчёта объёма льда. Суть её заключается в использовании характеристик средневзвешенной толщины и площади морского льда исследуемой акватории для вычисления значения объёма льда, т.е была реализована методологи расчёта объёма льда с применением данных ДЗЗ.

В существующий модуль ПК – RegionMap, с помощью которого создаются произвольные маски районирования были добавлены панели, предназначенные для выбора формата карт-схем – оперативных в формате 640x448, или архивных 512x512 пикселей, и выбора назначения создаваемой маски – карта районирования или карта толщины льда. Таким образом, возможности применения ПК были увеличена более чем в два раза [[Шумилов и др., 2017](#)].

В ПК были внесены изменения, позволяющие создавать совместимые с оперативными картами ЖМА произвольные маски районирования в формате BMP разрешения 640x448 пикселей и соответствующие им конфигурационные TXT-файлы, которые содержат характеристики создаваемых карт (имена районов, количество районов, информация о цветокодировании). Для установления соответствия и преобразования координат для оперативных карт-схем ЖМА были определены и добавлены в отдельный конфигурационный файл координаты в пикселях точек оперативных карт-схем ЖМА, и соответствующие им координаты точек карты, используемой для работы в RegionMap.

Для корректного преобразования координат были определены географические координаты угловых точек оперативных карт-схем и занесены в программный код модуля RegionMap. Внесены изменения в процедуры обработки событий главной формы и компонентов, расположенных на ней, в том числе процедуру `btReadyClick`, срабатывающую при нажатии на кнопку «Готово» и предназначенную для формирования файла маски районирования. Также изменён код процедуры `PX_PY_to_XY()` пересчёта положения пикселей для работы с оперативными картами JMA.

Для мониторинга ледовой обстановки в Охотском и Японском морях используется жесткая схема иерархического районирования с тремя уровнями классификации [Минервин и др., 2015]. Обновлённая версия RegionMap позволяет создавать маски районирования ледяного покрова для карт любого указанного выше формата как в границах строго иерархического районирования, так и в границах любой произвольной формы.

В модуль RegionMap была добавлена функция расчёта объёма льда на выделенной акватории. Толщина льда определяется ледовым экспертом по спутниковым снимкам, а затем заносится через интерфейс RegionMap в конфигурационный файл маски толщины льда. Для работы алгоритма были внесены изменения в процедуры обработки событий компонентов главной формы.

Модуль IceMap предназначен для расчета площадей ледяного покрова по маскам районирования произвольной формы. Данный модуль позволяет в выделенных районах проводить расчёт площади морского льда по грациям сплоченности и генерировать из полученных данных Excel-файлы с соответствующей информацией.

В ПК версии 1.2 модуль IceMap был доработан таким образом, что программе не требуется указывать формат входных данных. Определение формата (архивные или оперативные карты) и расчёт площадей льда в интересующих районах на основе цветокодированной информации производятся автоматически. При работе программа определяет наличие льда в данном районе карты и рассчитывает площадь льда для разных граций сплоченности. Для корректной работы алгоритма при обработке оперативных карт-схем JMA были пересчитаны коэффициенты для корректировки площади районов на картах-схемах и внесены в конфигурационный файл, изменены процедуры обработки событий кнопки импорта оперативных карт-схем JMA. Внесены изменения в процедуру `Calc()` и процедуру `Koef()`, предназначенную для расчёта площадей районов на карте-схеме JMA.

Так как оперативные карты-схемы публикуются на сайте JMA в оперативном режиме и имеют периодичность, отличную от архивных карт-схем, то в новой версии

устранены ограничения, требующие фиксированного размера серии ледовых карт-схем. Для использования входных данных из любого количества оперативных или архивных карт-схем любой периодичности и корректного формирования результирующего Excel-файла были внесены изменения в процедуры обработки событий кнопки формирования Excel-файла. Результаты расчёта площадей льда для районов на основе полученных данных формируются файлы Microsoft Office Excel.

В модуль IceMap ПК новой версии была добавлена функция расчёта объёма льда (км^3) в произвольных районах с помощью маски толщины льда, ранее созданной с помощью модуля RegionMap или вручную в любой программе для работы с растровой графикой. Расчёты объёмов льда в отдельном пикселе карты производятся с помощью формулы (1):

$$V = S * k * Th, \quad (1)$$

где V – объём льда в пикселе, S – площадь пикселя, k – коэффициент приведённой площади, Th – толщина льда (в см).

Для корректной работы алгоритма внесены изменения в процедуру `Calc()`, позволяющие рассчитывать объём льда для отдельных районов, добавлена функция `SearchIndexThickness()` для определения толщины льда в соответствующем пикселе, которая считывает данные из конфигурационного файла маски толщины льда. В интерфейс добавлена кнопка выбора директории с масками толщины льда. После расчётов объёмы льда для пикселей, принадлежащих одному району, складываются. Выходные данные записываются на отдельный лист Excel-книги [Шумилов и др., 2017].

2. НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ОХОТСКОГО МОРЯ

2.1. Анализ изменчивости ледового режима в отдельных регионах Охотского моря в период потепления

Период 1979-2015 гг. в современной литературе называют «период потепления» или «теплый период». Результаты расчётов, выполненные с помощью ПК «ЛЁД», впервые позволили проанализировать изменения ледового режима для иерархических районов первого уровня с характерными пространственными масштабами более 400 тыс. км^2 . Для каждого выделенного ледового района и Охотского моря в целом выполнен сравнительный анализ повторяемости различных типов зим по суровости ледовых условий, а также периодов с положительной и отрицательной тенденциями изменения

ледовитости. Результаты исследований показали, что процессы ледообразования и ледовый режим в отдельных районах моря имеют существенные различия, которые необходимо учитывать при разработке прогностических моделей и в практической работе.

На неоднородный характер пространственно-временной изменчивости температуры воздуха на Земле указывает ряд фактов, как исторического плана, так и результатов инструментальных измерений, которые свидетельствуют о ее периодических (чаще неравномерных) колебаниях. Изменениям климата и их последствиям на территории Российской Федерации посвящена серия «Оценочных докладов», в подготовке которых участвовали ведущие научно-исследовательские учреждения Росгидромета, Российской академии наук и других организаций. Одним из выводов этих работ является факт, что климатические изменения гидрометеорологических параметров в отдельных регионах нередко претерпевают более значительные изменения и вариации, чем глобальные. Например, в широтной зоне 70-85° с. ш., обнаружено наличие циклических колебаний температуры воздуха и ледовитости продолжительностью ~60, 20, 10 лет и менее [Фролов и др., 2007]. Также установлено, что после относительно холодного периода 1957-1984 гг. в Арктике начался очередной теплый период, который продолжается по настоящее время [<http://climate2008.igce.ru>].

Циклические колебания климата отчетливо проявляются и в изменчивости ледовитости Охотского моря [Пищальник и др., 2016]. Для планирования устойчивого развития данного производственного направления большую практическую значимость имеет понимание направленности процессов будущих изменений ледового режима как в море в целом, так и в отдельном конкретном ледовом районе. Фундаментальной основой любых прогностических оценок является знание закономерностей изменчивости исследуемого явления в предшествующие временные периоды. В этой связи особый интерес представляет детальный анализ изменений ледового режима в районах первого иерархического уровня в современный теплый период, что и является предметом настоящего исследования. Методические основы районирования Охотского моря по характеру формирования и эволюции ледяного покрова представлены в работах [Pishchalnik et al., 2013; Минервин и др., 2015].

Для исследования межгодовых колебаний аномалий ледовитости Охотского моря использованы данные регулярных наблюдений за состоянием ледяного покрова с искусственных спутников Земли (ИСЗ) на основе пассивного зондирования, которые осуществляются с 1971 г. и являются основными источниками информации о состоянии ледяного покрова в арктических и замерзающих морях [<http://www.iup.uni-bremen.de:8084/amsr2/>]. С помощью спутниковых наблюдений в микроволновой области

спектра (на которую практически не влияют погодные условия и освещенность) с 1978 г. определяется сплоченность льда.

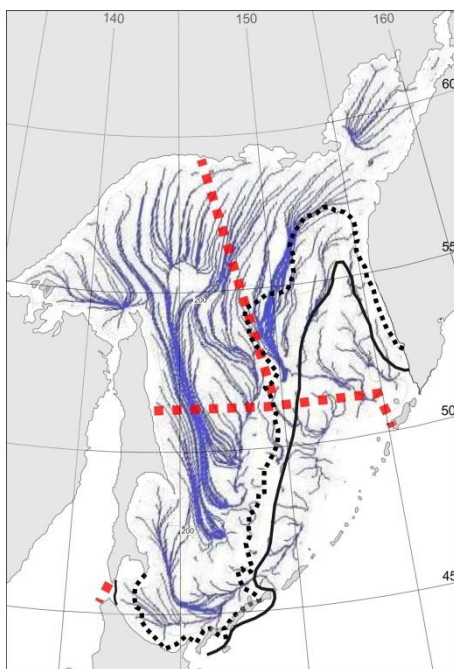


Рис. 1. Осредненные с 1993 по 2001 гг. траектории дрейфа льда и среднее положение кромок льда за периоды 1961-1990 (сплошная линия) и 1981-2010 г. (мелкий пунктир) [Enomoto et al., 2003]. Крупный пунктир – границы районов первого иерархического уровня

Нами установлено, что вариации площади массива льда в отдельных районах первого иерархического уровня на стадии его формирования могут достигать 25% в течение 5-10 сут., поэтому для повышения устойчивости среднемесячных характеристик значения ледовитости усреднялись за 10, 15 и 20 число каждого зимнего месяца. Расчет средней величины ледовитости за сезон производился путем усреднения ее среднемесячных значений с декабря по май. В результате были сформированы ряды внутрисезонной и межсезонной (межгодовой) изменчивости площади ледяного покрова для каждого района первого иерархического уровня [Минервин и др., 2015]. Для корректного сравнения расчетных значений ледовитость была вычислена в виде отношения занятой льдом площади ко всей площади моря в процентах. По полученным данным рассчитывались аномалии ледовитости относительно оперативной климатической нормы за период 1981-2010 гг. Анализ многолетнего хода аномалий ледовитости осуществлялся с помощью метода интегральных кривых, которые вычислялись путем последовательного алгебраического суммирования величин аномалий за каждый ледовый

сезон. По своей физической сути подобная интегральная кривая характеризует и наглядно отображает изменения многолетнего хода параметра [Гирс, 1978].

Установлено, что в течение теплого периода в Охотском море произошло смещение среднего местоположения кромки льда, рассчитанного относительно стандартной нормы 1961-1990 гг. [Плотников и др., 1998], в северном и западном направлениях на 50-70 миль, а в восточном – на 15-20 миль. Таким образом, в начале XXI в. среднее положение западной границы «восточного канала» от 51 до 55° с. ш. фактически является естественной границей,

разделяющей северо-западный и северо-восточный массивы льда [Pishchalnik et al., 2015]. На карте-схеме, построенной японскими исследователями по результатам наблюдений спутникового пассивного микроволнового радиометра SSS/I, приведены усредненные траектории дрейфа льда за период с 1993 по 2001 гг. (см. рис. 1) [Enomoto et al., 2003]. Они не противоречат расчетной схеме дрейфа льда в Охотском море, построенной за 1957-1960 гг. Л.П. Якуниным [Плотников и др., 1998]. В 1960-е гг. на фоне тенденции повышения ледовитости моря значительные объемы льда из северо-восточного района проникали в северо-западный и частично в южный ледовый район. В современный период весь образующийся в северо-восточной части моря лед разрушается в прикромочной зоне под воздействием «теплых» вод ЗКТ и практически не поступает ни в северо-западную, ни в южную части моря. Отсюда можно сделать вывод, что массивы льда, сформировавшиеся в северо-западной и северо-восточной частях Охотского моря в период потепления, характеризующийся преобладанием нормальных и мягких типов зим, имеют отчетливо выраженную границу и практически не смешиваются между собой, что делает их разделение вполне обоснованным.

