МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ САХАЛИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ОПЕРЕЖАЮЩЕГО РАЗВИТИЯ

УДК 551.465.53/.63(265.53) № госрегистрации 114042140017 Инв. №

> УТВЕРЖДАЮ Проректор по науке и инновациям СахГУ

<u>В.В.</u> Моисеев <u>7 "_____епбаря</u> 2016 г.

В.М. Пишальник

ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ по теме:

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ОХОТСКОМ И ЯПОНСКОМ МОРЯХ С ЦЕЛЬЮ ОБЕСПЕЧЕНИЯ БЕЗОПАСНОГО ОБУСТРОЙСТВА МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ НА ШЕЛЬФЕ О. САХАЛИН (заключительный)

Руководитель темы д-р техн. наук, профессор

подпись, дата

сь, дата

Нормоконтролёр

6Д.А. Бородулин полнись, лата

Южно-Сахалинск, 2016

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы: д-р техн. наук В.М. Пищальник (Введение, заключение, ледовый режим, районирование, разработка программного комплекса «ЛЁД»)

Исполнители темы: д-р хим. наук, проф. А.В. Леонов (C,N,P,Si-модель, биогидрохимия морских вод шельфа Сахалина) канд. ф.-м. наук и реконструкция ряда наблюдений за межгодовой изменчивостью площади ледяного покрова) Научный сотрудник восстановление и реконструкция ряда наблюдений за межгодовой изменчивостью площади ледяного покрова, разработка программного комплекса «ЛЁД»)

Соисполнители: Ст. преп. ______ А.А. Гальцев (ведение гидрометеорологической базы данных) Студентка СахГУ _______ Е.Г. Колесова (сбор гидрометеорологических данных, ледовый режим, типизация зим) Студентка СахГУ ______ А.С. Батухтина (сбор гидрометеорологических данных, ледовый режим, типизация зим) Студентка СахГУ ______ А.С. Козека (сбор Д33, статистическая обработка данных) Студент СахГУ ______ А.Л. Корсун (сбор Д33, статистическая обработка данных) Ведущий программист ООО «Экологическая компания Сахалина» _______ А.О. Бобков (разработка программного комплекса «ЛЁД»)

ΡΕΦΕΡΑΤ

Отчет: 67 с., 32 рис., 7 табл., 73 источников.

Представлены сведения о выполнении работ по трем тематическим направлениям: – системный анализ результатов математического моделирования условий природной среды на основе современной и исторической информации; – разработка принципов построения и структуры информационно-аналитических систем для анализа ледовой обстановки в шельфовых зонах, а также требований по составу их информационного и программноматематического обеспечения; – техническая реализация информационно-аналитической системы путем создания геоинформационной системы для имитационного моделирования геоэкологической обстановки в природно-технических комплексах шельфовой зоны Сахалина на базе данных дистанционного зондирования Земли; –

восстановление среднемесячных значений ледовитости Охотского и Японского морей, за период 1882-2015 гг. с проведением комплексного анализа сопутствующей гидрометеорологической информации. Представлен список опубликованных и принятых в печать работ, подготовленных коллективом авторов.

Ключевые слова: пространственно-временная изменчивость термохалинных параметров морской воды, ледово-географическое районирование, вариации площади ледяного покрова, реконструкция межгодовой изменчивости, Охотское море.

СОДЕРЖАНИЕ

	DDE ΠΕΙΙИΕ	Стр.
1	ΟΔΕΔΕΠΙΙΕ ΜΩΠΕΠΙΑΡΩΡΑΤΙΑΕ ΓΩΠΩΡΩΓΩ ΥΩΠΑ ΤΕΡΜΩΥΑΠΙΑΤΗΣ	3
1.	ΧΑΡΑΚΤΕΡИСТИК ΒΟЛ ΗΛΙΟΓΟ-ΒΟСΤΟΨΗΟΜ ШЕЛЬΦΕ CAXAΠИΗΛ	7
		10
	1.1.1. Внутригодовая изменцивость	10
	1 1 2 Вертикальное распределение	12
	1.2. Соленость волы	12
	1 2 1 Внутригодовая изменчивость	12
	1.2.2. Вертикальное распреление	14
	1.3. Пространственно-временное распределение термохалинных	15
	параметров	
	Список использованных источников	17
2.	ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ АНОМАЛИЙ	19
	ЛЕДОВИТОСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ.	
	2.1. Исходные данные и методы исследований	19
	2.2. Многолетние межсезонные колебания аномалий ледовитости	24
	Список использованных источников	27
3.	РАЙОНИРОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ОХОТСКОГО МОРЯ	29
	3.1. Характерные особенности формирования, разрушения и распределения пеляного покрова в Охотском море	30
	3.2 Лелово-географическое районирование Охотского моря	33
	3.3. Основные принципы работы программного комплекса ПК «ЛЁЛ»	41
	Список использованных источников	44
4.	НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЛЕДОВОМ РЕЖИМЕ ОХОТСКОГО	46
	МОРЯ	
	4.1. Типизации зим по суровости ледовых условий Охотского моря за	
	период с 1882 по 2015 гг.	47
	4.2. Типизация зим по суровости ледовых условий в районах первого	
	иерархического уровня в период климатического сдвига с 1979 по 2015 гг.	50
	4.3. Особенности годового хода ледовитости в ледовых районах первого	
	иерархического уровня в Охотском море	53
	4.3.1. Характеристика ледового сезона 2013-2014 гг.	53
	4.3.2. Характеристика ледового сезона 2014-2015 гг.	56
	Список использованных источников	60
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	62

ВВЕДЕНИЕ

Финансирование темы было прекращено досрочно в 2015 г., поэтому выполнить все поставленные задачи не представлялось возможным. Данный отчет сформирован на основе результатов исследований, выполненных в 2014-2015 гг.

Основными задачами подготовительного этапа исследований в 2014 г. являлись:

1. Системный анализ результатов математического моделирования условий природной среды на основе современной и исторической информации;

2. Выявление основных закономерностей гидрологических, гидрохимических и гидробиологических процессов в шельфовой зоне о. Сахалина и оценка ее состояния;

3. Разработка принципов построения и структуры информационно-аналитических систем для анализа ледовой обстановки в шельфовых зонах, а также требований по составу их информационного и программно-математического обеспечения;

4. Техническая реализация информационно-аналитической системы путем создания геоинформационной системы для имитационного моделирования геоэкологической обстановки в природно-технических комплексах шельфовой зоны Сахалина на базе данных дистанционного зондирования Земли.

5. Восстановление среднемесячных значений ледовитости Охотского и Японского морей, за период 1929-2014 гг. с проведением комплексного анализа сопутствующей гидрометеорологической информации.

6. Сбор и анализ данных ДЗЗ о природных процессах на акватории дальневосточных морей (ведение и пополнение базы данных);

7. Обзор и анализ современной научно-технической, нормативной, методической литературы, затрагивающей научно-техническую проблему, исследуемую в рамках НИР.

Реализация задач 6 и 7 производилась ежедневно в плановом порядке. Для обсуждения текущих и подведения итогов этапных заданий в течение учебного года работал еженедельный научный семинар под руководством проф. Пищальника В.М.

Основными задачами основного этапа исследований в 2015 г. были:

1. Разработка принципов построения и структуры информационно-аналитических систем для анализа ледовой обстановки в шельфовых зонах, а также требований по составу их информационного и программно-математического обеспечения;

2. Техническая реализация информационно-аналитической системы путем создания геоинформационной системы для имитационного моделирования геоэкологической

обстановки в природно-технических комплексах шельфовой зоны Сахалина на базе данных дистанционного зондирования Земли.

 Восстановление среднемесячных значений ледовитости Охотского и Японского морей, за период 1882 по 1929 гг. с проведением комплексного анализа сопутствующей гидрометеорологической информации.

4. Сбор и анализ данных ДЗЗ о природных процессах на акватории дальневосточных морей (ведение и пополнение базы данных);

5. Обзор и анализ современной научно-технической, нормативной, методической литературы, затрагивающей научно-техническую проблему, исследуемую в рамках НИР.

Основные результаты выполненных задач 1-5 за 2014 г. и их продолжения в 2015 г. (задачи 1-3) представлены в соответствующих разделах настоящего отчета. Каждый раздел заканчивается списком публикаций по теме исследования, в которых перечислены опубликованные и принятые в печать работы, подготовленные коллективом авторов настоящего отчета. Всего было подготовлено и прочитано 12 докладов на научных конференциях, опубликовано 10 статей в российских и 5 в зарубежных изданиях (из них 3 цитируемых в Scopus), подготовлено 2 учебных пособия. Оформлено одно 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.