2.2. Повторяемость различных типов зим

Классификация типов зим по суровости ледовых условий в выделенных районах осуществлялась по вычисленным аномалиям ледовитости на основе количественного критерия 0.8σ , широко применяемого при оценке достоверности и эффективности долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. Согласно разработанным критериям [Спичкин, 1987], значение 1.2σ служит границей крупной положительной или отрицательной аномалии. В итоге, используя диапазон 0.8σ , было выделено пять типов зим:

- экстремально суровая (ЭС) – ($\geq +1.2 \sigma$);
- суровая (С) – ($\geq +0.4 \sigma - < +1.2 \sigma$);

- умеренная (У) – ($<+0.4 \sigma - >-0.4 \sigma$);
- мягкая (М) – ($\leq -0.4 \sigma - < -1.2 \sigma$);
- экстремально мягкая (ЭМ) – ($\leq -1.2 \sigma$).

Предложенная пятиуровневая типизация зим как для отдельных районов Охотского моря, так и для моря в целом позволила существенно детализировать исследования и выявлять новые черты ледового режима.

Установлено, что основные причины, обуславливающие различия в условиях формирования ледяного покрова в отдельных районах моря – тип преобладающей циркуляции атмосферы и тесно связанная с ним температура воздушных масс, а также циркуляция вод. Наглядное представление о пространственно-временном распределении типов зим в выделенных районах дает анализ календаря межгодовых колебаний ледовитости (табл. 1).

Таблица 1

Характеристика типов зим по суровости ледовых условий в районах первого иерархического уровня Охотского моря

	<i>Охотское море в целом</i>	<i>Северная часть</i>	<i>Северо-западная часть</i>	<i>Северо-восточная часть</i>	<i>Южная часть</i>
1979	60,5	43,1	22,2	21,0	17,4
1980	60,2	45,6	24,1	21,4	14,7
1981	44,1	33,6	18,4	15,2	10,5
1982	49,4	38,0	20,7	17,4	11,4
1983	48,6	35,4	20,1	15,3	13,2
1984	32,8	25,7	14,6	11,1	7,1
1985	,9	39,6	21,1	18,5	9,3
1986	42,9	30,4	18,4	12,1	12,5
1987	43,5	31,9	18,3	13,5	11,7
1988	48,5	35,5	19,8	15,7	13,0
1989	37,3	30,4	16,6	13,8	6,9
1990	42,1	33,6	18,1	15,4	8,5
1991	31,4	26,7	15,6	11,1	4,7
1992	40,1	30,8	18,0	12,8	9,3
1993	45,2	36,8	20,5	16,3	8,4
1994	41,3	34,2	19,5	14,7	7,0
1995	41,8	34,1	20,0	14,1	7,7
1996	29,1	21,3	13,3	8,0	7,8
1997	33,4	24,3	16,3	8,1	9,1
1998	44,8	34,3	18,8	15,5	10,5
1999	50,4	38,3	21,7	16,5	12,1
2000	46,4	34,9	18,5	16,4	11,5
2001	59,5	44,0	23,1	21,0	15,4
2002	46,7	37,0	19,9	17,1	9,7
2003	46,1	33,4	18,3	15,2	12,7

2004	38,9	29,6	19,1	10,6	9,3
2005	33,6	26,4	16,3	10,0	7,3
2006	29,7	24,0	13,0	11,1	5,7
2007	38,1	30,0	18,8	11,2	8,1
2008	36,7	28,8	17,3	11,5	7,9
2009	29,6	23,7	14,2	9,6	5,9
2010	41,0	32,9	18,0	14,9	8,1
2011	33,0	26,5	16,1	10,4	6,5
2012	43,3	33,2	19,3	14,0	10,1
2013	36,4	26,7	16,3	10,4	9,7
2014	30,8	22,6	13,6	9,0	8,2
2015	26,9	23,3	12,9	10,5	3,6

■ – экстремально суровая, ■ – суровая, ■ – умеренная, ■ – мягкая, ■ – экстремально мягкая

Из анализа данных, приведенных в табл. 1, следует, что ледовые условия в различных районах Охотского моря существенно различаются. Совпадение типов зим во всех районах происходит относительно редко и наблюдалось 11 раз в течение 37-летнего рассматриваемого временного интервала. Данное явление характерно, в основном, для умеренных (У) (1981, 1987, 1998 и 2012 гг.), экстремально суровых (ЭС) (1979, 1980, 2001 гг.) и экстремально мягких (ЭМ) (2009, 2015 гг.) типов зим. Тем не менее, оно может наблюдаться также и в суровые (С) (1999 г.), и в мягкие (М) (2008 г.) зимы. Здесь следует заметить, что в сформированном ряду ледовитости Охотского моря с 1882 по 2015 гг. максимальная повторяемость суровых (С) и экстремально суровых (ЭС) зим наблюдалась в период резкого повышения ледовитости в 1902-1922 гг. и в последующий период повышенной ледовитости 1923-1957 гг. (9 и 11% соответственно).

Повторяемость мягких (М) зим в указанные периоды колебалась от 1 до 8 %. Экстремально мягкие (ЭМ) зимы как самостоятельный тип начал выделяться только с 1991 г. В период потепления повторяемость мягких М и ЭМ зим возросла более чем вдвое и достигла 18%, а С и ЭС понизилась в пять раз (с 9-11% до 2% соответственно) [Пищальник и др., 2016].

Отсюда следует заключение, что величина ледовитости для всего Охотского моря в большинстве ситуаций не может являться индикатором типов зим в ледовых районах первого иерархического уровня. В частности, в отдельные годы в различных районах моря можно наблюдать одновременно все основные типы зим (кроме экстремальных). Примером являются ледовые сезоны 1986, 1993 и 1995 гг. Так же подтверждено, что тип зимы для всего Охотского моря достаточно часто определяется типом зимы его северной части [Минервин, Пищальник, 2015] (табл. 2).

Таким образом, *площадь ледяного покрова в Охотском море не всегда служит репрезентативным показателем суровости типа зимы в отдельных его районах*. Этот вывод особенно важно учитывать при оперативном обслуживании ледовой информацией судов, участвующих в зимней навигации и при разработке ледовых прогнозов. Существенное повышение точности оценки типов зим в дальнейшем может быть достигнуто при переходе от площади ледяного массива к его объему путем учета сплоченности и толщины [Пищальник и др., 2011; Пищальник и др., 2016].

Таблица 2

Повторяемость совпадений типов зим между отдельными акваториями, (%)

	Охотское море в целом	Сев.-вост. часть	Сев.-зап. часть	Северная часть	Южная часть
Охотское море в целом	100	73	62	84	51
Сев.-вост. часть		100	59	76	35
Сев.-зап. часть			100	84	54
Северная часть				100	46
Южная часть					100

2.3. Динамика межгодовых колебаний аномалий ледовитости

На интегральной кривой аномалий ледовитости всего Охотского моря в период 1979-2015 гг. выделяются два максимума (1988 и 2003 гг.) и один минимум (1997 г.) (*рис. 2*). В других районах первого уровня максимум 1988 г. отчетливо прослеживается только в южной части моря. Данный факт позволяет сделать вывод о том, что именно колебания ледовитости в южной части моря обусловили характер изменчивости интегральной кривой для всего моря в целом.

В северной половине Охотского моря, равно как и в ее частях (западной и восточной), период с 1979 по 1995 гг. характеризовался относительно стабильным накоплением положительных аномалий ледовитости с чередованием трех-четырёхлетних периодов пятипроцентного повышения или понижения их абсолютных значений. Следовательно, максимум положительных аномалий ледовитости 1988 г. на интегральной кривой определялся локальным повышением ледовитости южной части моря и был обусловлен выносом холодных воздушных масс по южному коридору в 1983-1988 гг. В указанный период повышенная ледовитость отмечалась и в Татарском проливе (абсолютный максимум в 1985 г.) [Батухтина, Колесова, 2015]. По исследованиям Т.А. Шатиловой и др. (2014) период с 1963 по 1987 гг. классифицирован как «холодный» в

области Цусимского течения, а в 1981-1987 гг. наблюдалось экстремальное понижение температуры вод в области Куро시오.

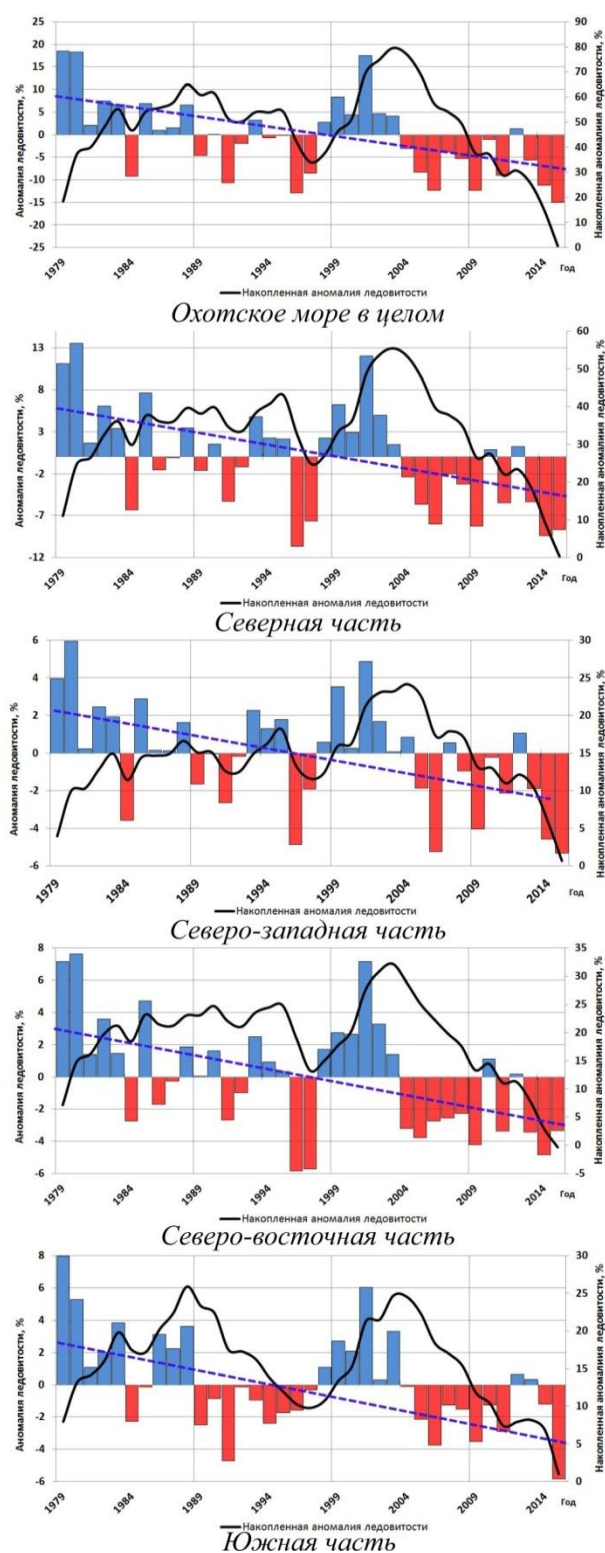


Рис. 2. Интегральные кривые аномалий ледовитости в районах первого иерархического уровня, вычисленных относительно климатической нормы 1981-2010 гг. и значимый на 95% уровне линейный тренд за период 1979-2015 гг.