1. МОДЕЛИРОВАНИЕ ГОДОВОГО ХОДА ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОД НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ САХАЛИНА

На современном этапе изучения водных экосистем важными и эффективными методами исследования гидрологических, гидрохимических и гидробиологических процессов (помимо непосредственных наблюдений и натурных экспериментов) становятся системный анализ и математическое моделирование. Исследования механизмов поведения водных экосистем и оптимизации сложных многопараметрических нелинейных процессов, теоретическое и экспериментальное изучение которых в природных условиях или затруднено, или вовсе невозможно, наиболее эффективно выполняются с помощью системных моделей (или комплексных моделей, включающих описание процессов переноса и трансформации веществ). Для решения этих задач необходимо иметь исходные данные с подробным пространственным разрешением. Накопленные к настоящему времени массивы гидрометеорологической информации и теоретические разработки моделей позволяют решать подобные задачи на современном техническом уровне.

Данный отчет является продолжением публикаций в цикле работ по условиям функционирования морской экосистемы восточного шельфа Сахалина. В нем впервые предпринята попытка смоделировать абиотическое состояние морской среды на юговосточном шельфе Сахалина для полного годового цикла с месячной дискретностью. Это логическое продолжение выполненных ранее исследований на северо-восточном и западном шельфах острова (Татарский пролив) с использованием разработанной авторами методики последовательного применения трех специализированных электронных инструментов (ГИС «Сахалинский шельф», адаптированная версия океанической модели Бергенского университета (БОМ) и гидроэкологическая CNPSi-модель), которая в конечном итоге позволяет оценить условия функционирования морских экосистем на основе ограниченного объема имеющейся информации, что является весьма серьезным аргументом при отсутствии детализированной океанологической информации практически в любом районе Мирового океана [1, 8–15, 19, 20].

Информационная основа для выявления гидрологических особенностей акваторий юговосточного шельфа острова – регулярные наблюдения на сети стандартных океанографических разрезов (всего 69 станций, рис. 1.1), которые выполнялись с 1955 г. (с частотой 2–3 съемки в год) в безледный период с апреля по декабрь включительно. К середине 1990-х гг. практически все регулярные океанографические наблюдения на исследуемой акватории были прекращены. По имеющимся оценкам [6, 7] всего за указанный

период наблюдений на акватории юго-восточного шельфа острова было выполнено ~6.6 тыс. глубоководных станций, из которых по ~4.3 тыс. станций было выполнено на стандартных разрезах, которые и использовались для дальнейших расчетов.



Рис. 1.1. Районирование акватории юго-восточного шельфа для вычисления средних океанологических станций. 1 – границы районов, 2 – границы расчетной сетки, 3 – разрез, 4 – стандартная

океанографическая станция, 5 – номер района

наблюдения Гидрологические на стандартных разрезах в зимний период (с декабря по апрель включительно) не проводились из-за наличия ледяного покрова. Для восстановления замкнутого годового цикла T_w и S_w была разработана технология, основанная на современных знаниях развития гидрологических процессов в толще вод [1-4, 7]. Для контроля качества восстановления использовались все имеющиеся немногочисленные данные зимних измерений T_w и S_w на данной акватории [18], включая авторские архивы. Согласно современным представлениям о физических процессах, происходящих при охлаждении вод в Охотском море, нельзя ниже глубины деятельного слоя достоверно отделить друг от друга средние и многолетние изменения в распределении T_w и S_w [1]. Это обстоятельство позволяет обосновано использовать ниже этого слоя в качестве исходных средние многолетние данные. В деятельном слое средние значения T_w и

 S_w рассчитывались с помощью бикубического сплайна по значениям параметров во временных реперных точках (начало и конец ледового сезона), а в промежутке между ними – задавалась T_w замерзания и среднемноголетние значения S_w для горизонта 150 м с учетом фазового запаздывания изменения параметров по глубине. После завершения расчетов выполнялся экспертный контроль графиков годового хода значений T_w и S_w для всех горизонтов на каждой станции.

Основная задача серии исследований по отдельным районам сахалинского шельфа заключается в достижении максимально допустимой детализации для адекватного отображения гидрологических процессов и соответствующих им биогидрохимическим процессам в шельфовой зоне. Это обстоятельство определяет методологические подходы к районированию акваторий. Критерии для районирования акваторий – различия

гидрологических (абиотических) условий, обусловленные орографией береговой черты, рельефом дна и известными из литературы характерными чертами циркуляции вод [1, 7, 9, и др.]. На акватории юго-восточного шельфа Сахалина было выделено три гидрологических района (рис. 1.1).

Район 1 – зал. Терпения и прилегающие к нему мелководные акватории; полностью расположен в шельфовой зоне (средняя глубина 61 м, площадь зеркала 28 тыс. км²). Имеет замкнутую внутреннюю циркуляцию вод слабой интенсивности, обуславливающую интенсивный прогрев вод (особенно вдоль прибрежья). Значительная часть прибрежных акваторий района 1 испытывает опресняющее влияние речного стока. Во время действия зимнего муссона (с декабря по март) в северо-западной части района формируется стационарная полынья, заполненная начальными видами льда. В период своего максимального развития (февраль) полынья занимает более половины площади района. Следствием процесса интенсивного ледообразования в полынье является хорошо развитая конвекция, обуславливающая опускание плотных и холодных вод в придонные горизонты, которые по характерным значениям T_w и S_w (соответственно <-1.0°C и >33.0‰) хорошо прослеживаются в шельфовой зоне практически до начала августа [11].

Район 2 – акватория транзита вод вдоль материкового склона из северо-восточных районов шельфа острова характеризуется максимальными скоростями течений во все сезоны и интенсивным вертикальным перемешиванием вод, что обусловливает формирование здесь зоны минимального прогрева вод. Средняя глубина района 677 м, а максимальная – 2296 м, площадь зеркала 10.8 тыс. км².

Район 3 – акватория квазистационарного антициклонического круговорота вод над глубоководной котловиной с достаточно ровным дном [9]. Средняя глубина района 2046 м, а максимальная – 3096 м, площадь зеркала 36 тыс. км².

Для пространственного восстановления значений T_w и S_w в узлах регулярной сетки использовалась трехмерная, нестационарная, нелинейная численная океаническая модель БОМ в σ -координатах [17]. Входными данными для нее послужили вычисленные статистическими методами среднемесячные значения T_w и S_w на океанографических станциях на стандартной сетке гидрологических станций за период весь наблюдений. Была принята гипотеза о том, что потоки тепла, атмосферное давление и ветровое напряжение опосредовано учтены в многолетних данных, поэтому они не задавались. На жидких границах для скоростей течений, T_w и S_w было выбрано условие Неймана [16]. Шаг по оси x - 10 км, а по оси y - 20 км. По вертикали от поверхности до дна задавались 35 σ -горизонтов. Более подробно условия модельных расчетов описаны в [14].

Поскольку годовой ход термохалинных характеристик на всех станциях в каждом выделенном районе однотипен, то для каждого района были вычислены средние океанологические станции [4] (путем осреднения данных по стандартным горизонтам на всех станциях в этом районе) и на их основе проанализированы особенности временны́х изменений гидрологических характеристик в верхнем 100-метровом слое по сезонам. Вопрос о выделении гидрологических сезонов на сахалинском шельфе подробно обсуждался в [7, 11]. Сроки наступления максимума T_w в поверхностных горизонтах на отдельных гидрологических станциях в выделенных районах могут различаться до декады, но для соблюдения условия корректности анализа расчетных данных на всей акватории сахалинского шельфа были приняты единые даты середины сезонов: зима – 26 февраля, весна – 26 июня, лето – 26 августа и осень – 26 ноября.

1.1. Температура воды

1.1.1. Внутригодовая изменчивость

Характер вариаций годового хода T_w в районах юго-восточного шельфа Сахалина во многом аналогичен изменениям в его северо-восточной части [15], что вполне естественно, поскольку они – соседние участки единой системы циркуляции вод, гидрологический режим которой формируется под влиянием Восточно-Сахалинского течения (ВСТ). Основные различия проявляются в абсолютных значениях T_w в теплую половину года от поверхности до горизонтов 50-75 м: в период максимального прогрева вод значения T_w здесь в среднем на 1–2°С выше, чем на северо-востоке, что обусловлено более южным расположением района (рис. 1.2).