Минимумы интегральных кривых в 1997 г. и максимумы в 2003 г. отчетливо выражены во всех районах, следовательно, процессы повышения и понижения аномалий ледовитости наблюдались практически синхронно с 1997 по 2003 и с 2003 по 2015 гг. соответственно. Эти процессы происходили на фоне ослабления Азиатского антициклона в холодный период года (1992-2010 гг.) и усиления с 1998 г. тропосферного антициклона в весенний период [Шатилина и др., 2014].

Анализ изменений аномалий ледовитости в Охотском море за исследуемый период выявил общую тенденцию их снижения на 15% (значимый на 95% уровне линейный тренд), что соответствует сокращению площади льда на ~240 тыс. км². При этом скорость уменьшения ледовитости (4.1% за 10 лет) в три раза превышает средние темпы сокращения ледовитости моря за весь исторический период с 1882 по 2015 гг. [Пищальник и др., 2016].

Спектральный анализ – один из методов обработки сигналов, который позволяет охарактеризовать его частотно-временной состав. Преобразование Фурье является математической основой, которая связывает временной или пространственный сигнал с его представлением в частотной области. Все природные процессы (в том числе и ледовитость) являются коррелированными. Поскольку они имеют ограниченную мощность и, следовательно, ограниченную полосу частот, то мы можем применить гармонический анализ к непериодическим межгодовым колебаниям ледовитости Охотского моря.

По результатам спектрального анализа выделяются четыре явно выраженных временных интервала изменчивости ледовитости Охотского моря в период времени с 1929 по 2015 гг. Это шестилетний переход от минимальной ледовитости к максимальной, 16 лет – переход от максимальной ледовитости к минимальной; 22 года – полный период от минимума к следующему минимуму ледовитости и 61 год – известный как цикл основного климатообразующего колебания в арктической зоне в XX в. [Фролов и др., 2007].

Сроки наступления максимума 1979-1980 гг. в иерархических ледовых районах первого уровня различаются в пределах одного года. Однако наступление следующего максимума ледовитости в 2001 г. происходит одновременно во всех районах. Более сложная картина наблюдается в сроках наступления основных минимумов. Так в ледовых районах, определяющих колебания ледовитости всего Охотского моря, включая его северную часть, минимальная ледовитость зафиксирована в 1996 г., в то время как в южном ледовом районе это событие было зафиксировано в 1991 г. Данное обстоятельство еще раз указывает на то, что в формировании ледовитости северо-западного и северо-

восточного районов большую роль играет атмосферная циркуляция, несмотря на активное влияние Полюса холода Северного полушария на скорость генерации льда во всей северной части Охотского моря. Сроки наступления абсолютного минимума ледовитости в различных районах Охотского моря (2014-2015 г.) так же, как и основного максимума (1979-1980 гг.), наблюдались со смещением на один год. Отмеченные временные различия с большой долей вероятности могут быть обусловлены флуктуациями центров действия атмосферы в Азиатско-Тихоокеанском регионе [Шатилина и др., 2014].

Учитывая обнаруженную зависимость чередования основных максимумов и минимумов ледовитости Охотского моря можно предположить, что, начиная с 2016 г. будет формироваться очередной основной максимум ледовитости, который наступит в 2022 ± 1 год, а величина его с учетом общей тенденции понижения ледовитости будет составлять $55 \pm 3\%$. Заметим, что прогноз вариаций площади ледяного покрова методом последовательных спектров, выполненный в 2011 г., также показывал рост площади ледяного покрова в Охотском море в ледовые сезоны 2021 и 2022 гг. выше средних величин [Пищальник и др., 2011]

2.4. Анализ межгодовой и внутрисезонной изменчивости ледовитости в заливе Анива и проливе Лаперуза

Другим объектом исследований был зал. Анива и прол. Лаперуза. Установлено, что за период с 1979 по 2016 гг. в зал. Анива наблюдается тенденция сокращения ледовитости на 2,5%, а в прол. Лаперуза – увеличения на 11%. Таким образом, зал. Анива является единственной акваторией, в которой отмечена тенденция увеличения ледовитости. На основе анализа динамики аномалий ледовитости, относительно климатической стандартной нормы 1981-2010 гг., выделены периоды с преобладанием её положительных и отрицательных значений, а также годы с наиболее высокими и низкими значениями. Показано, что ледяной покров прол. Лаперуза и зал. Анива имеет наибольшую взаимосвязь с ледовитостью в крайней южной части Охотского моря с коэффициентом корреляции 0.76 и 0.66 соответственно. Согласно результатам выполненной типизации зим по суровости ледовых условий определено, что в заливе Анива сумма суровых и экстремально суровых типов зим выше, чем в проливе Лаперуза. Анализ внутрисезонного хода ледовитости позволил определить средние даты появления и исчезновения льда залива Анива и пролива Лаперуза, а также продолжительность ледового периода. Для залива Анива характерно практически полное заполнение льдом, которое происходит

здесь в суровые зимы с 10 февраля по 10 марта. Пролив Лаперуза в суровые зимы заполняется льдом только на 70% - с 15 по 25 февраля [Романюк и др., 2017].

2.5. Результаты расчётов объёма льда на основе данных дистанционного зондирования Земли

Модернизация ПК «ЛЁД» позволила впервые выполнить расчёты объёма льда в Охотском море в ледовый сезон 2014/17 гг. по разработанной в Лаборатории ДДЗ методологии. В качестве исходных данных были использованы данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), полученные с помощью пассивных и активных микроволновых устройств, установленных на космических аппаратах. Преимущества радиофизических способов зондирования заключаются в возможности получения сведений о состоянии поверхности Земли не зависимо от облачности и освещенности. В свободном доступе в Интернете находятся пригодные для изучения климата ряды наблюдений достаточной продолжительности. Примером может быть коллекция государственного метеорологического агентства Японии (Japan Meteorological Agency) (JMA) пентадных (раз в пять дней) карт-схем ледовых условий Охотского и Японского морей с учетом сплоченности ледяного покрова, в которой имеются данные за тридцать восемь лет [<http://www.data.jma.go.jp>].

Толщина льда определялась в процессе дешифрирования спутниковых снимков видимого диапазона в условиях безоблачной (или малооблачной) погоды. На первом этапе ледовый эксперт на спутниковых снимках, принимаемых ежедневно антенно-аппаратным комплексом СахГУ, по цветовой гамме выделяет границы ледовых зон с преобладанием в них льда доминирующего возраста. На втором этапе в выделенных зонах определяются возрастные характеристики льда, которые записываются согласно международной символике для оперативных морских ледовых карт по номенклатуре ВМО [Международная..., 1984]. На третьем этапе рассчитывается средневзвешенная толщина льда в каждой ледовой зоне как среднее значение толщин льда двух-трех основных возрастных стадий, пропорционально их частной сплоченности в баллах (десятых долях). Средневзвешенная толщина выделенной ледовой зоны вычислялась 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 определенной возрастной стадии; C_{si} – частная сплоченность льда данной возрастной стадии в выделенной ледовой зоне, n – количество возрастных стадий в выделенной зоне.

Из практики визуальных наблюдений и дешифрирования спутниковых снимков ледяного покрова известно, что число комбинаций льда различных возрастов достаточно ограничено, поэтому процесс расчета средневзвешенной толщины льда может считаться в значительной степени формализованным. Пример значений расчетной средневзвешенной толщины для характерных сочетаний трех возрастных стадий льда приведен в таблице 3.

Таблица 3

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

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

Анализ данных таблицы позволяет заключить, что диапазон изменения средневзвешенной толщины в зоне молодых льдов минимален и составляет 1-2 см. Согласно [Руководства... \(1981\)](#), ледовый эксперт может определять возрастные характеристики льда с точностью до 1 балла (до 1 десятой). Другими словами, ошибка определения доли льда определенного возраста в зонах ниласовых и молодых льдов не окажет существенного влияния на конечный результат вычисления объёма льда в выделенной зоне. Величина такой ошибки для однолетних льдов возрастает

пропорционально его толщине и в среднем составляет 5-6 см. Учитывая тот факт, что в Охотском и Японском морях на стадии максимального развития процентное содержание однолетних льдов может достигать 70%, оставшиеся 30% - молодые льды, тогда ошибка определения толщины ледовых зон в максимуме может составлять 3-4 см, что обуславливает величину максимальной ошибки при вычислениях объёма льда для умеренного типа зим в абсолютных значениях до 30 км^3 , т.е. около 10% от максимального расчетного объёма льда. В дальнейшем для повышения точности вычислений следует разработать методическое правило применения коэффициентов торосистости для однолетних льдов и наслоенности для молодого льда. В наших предварительных расчётах для Охотского моря были приняты следующие фиксированные величины толщины льдов различного возраста: толстый однолетний лёд – 150 см, однолетний лёд средней толщины – 95 см, тонкий однолетний лёд – 50 см, серо-белый лёд – 22.5 см, серый лёд – 12.5 см, нилас – 7.5 см [WMO]. Коэффициенты наслоенности и торосистости не вводились. Наибольшее количество ледовых зон в массиве (до 10) было выделено на фазе его максимального развития. Площадь зон варьировала от 50 до 100 тыс. км^2 .

Результаты расчётов объёма и приведенной (с учетом сплоченности) площади льда на середину каждого зимнего месяца в сезоны 2014, 2015 и 2016 гг. представлены на рисунке 3. На графиках видно, что кривые сезонного хода ледовитости, вычисленные в единицах объёма и площади имеют существенные различия. Качество вычислений было проверено путём расчёта средней толщины льда массива для моря в целом ($H_{\text{ср}} = V/S$). Графики показали её плавное увеличение в каждом сезоне, что соответствует логике физических процессов, протекающих в массиве льда. Вычисленные на середину месяца объёмы и приведенные площади льда имеют сильную корреляцию (0.8) по годам. Корреляция месячных сумм градусодней тепла со величинами объёмов и площадей льда в соответствующих сезонах слабая (-0.2).

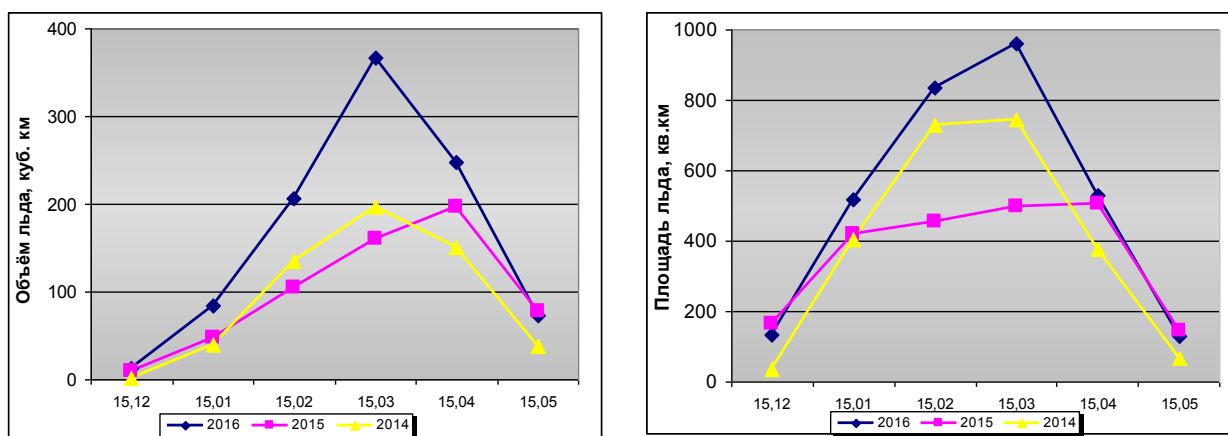


Рис. 3. Внутрисезонная изменчивость объёма (слева) и приведенной площади льда (справа) в Охотском море в 2014-2016 гг.

3. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

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

Важной характеристикой ледового режима замерзающих морей является их ледовитость, т.е. отношение общей площади, занятой льдом, к общей площади морской акватории или ее отдельного района, выраженное в процентах [Зубов, 1945]. Расчет ледовитости, как правило, производится без учета сплоченности льда (общая ледовитость). Целесообразно предположить, что более точной характеристикой является приведенная ледовитость, которая вычисляется с учётом пространства, не занятого льдом в зонах различной сплоченности.

В настоящее время основным источником информации о состоянии ледяного покрова являются данные ДДЗ. На основе цветокодированных ледовых карт-схем, представляемых Японским метеорологическим агентством [<http://www.data.jma.go.jp>] и разработанного ПК «ЛЁД» [Свидетельство..., 2015], был произведён расчет площади ледяного покрова Татарского прол. и его отдельных ледовых зон в период с 1979 по 2016 гг., как с учетом, так и без учета сплоченности льда путем усреднения ее среднемесячных значений за ледовый сезон с декабря по апрель и сделан анализ полученных результатов.

Корреляционная матрица между значениями общей и приведенной ледовитости показывает их тесную взаимосвязь (коэффициент корреляции для всех исследуемых зон равен 0.96 при 95% уровне значимости). Кривые годового хода ледовитости, с учетом и без учета сплоченности сохраняют симметричную конфигурацию с едиными фиксированными экстремумами, а именно, максимумами в 1985, 2001 и 2012 гг. и минимумами – в 1991, 1981, и 2015 гг. (рис. 4 а).

Разность средних за сезон межгодовых значений ледовитости Татарского прол. с учетом и без учёта сплоченности представлена на рис. 4 б. В среднем, различия вычисленных данных за весь исследуемый период составляют 4.7%. Максимальные значения отмечались в 1985 г., когда разность была около 8,5%, а минимальные в 1981, 1991 и 2006 гг. с разностью не более 3%.

Анализ ледовитости Татарского прол. с учётом и без учёта сплоченности указывает на общую тенденцию сокращения ледяного покрова. При этом различие в величине тенденций между общей и приведенной ледовитостью составляет 1% (рис. 4 а), а в юго-восточной и юго-западной зонах, где отмечаются более низкие среднегодовые значения площади ледяного покрова, разность тенденций практически отсутствует.

Динамика сезонной разности общей и приведенной ледовитости Татарского прол. показана на **рис. 4 в**. В начале ледового сезона наблюдается плавное увеличение разности с максимумом во всем проливе в середине марта (8.8%). В апреле на стадии разрушения льда разность в среднем не превышает 1.8%. Следует отметить, что согласно расчётам наибольшая ледовитость в Татарском проливе отмечается в феврале (48%), в январе её среднемесячные значения достигают 42%, а в марте – 36%.

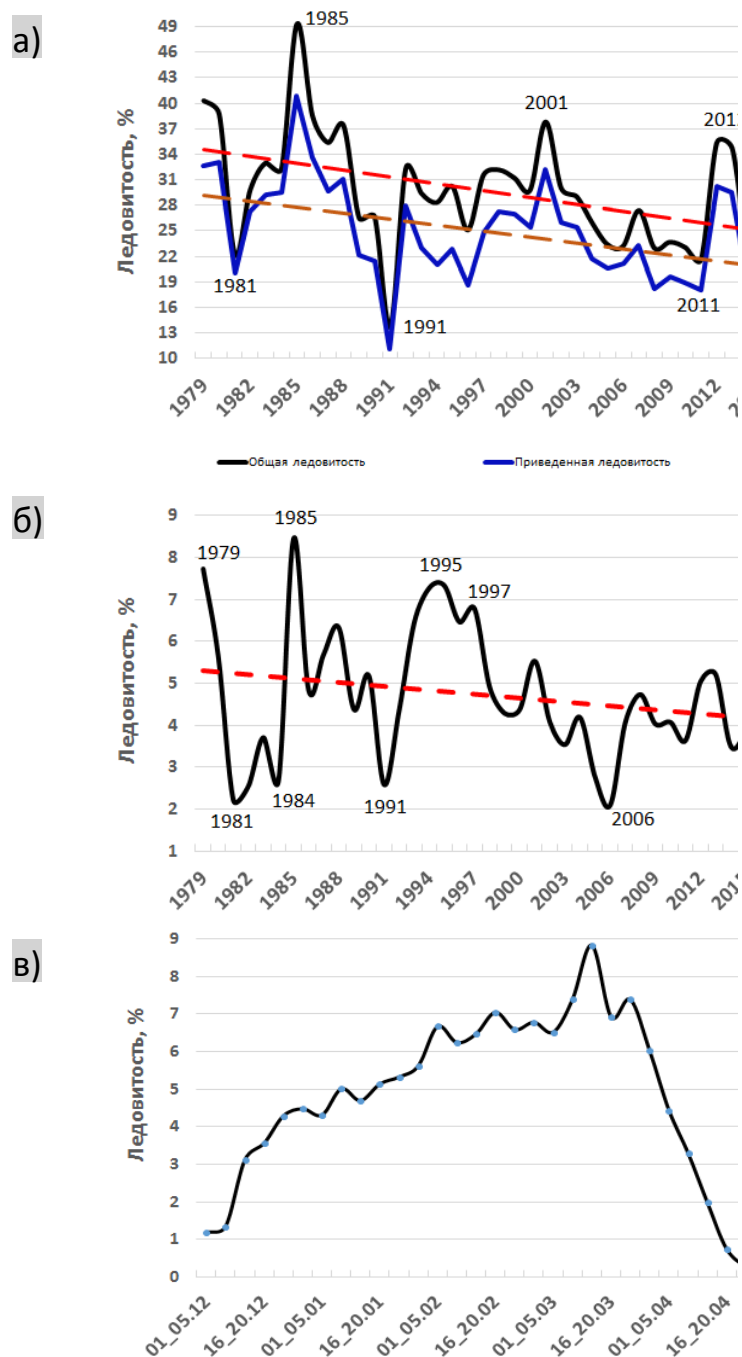


Рис. 4. Межгодовая (а, б) и сезонная (в) разность данных в Татарском проливе, рассчитанная с учетом и без учета сплоченности

Наибольшие значения разности ледовитости в первой половине марта можно объяснить тем, что именно в это время в Татарском прол. активизируется фаза разрушения массива льда. На фоне относительно высокой площади ледяного покрова в этот период наблюдается разрежение льда и повышается процент сплоченных (7-8 баллов), разреженных (4-6 баллов) и редких (1-3 балла) льдов, что влечет за собой увеличение разности между вычисленными данными. Для северной ледовой зоны характерна аналогичная динамика сезонных разностей ледовитости, а в юго-западной и юго-восточной зонах максимум различий расчетных величин приходится на февраль и составляет 2.7% и 0.8% соответственно. В период максимального развития льда в южной части пролива происходит формирование разреженных зон раньше, чем в его северной части, что и объясняет выявленные различия.

Установлено, что различия данных приведённой и общей сплоченности в разные типы зим по суровости ледовых условий снижаются от экстремально суровых (8.1%) к экстремально мягким зимам (2.6%). Это подтверждает зависимость разности значений ледовитости от количества общего льда в морской акватории.

Таким образом, вычисление площади ледяного покрова в Татарском прол. с учетом сплоченности корректирует ее значение на 4.7%. Различие в величине тенденций межгодовой изменчивости общей и приведенной ледовитости составляет 1%.

Максимальные значения разности ледовитости пролива с учетом и без учета сплоченности приходятся на середину марта (8.8%), что объясняется началом наступления фазы разрушения ледяного покрова и увеличением разреженных зон в массиве льда.

Установлено, что при экстремально суровых типах зим, с высокими значениями площади ледяного покрова, различия между приведенной и общей сплоченностью максимальны, а при экстремально мягких типах зим минимальны. Другими словами, на разность показателей общей и приведенной ледовитости в Татарском прол. и его отдельных ледовых зонах, влияет как площадь ледяного покрова, так и степень его разреженности [Дорофеева и др., 2017].

3.2. Исследование изменений ледовитости Татарского пролива на основе данных 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, расположенного на границе между материком и Тихим океаном, определяет 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 акватории пролива обуславливает постоянный дрейф льда в южном и юго-западном направлениях, в результате чего происходит увеличение его толщины по мере продвижения на юг. Существенное влияние на разрушение ледяного покрова в южной части пролива оказывает отепляющее действие Цусимского течения.

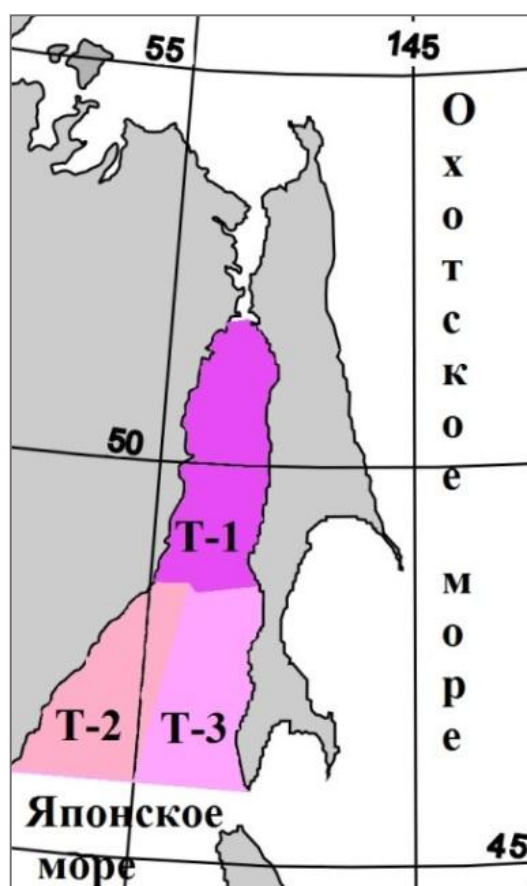


Рис. 5. Схема районирования Татарского прол.

Расчет площади ледяного покрова производился на основе пентадных (раз в пять дней) цветокодированных карт-схем ледовых условий, представляемых Японским метеорологическим агентством [<http://www.data.jma.go.jp>], при помощи программного комплекса «ЛЁД», который был разработан в 2015 г. в Сахалинском государственном университете [Пищальник и др., 2015, Свидетельство, 2015]. Вычисление ледовитости (отношение площади, занятой льдом, к общей площади Татарского прол. в процентах)

производилось путем усреднения ее среднемесячных значений за ледовый сезон с декабря по апрель для всей акватории пролива и его ледовых зон (рис. 5): 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]. На основе полученных данных были рассчитаны аномалии ледовитости относительно оперативной климатической нормы 1981-2010 гг. Анализ аномалий ледовитости проводился методом интегральных кривых, позволяющих выявить характерные закономерности её многолетней изменчивости [Гирс и др., 1978].