По этой же причине здесь меньше продолжительность периода с отрицательными значениями T_w . Осенний переход значений температуры воздуха через 0°С в сторону ее понижения на метеорологической станции Поронайск происходит в первой декаде ноября. Месяц спустя начинается образование местного льда в распресненных водах вдоль побережья зал. Терпения (район 1). В районе 2 значения T_w в поверхностных горизонтах становятся отрицательными в начале третьей декады декабря – это следствие появления в районе дрейфующего вдоль северо-восточного побережья острова льда. В районе 3 переход к отрицательным значениям T_w происходит в первой декаде января. Здесь интенсивному понижению T_w также способствует дрейфующий из северных районов лед.

В весенний период наиболее ранний прогрев поверхностных вод наблюдается в зал. Терпения вследствие быстрого разрушения начальных видов льда в квазистационарной полынье под воздействием солнечной радиации. Переход *Т_w* к положительным значениям в районе 1 происходит в конце второй декады апреля, в районе 3 – в начале мая. Постоянное поступление тяжелого охотоморского льда в район 2 и его последующее медленное разрушение обусловливает здесь самые поздние сроки начала прогрева вод: переход к положительным значениям T_w происходит здесь только в конце мая. Таким образом, продолжительность периода с отрицательными значениями T_w в районах 1–3 составляет соответственно 119, 156 и 123 сут.



Рис. 1.2. Распределение T_w на средних океанологических станциях в районах 1–3 на юговосточном шельфе о. Сахалин: годовой ход на стандартных горизонтах (a - b) и вертикальное распределение по сезонам (r - m)

Позднее очищение ото льда и, главным образом, характер динамики вод – квазистационарный апвеллинг вдоль подводного продолжения м. Терпения – предопределяют в районе 2 наименьший прогрев вод и в годовом ходе [7]. В период максимального прогрева вод в конце августа значения T_w на поверхности здесь едва превышают 11°C, что существенно ниже, чем в районах 1 и 3 (15.8 и 15.4°C соответственно).

1.1.2. Вертикальное распределение

Тенденция сохранения пониженных значений T_w в районе 2 хорошо прослеживается на всех нижележащих горизонтах. Так, например, значение средней годовой T_w на горизонте 100 м в районе 2 равно –0.6°С, что на 0.2 и 0.3°С ниже, чем в районах 1 и 3 соответственно. Запаздывание прогрева вод с глубиной наиболее ярко выражено весной и летом (рис. 1.2 г, д, е). Объясняется это наличием здесь холодных вод ВСТ в подповерхностных горизонтах. В период осенней интенсификации ВСТ, наоборот, происходит быстрое выравнивание T_w в поверхностных слоях, в то время как на горизонтах 50–100 м отчетливо выражена тенденция ее понижения.

Скорость прогрева вод в поверхностных горизонтах зависит от географической широты места и интенсивности динамики вод. Для поверхностного слоя на средних станциях в районах 1–3 (рис. 1.2 а, б, в) максимальная скорость прогрева вод примерно одинакова и составляет соответственно 0.16, 0.17 и 0.18°С/сут. В немалой степени способствует этому ослабление ВСТ в связи с развитием летнего муссона. Скорости осеннего охлаждения поверхностных вод – напротив, значительно различаются (соответственно 0.18, 0.12 и 0.16°С/сут). Минимальная скорость охлаждения вод осенью в районе 2 обусловлена не только интенсивным штормовым перемешиванием, но и динамикой вод: осенняя интенсификация ВСТ способствует поступлению водных масс из северо-восточной части шельфа Сахалина с фоновыми значениями T_w 6–7°С в октябре, что замедляет скорость охлаждения и одновременно ограничивает влияние квазистационарного апвеллинга вод. В значительно бо́льшем по площади районе 3 влияние ВСТ выражено заметно слабее.

1.2. Соленость воды

1.2.1. Внутригодовая изменчивость

Не менее информативным показателем гидрологического режима является характеристика годового хода S_w . Так для всех выделенных районов явно выражено повышение S_w в зимний период как следствие процессов ледообразования (рис. 1.3 а, б, в). Летнее распреснение вод наблюдается только в динамически спокойных районах 1 и 3. В динамически активном районе 2 оно практически отсутствует. Осеннее понижение S_w наиболее ярко выражено в придонных горизонтах мелководного района 1. Объясняется это явление повышением интенсивности вертикального перемешивания вод и осенним паводком местных рек. На общем фоне понижения содержания солей в годовом ходе верхнего 30метрового слоя во всех районах эффект опреснения при штормовом перемешивании вод должен максимально проявляется именно в придонных горизонтах на мелководье, что и

отражено на графике. Максимальные значения в годовом ходе *S_w* наблюдаются в глубоководном районе 3.



Рис. 1.3. Распределение S_w на средних океанологических станциях в районах 1–3 на юговосточном шельфе о. Сахалин: годовой ход на стандартных горизонтах (a - b) и вертикальное распределение по сезонам (r - m)

1.2.2. Вертикальное распределение

На графиках видно, что отчетливо выраженное понижение значений S_w в верхнем 100метровом слое наблюдается во всех районах в осенний период (рис. 1.3 г, д, ж). Причиной этого является увеличение объема распресненных вод, поступающих из Сахалинского залива с восточной ветвью Амурского течения (следствие осеннего паводка р. Амур). Эти воды, контактируя с западной периферией ВСТ, заметно опресняют его в слое 0-50 м. В результате осеннего увеличения скоростей ВСТ (более чем в два раза) воды с пониженной соленостью быстро распространяются вдоль всего восточного и южного побережий Сахалина и уже в январе достигают юго-восточной части Татарского пролива, вызывая понижение там S_w в слое 0-50 м на 0.5-0.7‰ [11]. На общем фоне осеннего понижения S_w на всей исследуемой акватории, абсолютный минимум ее значений (30.8‰ на поверхности) отмечается в мелководном районе 1 в ноябре, что можно объяснить дополнительным поступлением значительных объемов речных вод в период осеннего паводка. Максимальные значения S_w (31.6‰ на поверхности) в этот период наблюдаются в районе 3. Эффект опреснения здесь минимально выражен потому, что ВСТ, как это будет показано ниже, пересекает район в виде достаточно узкой струи, которая занимает менее половины площади района.

Максимальные значения S_w наблюдаются в слое 0-100 м в районах 2 и 3 в зимний период. В районе 1, из-за значительного осеннего опреснения вод в придонных горизонтах, повышение S_w за счет конвективного перемешивания происходит очень медленно, поэтому своего максимума в слое 30-100 м она достигает только весной. Формирование слоя скачка плотности воды обуславливает сохранение здесь вод повышенной S_w до конца лета (рис. 1.3 г).

Характерное понижение значений S_w обусловленное процессами таяния льда наблюдается повсеместно в верхнем слое до глубин 30-50 м весной. Наиболее ярко это явление выражено в верхнем 10-метровом слое в мелководном районе 1, где эффект стратификации вод усиливается за счет речного паводка и слабой штормовой деятельности. В районе 2 от зимы к весне заметное понижение значений S_w слое 50-100 м подтверждает существование здесь повышенной динамики вод. Вертикальное распределение S_w в глубоководном районе 3 по сезонам хорошо согласуется с представлениями о режиме S_w в большинстве районов открытой части Охотского моря [1].

1.3. ПРОСТРАНСТВЕННО–ВРЕМЕННО́Е РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМОХАЛИННЫХ ПАРАМЕТРОВ

Характер пространственно-временно́го распределения T_w показан на рис. 1.4 а. На бо́льшей части исследуемой акватории в поверхностном слое фон T_w зимой близок к температуре замерзания морской воды. В районе 1 незначительное повышение ее абсолютных значений отмечается только в прибрежных распресненных районах. В то же время из-за распресняющего влияния рек диапазон вариаций S_w здесь достаточно широк – от 31.6 до 32.7‰ (рис. 1.4 б). На половине площади района 1 в течение зимы сохраняются условия для формирования квазистационарной полыньи где активно образуются уплотненные воды, которые в результате конвекции опускаются на дно. По низким значениям T_w (\leq -1.3°C) и S_w (\leq 32.9‰) эти воды отчетливо выделяются на верхней границе материкового склона на горизонтах 100-150 м (рис. 1.2 г, 1.3 г).

Образование местного льда на акваториях вдоль побережья зал. Терпения начинается в декабре. Меридионально ориентированные средневысокие горы с запада и востока в средней части Сахалина и расположенная между ними Тымь-Поронайская низменность, в которой находится региональный полюс холода Адо-Тымово (среднеянварская температура воздуха – 24.4°С, абсолютный минимум –50°С), в значительной мере усиливают здесь эффект выхолаживания вод под воздействием зимнего муссона [5]. Образующийся лед сразу начинает дрейфовать в южном направлении, а на освободившемся ото льда водном пространстве вновь идет активный процесс ледообразования. Процесс формирования полыньи, заполненной начальными видами льда, непрерывно продолжается до момента прекращения действия зимнего муссона (конец марта).



Рис. 1.4. Пространственно-временно́е распределение термохалинных показателей на поверхности по сезонам на юго-восточном шельфе о. Сахалин и прилегающим к нему акваториям: $T_w(a)$ и $S_w(\delta)$

К середине декабря районе м. Терпения (район 2) появляется дрейфующий лед из северной части Охотского моря. В виде языка он продвигается к м. Анива, достигая его в

первой декаде января. Интенсивный дрейф льда из северных районов моря в среднем продолжается до середины апреля, поэтому линию м. Терпения – м. Анива можно считать условной границей, разделяющей массивы местного молодого (толщиной до 30 см) и охотоморского однолетнего льда, толщина которого может достигать 50–100 см. Полное заполнение льдом акватории исследуемого района происходит феврале, а разрушение ледяного массива начинается во второй половине марта [13]. Таким образом характер распространения льда на исследуемой акватории обуславливает минимальные значения T_w на поверхности в течение всего зимнего периода.

Весной освобождаются ото льда в первую очередь северо-западная и юго-восточная части исследуемой акватории, где уже в апреле начинается интенсивный прогрев вод под воздействием солнечной радиации. В последнюю очередь ледяной массив разрушается на акватории, прилегающей к м. Терпения с востока (район 2). Этим объясняется широкий диапазон изменений средних значений T_w на поверхности – от 4 до 10°C. Размах колебаний S_w весной – от 30.3‰ в вершине зал. Терпения до 32.3‰ в юго-восточной части исследуемого района – также максимален в годовом ходе. В придонных горизонтах акваторий, прилегающих к зал. Терпения сохраняются отрицательные значения Т_w, поэтому в деятельном слое в районах 2 и 3 по резкому повышению T_w (на 2–3°C) и по высоким значениям S_w (> 32.9‰), также отчетливо выражена граница свала глубин (карты не приводятся). Данный факт свидетельствует о подъеме глубинных вод по материковому склону. Летом, на общем фоне повышения T_w на поверхности на 7-8°C и S_w (в среднем на 0.2‰) общий характер пространственного распределения термохалинных параметров сохраняется неизменным. Другими словами, доминирующие динамические процессы весной и летом принципиально не отличаются. Слой с отрицательными значениями Т_w в придонных горизонтах шельфовой зоны сохраняется до конца лета.

Наиболее значительные пространственные изменения в распределении T_w и S_w наблюдается от лета к осени. В ноябре в результате штормового перемешивания значения T_w в верхнем 50-метровом слое выравниваются и повсеместно составляют 2–3°С. В подповерхностных горизонтах по пониженным значениям T_w отчетливо проявляется струя вод ВСТ шириной 40–50 миль, пересекающая исследуемый район с северо-востока на югозапад. По характерному увеличению градиентов S_w от поверхности до горизонтов 100–150 м по линии м. Терпения – м. Анива отчетливо выделяется струя вод ВСТ. Также хорошо выделяется по изменениям значений T_w и S_w на этих горизонтах зона нисходящих движений вод в центре антициклонического круговорота (карты распределения параметров в подповерхностных горизонтах в работе не приводятся, однако местоположение струи ВСТ

осенью хорошо определяется по распределению меридиональной составляющей скорости переноса вод на разрезе по 47° с.ш.

Полученные результаты расчетов будут использованы в качестве входных данных в гидроэкологическую CNPSi-модель для оценки трансформации органогенных веществ в водах юго-восточного шельфа о. Сахалин.

Список использованной литературы

1. Лучин В.А., Лаврентьев, В.М., Яричин В.Г. Гидрологический режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1998а. – Т. IX: Охотское море. Вып. 1: Гидрометеорологические условия. С. 92–175.

2. Лучин В.А., Жигалов И.А. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза // Изв. ТИНРО, 2006. Т.147. С. 183–204.

3. *Лучин В.А.* Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое Дальневосточных морей // Дальневосточные моря России. Книга 1. Океанологические исследования. М: Наука, 2007. С. 232–252.

4. *Мамаев О.И., Архипкин В.С., Тужилкин В.С. Т,S*–анализ вод Черного моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 2. С. 178–192.

5. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер.3. Многолетние данные. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. Вып. 34. 353 с.

6. Пищальник В.М., Климов С.М. Каталог глубоководных наблюдений, выполненных в шельфовой зоне острова Сахалин за период 1948–1987 гг. Южно–Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР, 1991. 168 с.

7. *Пищальник В.М., Бобков А.О.* Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин. Южно–Сахалинск: СахГУ, 2000. Ч. І. 174 с. Ч. ІІ. 108 с.

8. *Пищальник В.М., Леонов А.В.* Изучение условий функционирования экосистемы залив Анива – пролив Лаперуза // Вод. Ресурсы. 2003б. Т. 30. №5. С. 616–636.

9. *Пищальник В.М.* Прогноз геоэкологической обстановки в природно-технических комплексах шельфовых зон на основе моделирования океанографических процессов. Дис. на соиск. уч. ст. докт. техн. наук. Южно-Сахалинск: Сах. фил. Дальневосточного геологического ин-та ДВО РАН, 2004. 268 с.

10. *Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В.* Термохалинный анализ вод пролива Лаперуза // Вод. ресурсы. 2005. Т. 32. № 1. С. 18–27.

11. Пищальник В.М., Бобков А.О. Моделирование природных процессов на основе ГИС «Сахалинский шельф». Южно-Сахалинск: СахГУ, 2008. 104 с.

12. Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В. Восстановление среднемесячных термохалинных полей в Татарском проливе // Вод. ресурсы. 2009а. Т. 36. № 6. С. 655–667.

13. Пищальник В.М., Покрашенко С.А., Леонов А.И., Гальцев А.А. Особенности развития ледяного покрова Охотского моря в 2001-2006 гг. / Сборник статей РЭА №1 «Экологические аспекты освоения нефтегазовых месторождений». – Владивосток: Дальнаука, 2009б. С. 185–197.

14. Пищальник В.М., Леонов А.В., Архипкин В.С., Мелкий В.А. Моделирование условий функционирования экосистемы Татарского пролива. Южно-Сахалинск: СахГУ, 2011. 104 с.

15. *Пищальник В.М., Архипкин В.С., Леонов А.В.* Восстановление годового хода термохалинных характеристик и циркуляции вод на северо-восточном шельфе Сахалина // Вод. ресурсы. 2014. Т. 41. № 4. С. 362–374.

16. Уроев В.М. Уравнения математической физики. – М.: ИФ Яуза, 1998. –373 с.

17. *Berntsen J.* Users guide for a modesplit–coordinate numerical ocean model. Bergen: University of Bergen, 2004. 51 p.

18. *Leonov A.V., Pishchal'nik V.M., Arkhipkin V.S. and Chicherina O.V.* Specific Features of Water Circulation and Biogenic Substance Transformation and Transport in Tatar Strait (Sea of Japan): Assessment Based on the Results of Mathematical Modeling // Water Resources, 2010. Vol. 37. No. 4. PP. 528–564.

19. Luchin, V., Kruts, A., Sokolov O., Rostov V., Rudykh N., Perunova T., Zolotukhin E., Pischalnik V., Romeiko L., Hramushin V., Shustin V., Udens Y., Baranova O., Smolyar I., Yarosh E. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. / V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus, Eds. – NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 329 pp., DVD Disc.

20. Исследование динамики природных процессов в Охотском и Японском морях с помощью математического моделирования / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Регистрация НИОКР в гос. информ. фонде неопубл. материалов, 25.03.2011. № 01201155486.

2. ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ АНОМАЛИЙ ЛЕДОВИТОСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

Отличительными чертами ледового режима Охотского моря являются большая межгодовая изменчивость его ледовитости, постоянный дрейф льда в южных направлениях и увеличение его толщины по мере продвижения от районов активной генерации льда на севере до самой южной границы моря [2, 5, 14]. Ледяной покров в значительной мере влияет на безопасность проведения морских операций при добыче как биологических, так и минеральных ресурсов, промышленная добыча которых впервые в РФ была начата в 2001 г. нефтегазодобывающих платформ (НГДП) на шельфе Восточного с Сахалина (http://www.sakhalinenergy.com/). В результате был получен пионерный опыт выполнения морских операций по обслуживанию бесперебойной работы НГДП в тяжелых ледовых условиях Охотского моря (по суровости близких к арктическим морям), своевременная оценка вариаций которых была важна на всех фазах развития массива льда (формирования, максимального развития и разрушения). Поэтому особенности формирования и развития аномалий ледовых процессов представляют несомненный практический интерес. В данной представлены результаты восстановления и реконструкции 134-летнего ряда главе ледовитости Охотского моря и впервые сделан анализ изменчивости многолетних колебаний аномалий его ледовитости.

2.1. Исходные данные и методы исследований

Для исследования межгодовых колебаний аномалий ледовитости был сформирован временной ряд, содержащий средние значения аномалий ледовитости за ледовый сезон (с декабря по май), вычисленные на основе расчетных данных наблюдений за площадью ледяного покрова с месячной дискретностью. Использование аномалий позволяет достаточно корректно выполнять анализ и выявлять закономерности многолетних колебаний одной из важнейших характеристик состояния ледяного покрова. Для расчета аномалий в качестве нормы были использованы средние значения ледовитости за 30-летний базовый период с 1961 по 1990 гг., рекомендуемый WMO для оценки климатических изменений [16].

Весь исторический массив наблюдений за ледовитостью Охотского моря по способам получения информации условно можно разделить на три этапа – морской, авиационный и спутниковый [6]. Из самого названия этапов следует, что наблюдения на каждом их них выполнялись разными методами и с различной дискретностью. Все исходные данные имеют пропуски наблюдений, что обусловило необходимость проведения процедуры их восстановления. Поэтому на подготовительном этапе для каждого вида наблюдений с учетом

их специфики производства выполнялись процедуры восстановления пропущенных значений и критического контроля данных с привлечением всей доступной дополнительной информации и последующего приведения их к единой дискретности [8, 15].

Для восстановления пропусков была проверена гипотеза о тесноте связи процессов ледообразования с количеством накопленного за сезон холода (суммой градусодней мороза (СГДМ) на гидрометеорологических станциях (ГМС), расположенных на побережье. Количество холода, поступающее с побережья на акваторию моря за зиму, является одним из основных показателей скорости генерации ледяного покрова. Рассчитывается СГДМ как последовательная сумма среднесуточных температур воздуха с даты их устойчивого перехода через 0 °С осенью в сторону понижения и весной в сторону повышения [4]. С целью уменьшения случайных ошибок и повышения репрезентативности выборки, значения температуры воздуха вычислялись для нескольких морских ГМС, расположенных вдоль побережья моря: Охотск, Магадан, Александровск-Сахалинский, Поронайск, Николаевск-на-Амуре (на ГМС Охотск, Александровск-Сахалинский и Николаевск-на-Амуре наблюдения были начаты с 1882 г.). Наибольшие значения коэффициентов корреляции были получены для ГМС Охотск и Магадан (-0.73 и -0.72 соответственно) (табл. 2.1) [8]. Однако, сумма СГДМ по всем выбранным ГМС имеет более сильную взаимосвязь с площадью ледяного покрова, и выражается значением коэффициента корреляции -0.81.

Таблица 2.1

Корреляция значений площади ледяного покрова Охотского моря с СГМД

ГМС	Охотск	Магадан	АлексСах.	Поронайск	Нкл-на-Амуре	Все ГМС
Коэф. корр.	-0.73	-0.72	-0.69	-0.69	-0.71	-0.81

Исходными данными для формирования ряда в период с 1929 по 1960 гг. послужили ежемесячные значения площади ледяного покрова, вычисленные на основе судовых наблюдений А.Н. Крындиным (1964). С учетом рассчитанных коэффициентов и СГДМ, вычисленных для отдельных стадий развития массива льда (I – интенсивного ледообразования (декабрь-январь), II – максимального развития (февраль-март) и III – разрушения льда (апрель-март), производилось восстановление отдельных пропусков в месячных наблюдениях. Затем была вычислена средняя ледовитость с учетом восстановленных значений для каждого ледового сезона и для проверки качества восстановления вновь выполнен расчет коэффициентов корреляции. В отдельных случаях, когда расчеты не совпадали, окончательное решение принималось экспертом с привлечением для анализа дополнительной информации.

Второй этап наблюдений с 1956 по 1992 гг. – авиационный [10]. В этот период две группы ледовых наблюдателей из аэропортов Магадана и Южно-Сахалинска осуществляли регулярные облеты акватории всего моря в течение 4-5 дней по практически стандартным маршрутам (рис. 2.1). Данные наблюдений сводились в объединённые карты ледовых условий, приведенные к середине декады, на основе которых и выполнялся дальнейший анализ и статистические расчеты [12-14]. Для расчетов аномалий ледовитости в указанный период были использованы значения площади ледяного покрова на середину второй декады каждого зимнего месяца.



Рис. 2.1. Схема стандартных маршрутов в период производства регулярных авиационных наблюдений за ледяным покровом дальневосточных морях с 1955 по 1992 гг. 1 – граница наименьшего распространения льда;

2 – среднее многолетнее положение кромки льда;

3 – граница набольшего распространения льда по Л. П. Якунину (1997)

Третий (современный) этап наблюдений – спутниковый – с 1971 по 2015 гг. Площадь ледяного покрова рассчитывается на основе данных микроволновых спектрорадиометров, основным преимуществом которых является независимость от погодных условий и освещенности. Исходные данные размещены в свободном доступе на официальном сайте Japan Meteorological Agency (JMA) (<u>http://www.data.jma.go.jp</u>). Площадь ледяного покрова как для отдельных районов Охотского моря, так и для моря в целом, рассчитывалась один

раз в пентаду с помощью разработанного в Сахалинском государственном университете программного комплекса «ЛЁД» [9]. Для формирования исходного ряда с месячной дискретностью расчетные значения площади за 10, 15 и 20 число каждого месяца усреднялись [8].

Особое внимание было уделено периодам выполнения совместных наблюдений судовых и авиационных (1955-1960 гг.), а также авиационных и спутниковых (1971-1992 гг.). Указанные периоды были использованы для оценки контроля качества данных. Для каждого вида данных в качестве дополнительной привлекалась соответствующая их специфике наблюдений информация: архивы снимков в видимом диапазоне, полученные с искусственных спутников Земли (ИСЗ) серий «Космос» и «Метеор» начиная с 1967 г., архивы снимков с ИСЗ в микроволновых диапазонах, полетные карты ледовых авиаразведок на конкретные даты и т.д.



Рис. 2.2. Разность средних за сезон значений ледовитости Охотского моря, вычисленных на основе спутниковых и авиационных данных за период 1971-1992 гг.

Результаты анализа точности расчетов площади ледяного покрова, выполненных на основе данных, полученных с помощью ИСЗ и авиации в период производства совместных наблюдений с 1971 по 1992 ΓГ., представлены на рис. 2.2. Средняя величина разности средних значений площади льда за весь исследуемый период составляет 108.4 тыс. км², что соответствует 6.8% площади моря (площадь Охотского моря 1 603.2 тыс.

км² [7]). Наибольший разброс значений ледовитости (от 7 до 15%) характерен для периода наблюдений с 1971 по 1978 гг., при этом величина средней ошибки составляла ~11%. Далее абсолютная величина ошибки уменьшается до 64.5 тыс. км² (4.2% от площади моря). Уменьшение ошибки в расчетах обусловлены улучшением технических характеристик сканеров на ИСЗ. С конца 1990-х годов точность расчетов площади ледяного покрова составляет 1-2% от исходной площади массива льда [8]. Таким образом, в настоящее время оценка площади ледяного покрова с использованием данных ИСЗ в разы превосходит точность расчетов, выполненных другими способами. Весьма важен и тот факт, что эти данные не имеют искажений, обусловленных приведением результатов отдельных наблюдений к определенной дате для моря в целом, т.к. съемка производится в режиме реального времени (время пролета спутника через акваторию моря составляет 12-15 мин.).