Классификация типов зим по суровости ледовых условий в выделенных ледовых зонах осуществлялась по значениям ледовитости на основе количественного критерия 0.8 б, широко применяемого при оценке достоверности и эффективности долгосрочных гидрометеорологических прогнозов. Согласно разработанным критериям [Спичкин, 1987], значение 1.2 б служит границей крупной положительной или отрицательной аномалии. В итоге, используя диапазон 0.8 б, было выделено пять типов зим: экстремально суровая (≥ 1.2 б), суровая, (от > 0.4 б до < 1.2 б) умеренная (от 0.4 б до -0.4 б), мягкая (от < -0.4 б до < -1.2 б) и экстремально мягкая (≤ -1.2 б).

Установлено, что ледовитость Татарского прол. в целом уменьшилась на 10% за период с 1979 по 2016 гг. В выделенных зонах Татарского пролива также было зафиксировано общее снижение ледовитости: в северной величина ее изменилась на 4%, в юго-западной зоне – на 5 %, а в юго-восточной – менее чем на 1% (рис. 6).

Максимальные значения сезонной ледовитости зафиксированы в 1979 (40%), 1985 (49%) и 2001 гг. (38%), минимальные – в 1991 (14%), в 1981 и 2011 гг. по 22 % соответственно и в 2015 г. (20%). Во всех ледовых зонах, так же, как и в акватории пролива максимальная ледовитость наблюдалась в 1985 г., а самый малоледовитый ледовый сезон (характерной особенностью которого явилось полное отсутствие ледяного покрова в южной части пролива) отмечался в 1991 г.

Такое перераспределение льда в массиве, по-видимому, можно объяснить смещением Охотского тропосферного циклона к северной части Татарского прол., что и обусловило высокую интенсивность поступления тепла на его акваторию [Цыпышева и др., 2016]. В годовом ходе максимум ледовитости в Татарском прол. отмечается в феврале (48%). В декабре её среднемесячные значения 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. Дальнейшее образование льда отмечается в зоне Т-2 (третья декада декабря) и в последнюю очередь в зоне Т-3 (преимущественно в январе). Окончательное разрушение массива льда происходит в зоне Т-1 в конце апреля – начале мая (табл. 4).

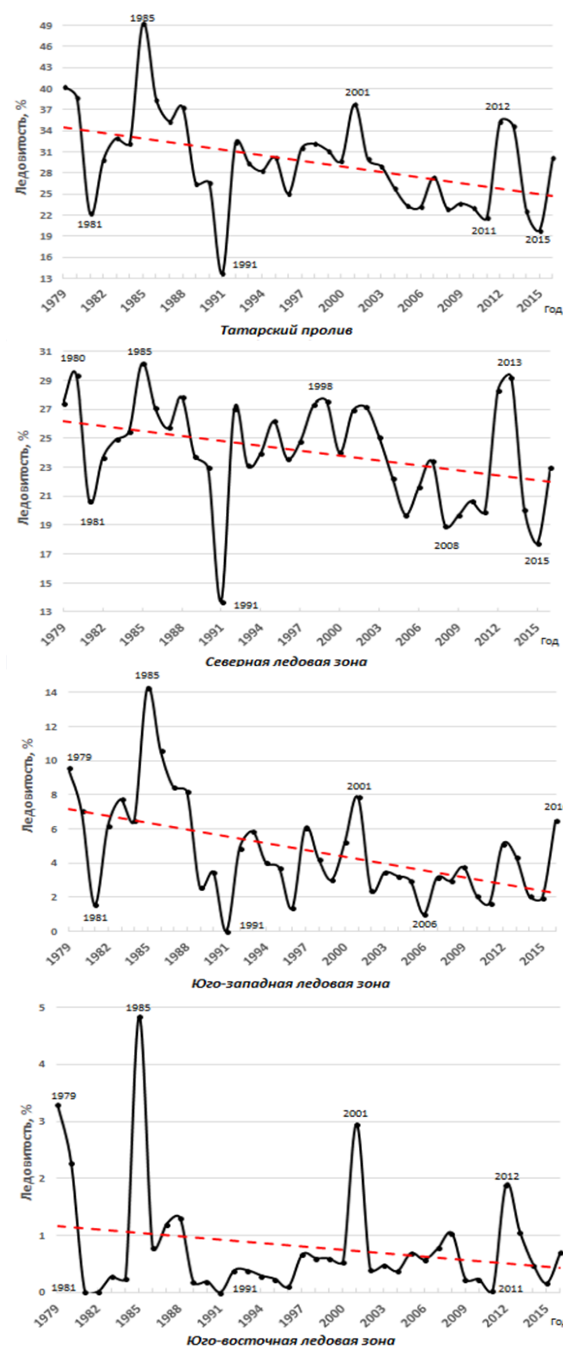


Рис. 6. Многолетние изменения ледовитости в Татарском прол. и в его отдельных ледовых зонах. Значимые на 95% уровне линейные тренды обозначены пунктирной линией

Средняя продолжительность ледового сезона в Татарском прол. 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.), в среднем же величина его для этой акватории составляет 149 сут. Самый непродолжительный сезон был зафиксирован в 1996 г. в зоне Т-3 и длился всего 33сут. (среднее значение в этой зоне составляет 80 сут.) (табл. 4).

Для выявления степени взаимосвязи ледовитости всего Татарского прол. и его отдельных ледовых зон был выполнен корреляционный анализ (табл. 5). Наибольшие значения коэффициентов корреляции при 95% уровне значимости отмечаются между Татарским прол. в целом и его северной и юго-западной ледовыми зонами (0.90 и 0.91 соответственно). Минимальная взаимосвязь (0,55) отмечена для зон Т-3 и Т-1.

Основной областью генерации льда в проливе является его северная зона, которая и отражает общую динамику ледовитости пролива. 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 указанной выше причине в этой ледовой зоне отмечаются 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 [Минервин и др., 2015].

Таблица 4

Фазы развития ледяного покрова и продолжительность ледового сезона в
выделенных зонах Татарского пролива

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-3	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							

Таблица 5

Коэффициенты корреляции ледовитости ледовых зон со всей акваторией Татарского
пролива

Акватория	Пролив	Т-1	Т-2	Т-3
Пролив	1			
Т-1	0,91	1		
Т-2	0,90	0,66	1	

T-3	0,77	0,55	0,72	1
-----	------	------	------	---

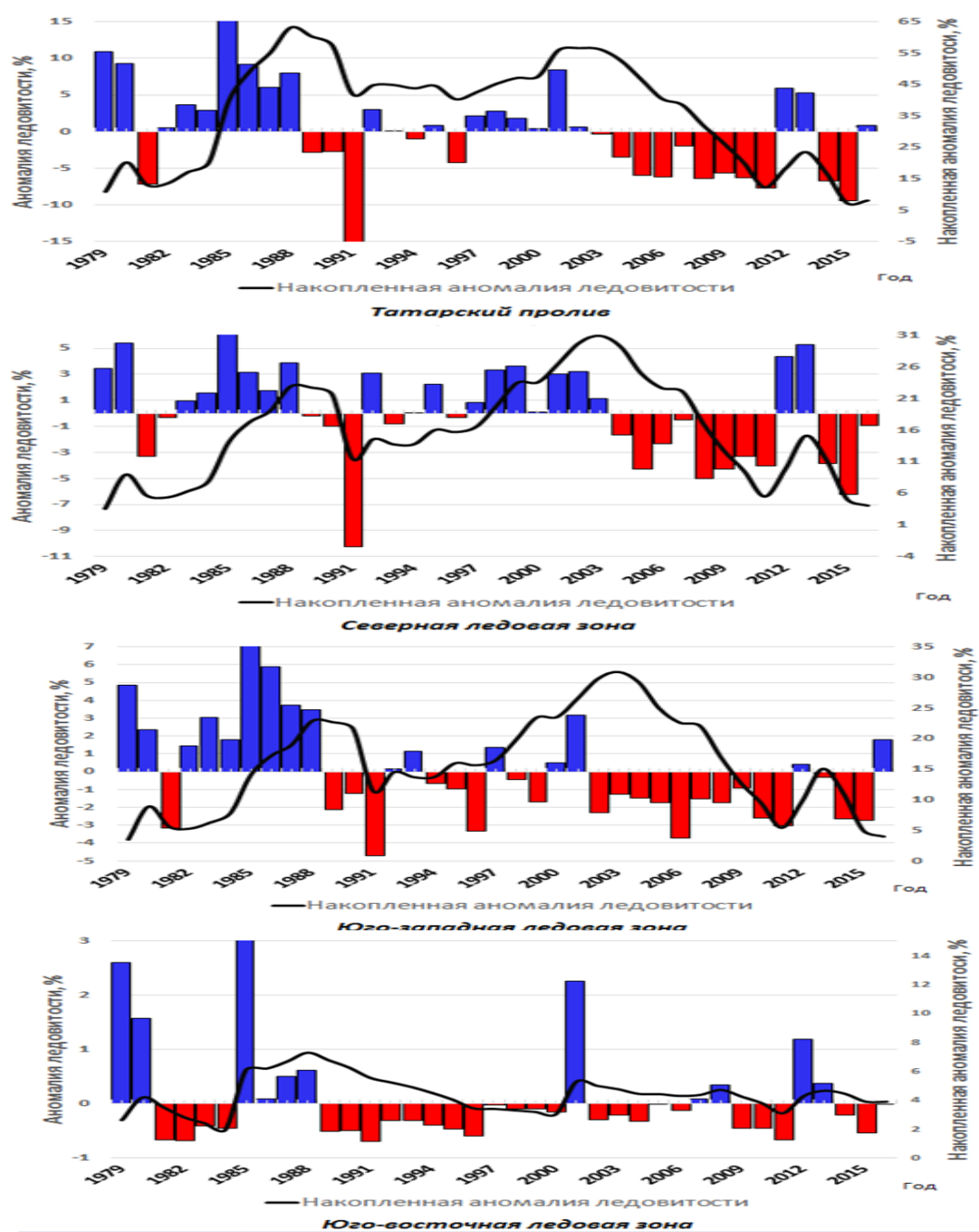


Рис. 7. Изменение аномалий ледовитости Татарского прол. и его ледовых зон, рассчитанных относительно оперативной климатической нормы 1981-2010 гг.

На графиках аномалий ледовитости для всего Татарского прол. и его северной зоны (рис. 7) отчетливо выделяются периоды преобладания положительных (с 1979 по 2002 гг.) и отрицательных (с 2003 по 2015 гг.) её значений. Существенные различия в распределении аномалий ледовитости характерны для юго-западной зоны, здесь положительные аномалии преобладают с 1979 по 1988 гг., а отрицательные с 1989 по 2015 гг.

В юго-восточной ледовой зоне за весь исследуемый период отмечено преобладание отрицательных аномалий ледовитости, с проявлением в отдельные годы их положительных значений. Наглядное представление о пространственно-временном распределении типов зим в выделенных зонах дает анализ календаря межгодовых колебаний ледовитости (табл. 6). Ледовые условия в различных зонах Татарского прол. имеют существенные различия. Совпадение типов зим во всех зонах происходит относительно редко и наблюдалось 9 раз за 38 лет наблюдений (24%). В большинстве случаев совпадение наблюдается для умеренных (1993, 1997, 2000, 2003 гг.) и мягких (1981, 2010, 2011 гг.) типов зим. В отдельных случаях оно происходит в суровые (1988 г.) и в экстремально суровые (1985 г.) зимы.

В сформированном ряду ледовитости пролива с 1979 по 2016 гг. максимальная повторяемость суровых и экстремально суровых зим наблюдалась в период резкого повышения ледовитости в 1979-1988 гг. и в последующий период повышенной ледовитости 1997-2003 гг. преимущественно для северной ледовой зоны. Повторяемость мягких и экстремально мягких типов зим колебалась от 29 до 40 %, при этом установлено, что преобладание данного типа зим приходится на период понижения тенденции ледовитости (с 2004 по 2011 гг.).

Необходимо отметить, что особенность, установленная для Охотского моря в работе [Пищальник и др., 2016] с выделением экстремально мягких зим как самостоятельного типа только с 1991 г., присуща и ледовому режиму Татарского прол. Кроме того, в отдельные годы, в различных зонах пролива здесь так же можно наблюдать одновременно все основные типы зим (кроме экстремальных), примером являются ледовые сезоны 1982, 1983, 1984, 1999 и 2002 гг.

Таблица 6

Характеристика типов зим по суровости ледовых условий*) (средняя ледовитость за сезон, %)

	<i>Пролив в целом</i>	<i>T-1</i>	<i>T-2</i>	<i>T-3</i>
1979	33,6	22,9	8,0	2,8
1980	32,3	24,5	5,9	1,9
1981	18,5	17,2	1,3	0,0
1982	24,9	19,7	5,1	0,0
1983	27,5	20,8	6,5	0,2
1984	26,9	21,3	5,4	0,2
1985	41,1	25,2	11,9	4,0
1986	32,1	22,6	8,8	0,7
1987	29,5	21,5	7,0	1,0
1988	31,1	23,2	6,8	1,1
1989	22,1	19,8	2,1	0,1
1990	22,2	19,2	2,9	0,2
1991	11,4	11,4	0,0	0,0
1992	26,9	22,6	4,1	0,3
1993	24,5	19,3	4,9	0,3
1994	23,6	20,0	3,3	0,2
1995	25,2	21,9	3,1	0,2
1996	20,9	19,7	1,1	0,1
1997	26,3	20,7	5,1	0,6
1998	26,8	22,8	3,5	0,5
1999	26,0	23,0	2,5	0,5
2000	24,8	20,1	4,3	0,4
2001	31,5	22,5	6,6	2,5
2002	25,0	22,7	2,0	0,3
2003	24,2	20,9	2,9	0,4
2004	21,6	18,6	2,7	0,3
2005	19,5	16,5	2,5	0,6
2006	19,4	18,1	0,8	0,5
2007	22,8	19,6	2,6	0,6
2008	19,1	15,8	2,5	0,9
2009	19,7	16,4	3,1	0,2
2010	19,2	17,3	1,7	0,2
2011	18,0	16,6	1,4	0,0
2012	29,4	23,6	4,3	1,6
2013	28,9	24,4	3,6	0,9
2014	18,9	16,8	1,7	0,4
2015	16,6	14,8	1,6	0,1
2016	25,2	19,2	5,4	0,6
*)  – экстремально суровая,  – суровая,  – умеренная,  – мягкая,  – экстремально мягкая зима				

Анализ типов зим по суровости ледовых условий (табл. 7) позволяет заключить, что с 1979 по 2016 гг. типы зим в акватории Татарского прол. в целом распределились следующим образом: экстремально суровые – 5%, суровые – 18%, умеренные – 45%, мягкие – 11% и экстремально мягкие – 3%.

Одной из особенностей в распределении типов зим по суровости ледовых условий в различных зонах Татарского пролива является отсутствие в зоне Т-3 экстремально мягких зим. Это связано с тем, что она является самой малоледовитой, значение её средней ледовитости не превышает 0.9 тыс. км² и границы интервала ледовитости для экстремально мягкого типа зим выходят за пределы возможных значений. В целом здесь преобладают умеренные типы зим (47%), а мягкие типы составляют 37%.

Ледовая зона Т-1 отличается максимальной суровостью, среди других зим в этой акватории на суровый тип приходится 37%, что в сочетании с минимальным количеством (29 %) мягких и экстремально мягких типов зим и прочих равных условиях делает ее самой ледовитой зоной Татарского прол. Особенности распределения типов зим в выделенных акваториях наглядно представлены на диаграммах (рис. 8). При этом, в отличие от акватории Охотского моря [Пищальник и др., 2016] за последнее десятилетие в Татарском прол. тип зимы «экстремально суровая» не прекратил свое существование, однако повторяемость таких зим заметно сократилась.

Наибольшее совпадение типов зим отмечено в прол. в целом и в его юго-западной (84%) и северной (79%) ледовых зонах (см. табл. 5). Для всего Татарского прол. и его юго-восточной ледовой зоны процент совпадений типов зим заметно ниже (68%), а наименьшее совпадение наблюдалось между северной и юго-восточной зонами (58%).

Таблица 7

Типизация зим по суровости ледовых условий в Татарском пролива

Тип зимы	Годы
Экстремально суровый	1979, 1985
Суровый	1980, 1986, 1987, 1988, 2001, 2012, 2013
Умеренный	1982, 1983, 1984, 1989, 1990, 1992, 1993, 1994, 1995, 1997, 1998, 1999, 2000, 2002, 2003, 2007, 2016
Мягкий	1981, 1996, 2004, 2005, 2006, 2008, 2009, 2010, 2011, 2014, 2015
Экстремально мягкий	1991



Рис. 8. Повторяемость типов зим в выделенных зонах Татарского прол.

Другими словами, тип зимы в юго-западной и северной ледовых зонах в большинстве случаев определяет суровость зимы во всем проливе, что подтверждают данные корреляционной матрицы ледовитости исследуемых ледовых зон (табл. 8). Таким образом, площадь ледяного покрова во всем проливе не всегда служит репрезентативным показателем суровости типа зимы в составляющих его ледовых зонах [Ерёменко и др., 2017].

Таблица 8

Повторяемость совпадений типов зим (%) между отдельными зонами Татарского пролива за период 1979-2016 гг.

Акватория	Пролив	Т-1	Т-2	Т-3
Пролив	100			
Т-1	79	100		
Т-1	84	63	100	
Т-1	68	58	61	100

Этот вывод особенно важно учитывать при оперативном обслуживании ледовой информацией судов, участвующих в зимней навигации и при разработке ледовых прогнозов. Выявленную особенность необходимо учесть при планировании дальнейших исследований: во-первых, нужно повысить точность вычисления площади льда путем учета его сплоченности в массиве; во-вторых, решать вопрос о выборе дополнительного критерия для повышения надежности определения типа зимы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За отчётный период специалистами Лаборатории ДДЗ был существенно усовершенствован Программный комплекс «ЛЕД». Новые возможности ПК «ЛЕД» версии 1.2 позволяют:

1. Обрабатывать оперативные ледовые карты-схемы ЖМА и получать информацию о площади льдов разной сплоченности в отдельных районах Охотского и Японского морей;
2. Создавать маски районирования с произвольными границами для последующей работы с оперативными ледовыми картами-схемами ЖМА;
3. Рассчитывать объёмы морского льда в районах Охотского и Японского морей с произвольными границами;
4. Обрабатывать серии оперативных и архивных ледовых карт-схем ЖМА любой периодичности и любого временного периода;
5. Формировать отчёты в виде XLS-файлов Microsoft Office Excel, которые содержат таблицы с вычисленными значениями площадей и объёмов льда.

С помощью ПК «ЛЕД» впервые был выполнен анализ изменений ледовитости районов первого иерархического уровня Охотского моря в период с конца 1970-х годов прошлого столетия, который относится к «периоду потепления» и получены новые представления о ледовом режиме Охотского моря:

1. Среднее значение ледовитости Охотского моря за период 1979-2015 гг. составило 41.9% (что на 7.0% меньше, чем за весь период наблюдений с 1929 г), при диапазоне варьирования 32.5%. При этом снижение средней ледовитости составило 15% (значимый на 95% уровне линейный тренд), что соответствует сокращению площади льда в море на 240 тыс. км². Интенсивность уменьшения ледовитости Охотского моря в исследуемый временной интервал составила 4.1% за 10 лет, это в три раза превышает средний показатель сокращения ледовитости моря за весь исторический период с 1882 по 2015 гг.

2. Различия в годовом ходе ледовитости Охотского моря, вычисленные для периодов основной (1961-1990 гг.) и оперативной (1981-2010 гг.) климатических норм позволяют заключить, что в период потепления площадь ледяного покрова в Охотском море на стадии ледообразования на одинаковые даты уменьшилась в среднем на 200 тыс. км², а на стадии разрушения – на 100 тыс. км². Сроки наступления максимума в годовом ходе сместились в среднем на 5 сут. в сторону более ранних.

3. Наиболее продолжительный период отрицательных аномалий ледовитости Охотского моря наблюдался с 2004 по 2015 гг. В этот экстремально теплый период сумма М и ЭМ типов зим достигала 86%, в то время как положительные аномалии практически отсутствовали. Наибольшее сокращение площади ледяного покрова пришлось на 2015 г. Максимальное значение отрицательной аномалии составило 22,1%.

4. Для всех ледовых районов Охотского моря первого иерархического уровня выделены периоды с положительной 1996-2001 гг. (в южном районе 1991-2001 гг.) и отрицательной 1979-1996 (в южном районе с 1979 по 1991) и 2001-2015 гг. (для всех районов) тенденциями изменения площади льда, продолжительность которых варьирует от 6 до 15 лет. Для всего Охотского моря в среднем, за шестилетний период повышения ледовитости, она увеличилась на 27%. В периоды понижения ледовитости (с 1979 по 1996 и с 2001 по 2015 гг.) она снижалась на 17 и 18% соответственно. Минимальные различия в изменчивости величин ледовитости как в сторону повышения (8%), так и в сторону её понижения (5-8%) наблюдались в южной части моря, что свидетельствует об относительном постоянстве количества льда, поступающего из северных районов моря не зависимо от типа зимы.

5. Характер развития ледовых условий в границах района первого иерархического уровня в течение одного ледового сезона может существенно различаться. Так, например, в одном ледовом районе процессы на стадии ледообразования могут развиваться по типу суровых зим, а на стадии разрушения – по типу мягких. Совпадение суровости ледовых условий во всех районах одновременно происходит относительно редко (не >30% случаев). Полученные результаты свидетельствуют о том, что разработку методов долгосрочных прогнозов ледовитости Охотского моря необходимо строить на основе изменчивости площади ледяного покрова в районах первого иерархического уровня с учетом доминирующего типа атмосферной циркуляции, а использовать для анализа ледовых условий критерий «тип зимы» надо с осторожностью.

6. Установлена зависимость чередования максимумов и минимумов ледовитости Охотского моря: переход от минимальной ледовитости к максимальной составляет 6+1 год, переход от максимальной ледовитости к минимальной – 16+1 год. Следовательно, можно предположить, что очередной максимум ледовитости можно ожидать в 2021-2022 гг., а величина его, с учетом общей тенденции понижения ледовитости, будет составлять ~57-58%.

Разработан методологический подход к вычислению ледовитости Охотского и Японского морей, основанный на расчётах объёма льда по данным ДЗЗ. Предложенная

методика нуждается в дальнейшей доработке. Повышение достоверности расчётов объёма льда можно увеличить путём введения дополнительных коэффициентов на степень наслоченности для молодых и торосистости для однолетних льдов. В ближайшей перспективе планируется довести методику до оперативного расчёта и использования в прогностических моделях объём, а не площадь льда.