В итоге был сформирован временной ряд значений площади ледяного покрова Охотского моря с месячной дискретностью за период наблюдений с 1929 по 2015 гг. [8, 15]. Искомая характеристика ледовитости за сезон рассчитывалась путем осреднения значений площадей ледяного массива с декабря по май (ледовый сезон). Для корректного проведения сравнительного анализа ледовитости в отдельных районах искомая величина вычислялась в процентах как отношение площади, занятой льдом, к площади района (равно как и моря в целом). Результаты корреляционного анализа значений ледовитости со значениями СГДМ до и после их восстановления представлены в таблице 2.2.

Таблица 2.2.

Коэффициенты корреляции восстановленного и исходного рядов ледовитости Охотского моря со значениями накопленного холода (СГДМ)

Период	BOCCT. *	CH^{*}	AH [*]	JMA^*
1929-1956 гг.	- 0.72	_	—	_
1957-1960 гг.	- 0.82	-0.78	- 0.80	_
1961-1970 гг.	-0.70	_	-0.69	_
1971-1992 гг.	- 0.78		- 0.77	- 0.78
1993-2015 гг.	- 0.82		_	-0.82
1929-2015 гг.	-0.80	_	_	_

^{*} ВОССТ. – восстановленные значения ледовитости; СН – данные судовых наблюдений; АН – авиационные наблюдения; JMA – данные Japan Meteorological Agency

Анализ приведенных в таблице данных позволяет заключить, что взаимосвязь ледовитости и количества холода, поступающего на акваторию Охотского моря, является достаточно устойчивой. Наибольшая зависимость отмечена для периода исключительно спутниковых наблюдений с 1993 по 2015 гг. – период эксплуатации спектрорадиометров второго поколения. Для всего восстановленного ряда коэффициент корреляции равен -0.80.

Поскольку наблюдения за температурой воздуха были начаты на отдельных ГМС с 1982 г., то на основе уточненных коэффициентов корреляции была предпринята попытка по вычисленным для них СГДМ реконструировать ряд колебаний ледовитости в Охотском море. Следует отметить, что наблюдения не на всех отмеченных выше ГМС были организованы одновременно и в начальный период их производства часто имели место пропуски. Оценить точность восстановления данных не представляется возможным, поэтому само восстановление ледовитости в период с 1882 по 1928 гг. следует квалифицировать как качественное.

2.2. Многолетние межсезонные колебания аномалий ледовитости

Восстановленный с 1882 г. ряд представляет собой чередование многолетних периодов уменьшения и увеличения ледовитости (рис. 2.3). На графике отчетливо выражены положительные (1905-1931гг. и 1958-1980 гг.) и отрицательные (1882-1904 гг., 1932-1957 гг. и 1981-2015 гг.) тенденции изменения ледовитости. Продолжительность периодов колебаний ледовитости варьирует от 22 до 26 лет и только последний (современный) период уменьшения ледовитости продолжается 35 лет. Максимальные значений средней за ледовый сезон ледовитости наблюдались в 1931, 1967, 1979 гг. Минимальные – в сезоны 1996 и 2015 гг. При этом зима 2015 г. является самой малоледовитой за всю историю наблюдений (26.4%).



Рис. 2.3. Многолетние периоды уменьшения и увеличения ледовитости Охотского моря на фоне ее межгодовой изменчивости

Особое внимание следует обратить на интенсивное снижение ледовитости с конца 1970-х годов, что отчетливо прослеживается на графике её межгодовой изменчивости. С 1984 г. наблюдаются преимущественно мягкие по суровости ледовых условий зимы, за исключением зимы 2001 г. Среднее значение ледовитости в начале XXI в. по отношению к рекомендуемой WMO климатической норме (1961-1990 гг.) снизилось на 16%.

Сравнительный анализ восстановленного ряда ледовитости (1882-2015 гг.) с независимыми данными аномалий глобальной температуры воздуха, представляемыми Национальным управлением океанических и атмосферных исследований США (<u>http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/</u>) за 1880-2014 гг., показывает хорошее совпадение

характера изменчивости полиноминальных линий трендов рассматриваемых характеристик (рис. 2.4), что может служить доказательством достоверности расчетного ряда ледовитости.

Анализ многолетнего хода аномалий осуществлялся с помощью метода интегральных кривых, которые представляют накопленные суммы аномалий [10]. Как уже было отмечено выше, аномалии ледовитости вычислялись относительно климатической нормы 1961-1990 гг., затем алгебраически суммировались от сезона к сезону для всего исследуемого ряда. Фактически интегральная кривая изменчивости аномалий характеризует изменения многолетнего хода параметра (рис. 2.5): рост кривой показывает, что изучаемый параметр (в данном случае ледовитость) аномально развит, спад – ослаблен [1].



Рис. 2.4 — Полиноминальные линии тренда ледовитости Охотского моря и аномалий глобальной температуры воздуха на фоне их межгодовой изменчивости



Рис. 2.5. – Интегральная кривая ледовитости Охотского моря на фоне её аномалий в 1882-2015 гг. относительно климатической нормы 1961-1990 гг.

Многолетний ход аномалий ледовитости представляет собой чередование периодов относительно повышенной И относительно пониженной леловитости различной продолжительности. На интегральной кривой сезонной изменчивости площади ледяного покрова выделяются периоды неустойчивого накопления положительных аномалий (с 1882 по 1912 гг. и с 1933 по 1979 гг.), резкого повышения ледовитости с 1913 по 1932 гг. и резкого понижения – с 1980 по 2015 гг. Период относительно стабильного состояния с 1935 по 1978 гг. Преобладание зим с суровыми ледовыми условиями отмечалось с 1910 по 1935 гг., а с 1984 г. – преобладание малоледовитых зим. На этом фоне выделяются экстремально ледовитые зимы 1909, 1913, 1979, 1980 гг. и экстремально малоледовитые зимы 1996, 2006, 2009, 2014 и 2015 гг., когда площадь льды была более чем на 20 % была ниже и, соответственно, выше нормы. Экстремально ледовитый 2001 г. является явным диссонансом в череде малоледовитых зим с 1984 г.

Выделенные колебания ледовитости хорошо согласуются с результатами исследований многолетнего хода приземного давления [10]. На фоне отрицательного тренда с 1950 г. высокая интенсивность Азиатского антициклона в январе-марте отмечалась над Азией в период 1980-1991 гг. с последующим ослаблением до 2012 г. На фоне положительного тренда в конце 1970-х годов наблюдались изменения в режиме Алеутской депрессии, свидетельствующие о крупномасштабной перестройке. В то же время (в 80-е гг.) был экстремально активен Охотский антициклон.

Тенденция сокращения площади ледяного покрова Охотского моря за период с 1882 по 2015 г. составляет 1.2% за 10 лет. Соответственно за весь исследуемый период площадь льда в среднем уменьшилась на 18% при размахе колебаний аномалий ледовитости более 40%. Отдельно стоит отметить 1981 г., с которого начинается период преобладания отрицательных аномалий ледовитости. Крупномасштабная перестройка развития ледовых процессов отчетливо видна на графике осредненной по 24 точкам аномалиям ледовитости (рис. 2.6).

Величина тенденции ледовитости значительно изменялась в различные временные периоды. Так в период 1882-1895 гг. в Охотском море отмечено снижение ледовитости с темпами 2.9% /10 лет. Среднее значение ледовитости для указанного периода составило 52%. В последующие 21 год (1896-1916) наблюдается интенсивное повышение ледовитости моря с темпами 9.5% /10 лет. При средней для этого периода аномалии 7% положительные аномалии достигали 24% и лишь в отдельные годы (1986, 1906) ледовитость была ниже нормы. На фоне повышенной ледовитости для периода 1917-1956 характерно сокращение площади ледяного покрова, темпы которого составили 2% /10 лет. Средняя ледовитость для указанного временного промежутка составляет 54%. Далее, с 1957 по 1979 гг. отмечено

незначительное увеличение ледовитости, темпы которого составили 2.2% /10 лет. С 1981 года и по настоящее время в Охотском море наблюдается длительное (35 лет) сокращение площади ледяного покрова с темпами 5% /10 лет. Средняя ледовитость для этого периода составляет 41.8%.



Рис. 2.6. Скользящая средняя (по 24 точкам) аномалий ледовитости Охотского моря с 1882 по 2015 гг. и нормы ледовитости для различных периодов

Результаты выполненных расчетов свидетельствуют о значительных флуктуациях аномалий ледовитости в течение последних 134 лет. Спектральный анализ значимо выделяет периоды с колебаниями 3, 9, 18 и 57 лет. Осреднение ряда аномалий ледовитости по 24 точкам подтверждает результаты расчетов и позволяет сделать заключение, что норма ледовитости, вычисленная в период 1961-1990 гг., наиболее близка к среднему значению ледовитости для всего исследуемого ряда. Принятое недавно WMO решение об обновлении климатических норм каждые 10 лет можно считать весьма своевременным, т.к. нормы 1971-2000 гг. и 1981-2010 гг. (рис. 2.6) значительно точнее характеризуют современное состояние параметра (http://www.meteo-tv.ru/news/Novosti-nauki/CHto-takoe-klimaticheskaya-norma/).

Список использованной литературы

1. Гирс А.А. Методы долгосрочных прогнозов погоды / А.А. Гирс, К.В. Кондратович. – Л.: ГМИ, 1978. – 344.

2. Крындин А. Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции / А.Н. Крындин // Тр. ГОИН. – 1964. – Вып. 71. – С. 5–80.

^{3.} 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.

^{4.} Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 9. Ч. 1. –Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – С. 233-238.

5. Пищальник В.М. Особенности развития ледяного покрова Охотского моря в 2001-2006 гг. / В.М. Пищальник, С.А. Покрашенко, А.В. Леонов и др. // Сборник статей РЭА № 1 «Экологические аспекты освоения нефтегазовых месторождений». – Владивосток : Дальнаука, 2009. – С. 185–197.

6. 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.

7. 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.: Гидрометеоиздат, 1998. – С. 291-340.

8. Романюк В.А. Восстановление ряда ледовитости Охотского моря с 1882 по 2015 гг. / В.А. Романюк, И.Г. Минервин, В.М. Пищальник // Физика геосфер: 1Х-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.

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

10. 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. Муктепавел, А.А. Никитина, Т.В. Радченко // Тр. ТИНРО, 2015. (В печати)

11. Якунин Л. П. Ледовая разведка на морях Дальнего востока / Л. П. Якунин // История ледовой авиационной разведки. – СПб. : Гидрометеоиздат, 2002. – 288 с.

12. Якунин Л. П. Атлас границ распространения и крупных форм льда дальневосточных морей России / Л.П. Якунин. – Владивосток : ТОИ ДВО РАН, 1995. – 57 с.

13. Якунин Л. П. Атлас границ преобладающего однолетнего льда дальневосточных морей России / Л.П. Якунин. – Владивосток : ТОИ ДВО РАН, 1997. – 32 с.

14. Якунин Л.П. Атлас основных параметров ледяного покрова Охотского моря. – Владивосток: Издательский дом Дальневост. федерал. ун-та, 2012. – 118 с.

15. 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. – C. 254-256.

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

3. РАЙОНИРОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ОХОТСКОГО МОРЯ

Одним из методологических приемов изучения географической оболочки Земли ещё с античных времен является районирование, которое подразумевает деление природного объекта на несколько составных частей по его характерным свойствам, направленное на решение определенных задач, стоящих перед исследователем. Следовательно, вариантов районирования может быть множество, другими словами столько, сколько было сформулировано целевых установок столько и будет конкретных решений.



Рис. 3.1. Трассы зимнего плавания судов для обслуживания шельфовых проектов Охотоморского региона.

1 – трассы зимнего плавания судов;

2 – месторождения углеводородов на шельфе;

3 — функционирующие в настоящее время нефте- и газодобывающие платформы;

4 – кромка дрейфующего льда 1981-2010 гг.

серьёзных препятствий для эффективной и безопасной работы судов в замерзающих морях является наличие ледяного покрова. Все эти проблемы в полной мере проявляются при организации добычи углеводородов на шельфе Охотского и Японского морей (рис. 3.1).

К концу XX в. вследствие истощения запасов углеводородов на суше, произошло смещение их мировой лобычи В шельфовые зоны незамерзающих, В последние а десятилетия – И В замерзающие и арктические моря. Современные морской добычи технологии углеводородов предполагают установку стационарных нефте-И газодобывающих платформ (НГДП) на глубинах нескольких лесятков до метров или донных нефтегазодобывающих комплексов на глубинах первых сотен метров. ДО Условия технологического обслуживания НГДП требуют круглогодичной работы судов как на судоходных трассах, так и в местах непосредственной добычи, а в случае чрезвычайных ситуаций – во всех районах потенциального воздействия. В зимний период, помимо повышенной штормовой активности, одним ИЗ

Протяженность Охотского моря в направлении с юго-запада на северо-восток составляет около 2.5 тыс. км, что и определяет существенные различия в температурном и ледовом режиме северной и южной частей моря. В отдельных районах Охотского моря лед может наблюдаться более девяти месяцев в году (акватория Шантарских островов). На разных фазах своего развития ледяной покров имеет различные физические свойства и воздействует на технические объекты по-разному, поэтому крайне важно знать и учитывать особенности состояния ледяного покрова в данное время и в данном месте. Это возможно только при условии иерархического районирования ледяного покрова по ледовым и географическим признакам на основных стадиях развития массива льда, что является необходимым условием корректного прогнозирования его состояния на ближайшую и отдаленную перспективу [10]. Ледовые прогнози являются также неотъемлемым элементом при планировании и добыче морских биологических ресурсов. И, наконец, эти вопросы на фоне глобальных климатических изменений имеют и чисто научный аспект познания.

Цель данного исследования – на основе современных знаний об особенностях изменчивости ледового режима разработать схему районирования ледяного покрова Охотского моря, пригодную для решения современных практических и научных задач различных пространственных и временных масштабов.

3.1. Характерные особенности формирования, разрушения и распределения ледяного покрова в Охотском море

Специфика формирования ледяного покрова Охотского моря, расположенного на границе Азиатского материка и Тихого океана, во многом определяется ветровым режимом и генеральной циклонической циркуляцией вод. Благодаря различной теплоёмкости суши и океана над акваториями морей формируется атмосферная циркуляция муссонного типа: в холодный период ветра направлены с суши на море, а в тёплый – наоборот. Преобладание ветров северо-западных румбов в зимний период инициирует развитие двух процессов одновременно: формирование квазистационарных полыней вдоль северных участков побережья моря с активной генерацией в них начальных видов льда и последующего дрейфа, сформированных ледяных массивов, генеральным направлением на юг [10, 13, 19], во время которого толщина льда в них продолжает расти под воздействием термических и динамических факторов. В результате формируется главная характерная особенность ледяного покрова дальневосточных морей – *увеличение толщины льда по мере продвижения его с севера на юг*.

Охотское море, наряду с муссонным, имеет черты субарктического и арктического климата. Наиболее ярко особенности арктического климата проявляются в крайних северной и западной частях моря, которые далеко вдаются в Азиатский материк и находятся в непосредственной близости как к Полюсу холода Северного полушария (район с. Оймякон в Якутии), так и к восточным районам Арктики. Равномерное поступление холодных воздушных масс со стороны Полюса холода в западную часть моря и эпизодические вторжения арктического воздуха в глубоко вдающийся в сушу залив Шелихова, придаёт климату северной части моря с убарктический характер. Сочетание географического положения Охотского моря с особенностями рельефа дна (обширная шельфовая зона вдоль северо-западного побережья, где в результате зимней конвекции происходит быстрое охлаждение вод) делают его самым холодным из дальневосточных морей.

В данной работе анализ изменчивости общей площади ледяного покрова выполнен на основе массива цифровых спутниковых карт-схем за период с 1971 по 2015 гг., которые для всей акватории Охотского моря выпускаются с периодичностью один раз в пять дней. Как было отмечено выше, характерной особенностью спутниковых наблюдений является повышенная точность и выполнение съемок всей акватории моря в режиме реального времени, что позволяет переосмыслить существующие и выявить новые черты ледового режима как для отдельных регионов, так и моря в целом. Одним из основных результатов этого анализа является вывод о том, что в разных частях моря (например, в северной и в южной половине моря, равно как и в северо-западной и северо-восточной его частях) на разных стадиях развития массива льда синхронность и скорость развития ледовых процессов могут существенно различаться даже в течение одного ледового сезона [2, 21, 8, 23, 24]. Основная причина этого – доминирующий в данный конкретный сезон тип атмосферной циркуляции, который отвечает за перераспределение льда в массиве. При этом тип зимы, который определяет суровость ледовых условий, может меняться в течение одного ледового сезона как в отдельном ледовом районе, так и в море в целом.