Проверена гипотеза о влиянии на результаты расчётов учёта сплоченности льда. Установлено, что при экстремально суровых типах зим, с высокими значениями площади ледяного покрова, различия между приведенной и общей сплоченностью максимальны, а при экстремально мягких типах зим минимальны. Другими словами, на разность показателей общей и приведенной ледовитости в Татарском прол. и его отдельных ледовых зонах, влияет как площадь ледяного покрова, так и степень его разреженности.

Анализ результатов расчётов, выполненных с помощью ПК «ЛЁД» на акватории Татарского прол. Позволил сделать следующие выводы:

1. В период с 1979 по 2016 гг. ледовитость Татарского прол. сократилась на 10%. В северной ледовой зоне величина ее изменилась на 4%, в юго-западной зоне – на 5%, а в юго-восточной – менее чем на 1%;

2. Средняя продолжительность ледового сезона за исследуемый период 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 северной ледовой зоне, а самый минимальный (33 сут.) в юго-восточной;

3. Анализ аномалий ледовитости Татарского прол. в целом и его северной зоны относительно оперативной климатической нормы 1981-2010 гг. выявил продолжительные периоды преобладания положительных аномалий с 1979 по 2002 гг. и отрицательных – с 2003 по 2015 гг. Коэффициент корреляции ледовитости в этих зонах равен 0.91. В юго-западной зоне преобладание положительных аномалий отмечено с 1979 по 1988 гг., отрицательных – с 1989 по 2015 гг. В юго-восточной зоне за весь исследуемый период преобладали отрицательные аномалии ледовитости;

4. Умеренные типы зим являются преобладающими в проливе. Характер развития ледовых условий в границах исследуемых ледовых зон в течение одного ледового сезона может существенно различаться. Совпадение суровости ледовых условий во всех ледовых зонах одновременно происходит редко и отмечается в 24% случаев;

5. Существенные различия ледового режима в выделенных ледовых зонах и на акватории Татарского прол. в целом, современный уровень знаний и объёмы накопленной исторической информации, позволяют заключить, что, опираясь на данные ДЗЗ,

дальнейшее направление исследований ледового режима и разработка прогнозов целесообразно выполнять с учётом районирования.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Батухтина, А.С. Сравнительный анализ методов типизации зим Охотского моря и Татарского пролива по данным спутниковых наблюдений с 1971 по 2013 год // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Вып. XI/XII/2014/2015 / А.С. Батухтина, Е.Г. Колесова. – Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ, 2015. – С. 29-34.
2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М.: Росгидромет, 2014.
3. Гирс, А.А. Методы долгосрочных прогнозов погоды / А.А. Гирс, К.В. Кондратович. – Л.: ГМИ, 1978. – 344.
4. Границы океанов и морей. № 9031. – С.-Пб., ГУНиО МО, 2000. – С. 127-137.
5. Дорофеева, Д.В. К вопросу учёта сплоченности массива льда при расчёте ледовитости Татарского пролива / Д.В. Дорофеева, И.В. Ерёменко, В.М. Пищальник, В.А. Романюк // Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум, 23-29 октября 2017 г., Владивосток, Россия: мат. докл. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. – С. 50-53. ISBN 978-5-990943-3-1.
6. Зубов, Н.Н. Льды Арктики. – М.: Главсевморпуть, 1945. – 360 с.
7. Еременко И.В., Исследование изменений ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования земли / И.В. Ерёменко, Д.В. Дорофеева, В.М. Пищальник // 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.
8. Крындин, А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН. – 1964. – С. 5–81.
9. Минервин, И.Г. Особенности развития ледовых процессов в Охотском море в зимнем сезоне 2013-2014 гг. // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Вып. XI/XII/2014/2015 / И.Г. Минервин, В.М. Пищальник. – Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ, 2015. – С. 16-25.
10. Минервин, И.Г. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей / И.Г. Минервин, В.А. Романюк, В.М. Пищальник, П.А. Трусков, С.А. Покрашенко // Вестник РАН, 2015. – Т. 85. – № 1. – С. 24-32.
11. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов - Л.: Гидрометеиздат, 1984 г.

12. 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.
13. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. –Л.: Гидрометеиздат, 1984. – С. 233-238.
14. Пищальник, В.М. Прогноз вариаций площади ледяного покрова Охотского моря методом последовательных спектров / В.М. Пищальник, В.В. Иванов, П.А. Трусков // Изв. ТИНРО, 2011. – Т. 165. – С. 130-143.
15. Пищальник, В.М. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД» / В.М. Пищальник, А.О. Бобков, И.Г. Минервин, В.А. Романюк // 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. Пищальник, В.М. Особенности ледовых условий в Охотском море и Татарском проливе в зимний сезон 2014-2015 гг. / В.М. Пищальник, И.Г. Минервин, В.А. Романюк // 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. 171-177.
17. Пищальник, В.М. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. / В.М. Пищальник, В.А. Романюк, И.Г. Минервин, А.С. Батухтина // Изв. ТИНРО. – 2016. – Т. 185. – С. 228-239.
18. Пищальник В.М. Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления с 1979 по 2015 гг. / В.М. Пищальник, И.Г. Минервин, В.А. Романюк // Вестник РАН, 2017. – Т. 87. – № 1. – С. 430-441.
19. Плотников, В.В. Ледовые условия и методы их прогнозирования / В.В. Плотников, Л.П. Якунин, В.А. Петров // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – С. 291-340.
20. Плотников, В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 172 с.

21. Плотников, В.В., Вакульская Н.М. Изменчивость ледовых условий Берингова моря во второй половине XX – начале XXI века / В.В. Плотников, Н.М. Вакульская // Изв. ТИНРО. – 2012. – Т.170. – С. 220-228.
22. Пономарев, В.И. Устинова Е.И., Салюк А.Н., Каплененко Д.Д. Климатические изменения в Японском море и прилегающих районах в 20-м столетии / В.И. Пономарев, Е.И. Устинова, А.Н. Салюк, Д.Д. Каплененко // Изв. ТИНРО. – 2000. – Т.127. – С. 20-36.
23. Пономарев, В.И. Климатическая изменчивость составляющих теплового баланса поверхности северной части Тихого океана / В.И. Пономарев, В.А. Петрова, Е.В. Дмитриева // Изв. ТИНРО. – 2012. – Т.169. – С. 67-76.
24. Романюк, В.А. Восстановление ряда ледовитости Охотского моря с 1882 по 2015 гг. / В.А. Романюк, И.Г. Минервин, В.М. Пищальник // 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, 2015. – С. 194-198.
25. Руководство по производству ледовой авиационной разведки. – Гидрометеиздат, 1981. – 240 с.
26. 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.
27. Спичкин, В.А. Определение критерия крупной аномалии // Тр. ААНИИ. – 1987. – Т 402. – С. 15-20.
28. Фролов И.Е. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях и Евразийского шельфа / И.Е. Фролов, З.М. Гудкович, В.П. Карклин, Е.Г. Ковалев, В.М. Смоляницкий // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. - № 75. – С. 149-160.
29. Шатилина, Т.А. Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948-2010 гг. / Т.А. Шатилина, Г.И. Анжина // Изв. ТИНРО. – 2011. – Т.167. – С. 146-159.
30. Шатилина, Т.А. Статистические оценки трендов климатических изменений над Дальним Востоком в зимний и летний периоды 1980-2012 гг./ Т.А. Шатилина, Г.Ш. Цициашвили, Л.С. Муктипавел, А.А. Никитин, Т.В. Радченкова // Вопросы промысловой океанологии, 2014. – Вып. 11. – № 1. – С. 76-97.
31. Шумилов, И.В. О новой версии Программного комплекса «ЛЁД» О новой версии Программного комплекса «ЛЁД» / И.В/ Шумилов, И.Г. Минервин, В.М. Пищальник //

ИнтерКарто/ИнтерГИС 23: Материалы Междунар. конф. – М.: Издательство Московского университета, 2017. – Т. 2. – С. 250–256. – DOI: 10.24057/2414-9179-2017-2-23-250-256.

32. Цыпышева И.Л. Особенности изменчивости ледовитости в Татарском проливе (Японское море) в связи с региональной атмосферной циркуляцией / Цыпышева И.Л., Л.С. Муктепавел, Г.Ш. Цициашвили, Т.А. Шатилина, Т.В. Радченкова // Изв. ТИНРО. – 2016. – Т. 184. – С. 135-149.

33. Якунин Л.П., Ледовые условия/ Л.П. Якунин, В.В. Плотников, А.Г. Петров// Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Том VIII. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – С. 347-394.

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

35. Pishchalnik, V.M. Okhotsk Sea Ice Cover Zoning / V.M. Pishchalnik, V.S. Tambovsky, P.A. Truskov, I.G. Minervin, V.A. Melkiy, V.A. Romanyuk, A.A. Galtsev // Proceedings of the 28th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. 17-21 February 2013, Mombetsu, Hokkaido, Japan. – С. 312-315.

36. Pishchalnik, V.M. On the modern climate shift in the regime of iciness of the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan / V.M. Pishchalnik, I.G. Minervin, V.A. Romanyuk, A.S. Batukhtina // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. – С. 99-102.

27. Romanyuk V. Recovery ice cover Okhotsk and Sea of Japan for the period from 1929 to 2014 / V. Romanyuk, F. Kozeka // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. – С. 254-256.

38. Enomoto, H. Sea-ice motion in the Okhotsk Sea derived by microwave sensors / H. Enomoto, T. Kumano, N. Kimura, K. Tateyama, K. Shirasawa, S. Uratsuka // Proc. 13th Intl. Offshore and Polar Engineering Conference, Honolulu, Hawaii, USA, 2003. – PP. 518-522.

39. Интернет-ресурс: <http://climate2008.igce.ru>.

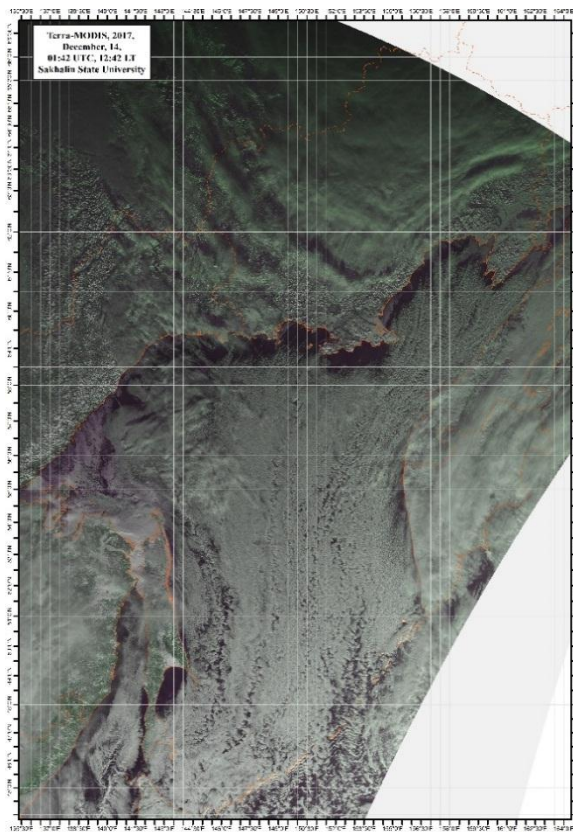
40. Интернет-ресурс: http://downloads.igce.ru/publications/OD_2_2014/v2014/htm/1.htm

41. Интернет-ресурс: www.wwf.ru/resources/publ/book/916.

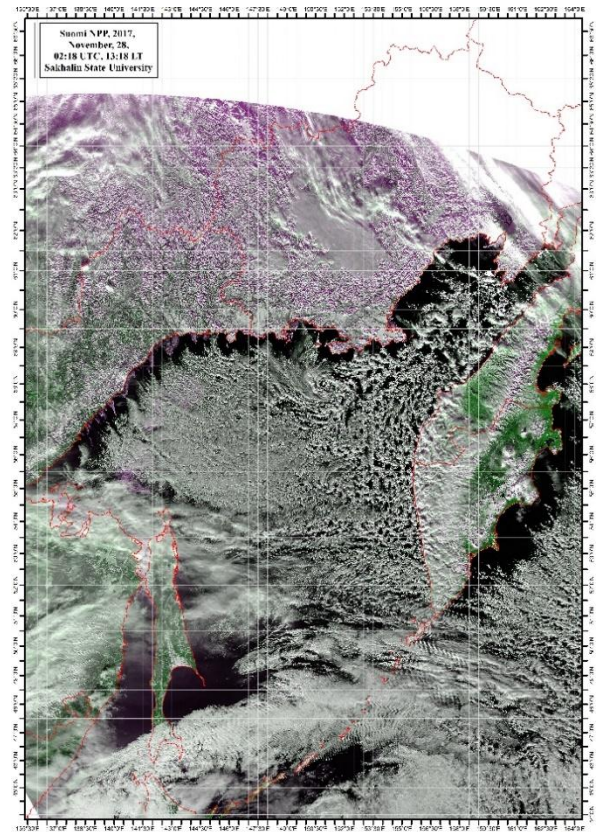
42. Интернет-ресурс: www.data.jma.go.jp (дата обращения 23.08.2016).

ПРИЛОЖЕНИЕ А

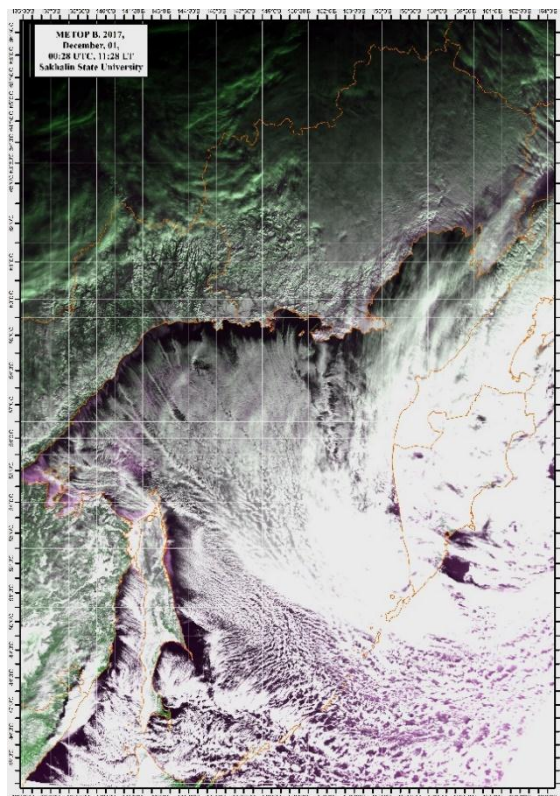
Примеры обработанных изображений



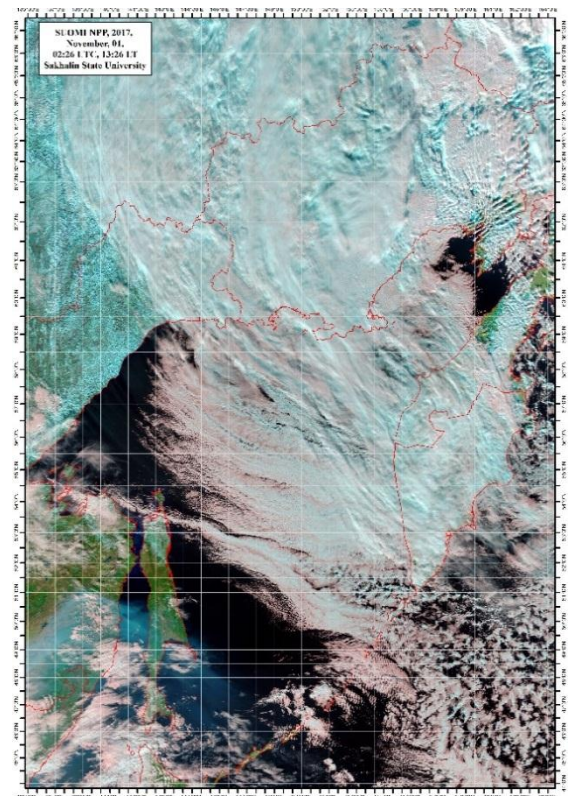
Terra MODIS, комбинация каналов 1/2/1



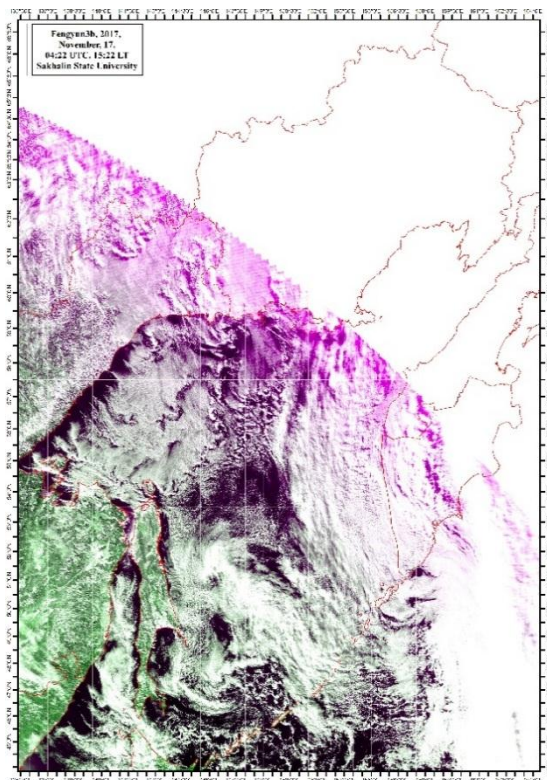
Suomi NPP VIIRS, комбинация каналов 1/2/1



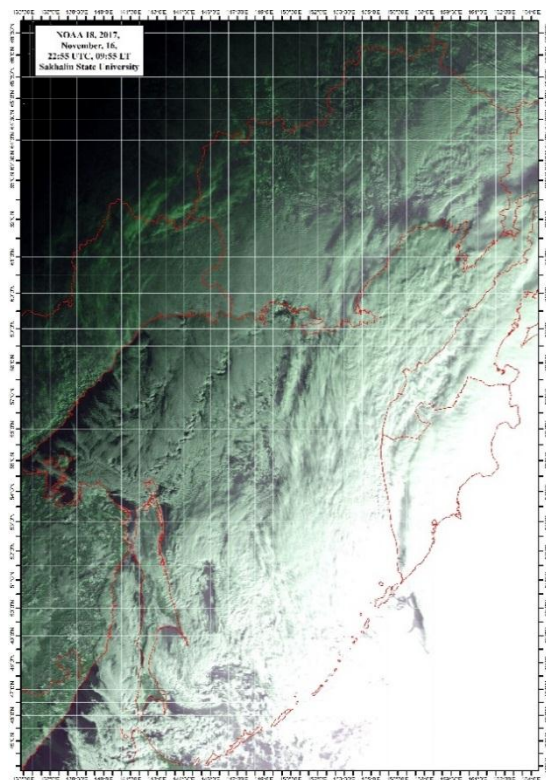
MetOp AVHRR, комбинация каналов 1/2/1



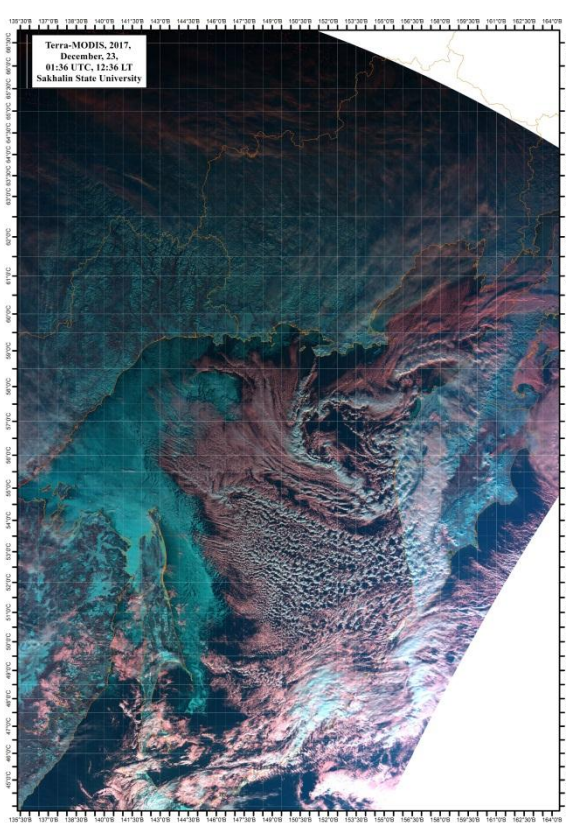
Suomi NPP VIIRS, комбинация каналов false color



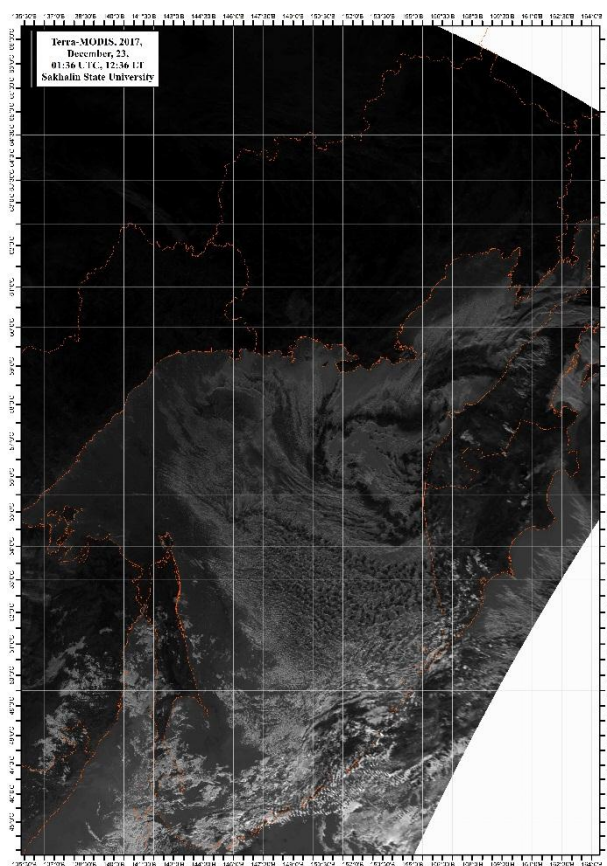
Фенгюнь 3В, комбинация каналов 1/2/1



NOAA-18, комбинация каналов 1/2/1



Terra MODIS, комбинация каналов 6/4/3



Terra MODIS, 20-й канал

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

Библиографический список публикаций, отражающих результаты работы

- статьи:

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)