Значительные пространственные размеры и особенности орографии береговой черты предопределяют одновременное развитие различных ледовых процессов в разных частях массива льда, что обусловливает существенные пространственные и временные различия в положении границ, которые можно выделить по единым критериям. На фазе развития ледяного массива (*стадия I*) характерными процессами, формирующими его режим в различных частях Охотского моря, являются:

• образование стационарных полыней, заполненных ниласовыми льдами вдоль западного, северо-западного, северного и северо-восточного побережий, в том числе и в

заливах Анива и Терпения (как результат воздействия ветров северных румбов характерных для зимнего муссона);

генеральный дрейф льда в юго-восточном и южном направлениях в западной и северной части моря (средняя скорость дрейфа варьирует от 5 до 15 миль/сут., максимальная – может превышать 50 миль/сут.) [1, 14].

• генеральный дрейф льда в юго-западном и южном направлении в восточной части моря со скоростями 3–10 миль/сут. По расчетам Л. П. Якунина (1990), продолжительность дрейфа льда от северных до южных границ Охотского моря составляет 9–10 декад. В среднем за это время лед преодолевает расстояние около 600 миль и без учета динамических факторов успевает нарасти до толщины ~70 см и более. По данным инструментальных наблюдений, толщина ровного льда в южной части моря может достигать 1,8 м;

• формирование зон сжатий и накопления сильно деформированного льда в крайней западной части моря (район Шантарских островов, Сахалинский залив), где под воздействием низких температур воздуха происходит быстрое его смерзание и вынос сильно деформированного и всторошенного льда на северо-восточное побережье Сахалина. Этот лед включается в генеральный дрейф, где он двигается вдоль восточного побережья острова Сахалин на юг, образуя пояс труднопроходимого (даже для современных судов ледового класса) льда максимальной шириной до 30 миль;

• формирование зон сжатий и деформации льда в северо-восточной части моря (район Пенжинской губы, частично в заливе Шелихова) и последующего выноса однолетнего, сильно деформированного льда на запад и юго-запад вдоль северного побережья моря, которые перекрывают подходы к Тауйской губе (порт Магадан), образуя пояс труднопроходимого льда даже для ледокольных судов;

• образование зоны накопления льда в крайней южной части Охотского моря.

Своего наибольшего развития ледяной покров в Охотском море достигает в февралемарте (*cmaduя II*), при этом средняя величина ледовитости достигает 79 %, при размахе колебаний от 56 до 99 % (за 100 % принята площадь поверхности Охотского моря, равная 1 603 200 км²). В очень суровые зимы чистая вода может быть встречена лишь в центральной части Курильских о-вов. В самые мягкие зимы на западе и севере моря кромка льда располагается на расстоянии 150–180 миль от побережья материка [19].

Процессы разрушения льда (*стадия III*) под воздействием солнечной радиации начинаются в крайней южной части моря в конце марта-начале апреля. Первые признаки разрушения южнее 46° с.ш. отмечаются за 2-3 недели до дня весеннего равноденствия. В марте-апреле начинается процесс ослабления зимнего муссона. Дата смены направления

ветра над всей акваторией моря в зависимости от типа зим происходит в период со второй половины апреля до середины мая. Как следствие происходит резкое уменьшение скорости дрейфа массива льда вначале в южной, а затем и в северной части моря и квазистационарные полыньи вдоль северных побережий закрываются. В течение апреля повсеместно отмечается разрушение крупных форм льда. В мае ледяной массив, как правило, распадается на три части, которые сосредотачиваются на ограниченных акваториях (рис. 3.2) от полуострова



Мягкая зима

Рис. 3.2. Характерные ледовые условия в Охотском море для разных типов зим в начале ледообразования (слева), в середине зимы (по центру) и в период разрушения ледяного покрова (справа) Лисянского залива Шелихова ЛО (магаданский массив), вдоль северопобережья Сахалина восточного (сахалинский массив) И В районе Шантарских островов (шантарский массив) [10, 24]. Магаданский И сахалинский ледяные массивы полностью разрушаются до середины июня. В крайней западной части моря лед может сохраняться до конца июляначала августа.

Анализ научной литературы и исторической информации по ледовым исследованиям, расчётных данных, работа над архивами карт, построенных на основе спутниковых снимков видимого и радиолокационного диапазонов, позволяют сделать вывод о том, что в ледяном покрове Охотского

моря на каждой стадии его развития выделяются географические районы, где формируются региональные стабильные ледовые зоны, локальная однородность параметров ледяного покрова которых может являться условием для районирования [12, 17].

3.2. Ледово-географическое районирование Охотского моря

Традиционно деление дальневосточных морей, учитывающее факт наличия ледяного покрова, проводилось по двум основным направлениям: физико-географическому и ледовонавигационному. При физико-географическом районировании моря рассматривались как единые природные аквальные комплексы (по определению В.Б. Сачавы «геосистемы», 1963), для характеристики которых использовались, в основном, климатические показатели, а границы таксонов выделялись на основе географических принципов или широтного зонирования [5, 22]. Ледово-навигационное районирование рассматривалось как функция судоходных трасс, т.е. возможность плавания во льдах для определенного типа судов в различных частях акватории моря. На таком делении основывалось и построение системы прогнозов ледовых условий [3, 7, 19].

Многовариантность районирования определяется с одной стороны разнообразием задач, стоящими перед исследователем, с другой – выбором соответствующего критерия. Другими словами, изменение любого звена в исследовательской цепочке: целевая установка районирования – выбор критерия – выбор адекватного метода – соответствие полученного результата конечной цели и обусловливает наличие множества вариантов решения этой задачи.

Пространственные неоднородности льдов в географическом плане могут быть разделены в зависимости от масштаба на несколько уровней: крупномасштабные, региональные, локальные, местные и т.д. Такое районирование является весьма эффективным инструментом при исследовании особенностей формирования И распределения ледяного покрова (например: ледяной массив крайней южной части Охотского моря, Сахалинского залива или района Шантарских островов). Сами неоднородности ледяного покрова можно свести в следующие характерные группы: льды местного образования или адвективные, льды припайные или дрейфующие (обычно граница между ними четко обозначены полыньями), зоны льдов различной сплоченности, различного возраста (толщины), раздробленности, степени деформации, заснеженности и т.д. Пространственная неоднородность льдов, как правило, находится в определенном сопряжении с рельефом дна, морскими и атмосферными циркуляционными процессами и др. факторами. Поэтому классификация, основанная на учете совместного и взаимно обусловленного влияния ледовых и географических факторов, может быть названа ледовогеографическом районированием. Она также является многоуровневая, где на каждом уровне учитываются неоднородности ледяного покрова определенного пространственного и временного масштаба.

В результате выполненного районирования акватория Охотского моря была разделена на три таксономических уровня. Первый (крупномасштабный) уровень выделен преимущественно по климатическим признакам. Первоначально Охотское море было разделено по принципу широтного зонирования – это северная и южная части площадью 1023.4 и 578.8 тыс. км² соответственно. Естественной границей между ними является граница между III и IY климатическими поясами России, выделенная по особенностям

радиационного режима и циркуляции атмосферы (рис. 3.3) (http://xn--80aaaa1bhnclcci1cl5c4ep.xn--p1ai/cd2/index.html).

Ключевым фактором ледообразования в Охотском море является воздействие зимнего муссона, который не только доставляет на акваторию моря холодные воздушные



Рис. 3.3. Схема расположения климатических поясов России

массы, но и обуславливает постоянный дрейф льда. Различное направление дрейфа региональных массивов льда обусловлено как географическим положением районов, где они формируются, так и направлением господствующих ветров. Следует отметить и существенные различия термических условий ледообразования в северной части моря. Так в ее северо-

западной половине слабо изрезанная береговая линия, ориентированная в зональном и меридиональном направлениях, не препятствует равномерному поступлению холодного воздуха из районов, прилегающих к Полюсу холода, на акваторию моря. На фазе начала активного ледообразования (в предзимье) данное обстоятельство обеспечивает непрерывность процесса образования полыньи за пределами которой формируется массив дрейфующих в юго-восточном направлении обширных и гигантских полей слабо всторошенного льда. По мере продвижения от берега толщина льда в этом массиве постепенно увеличивается от начальных видов (в зоне полыньи) до однолетнего тонкого льда в центральной части моря.

Аналогичные процессы доминируют здесь и на фазе максимального развития ледяного массива в феврале-марте. Однако, в указанный период градиенты температуры и давления на границе суши и моря уменьшаются, что способствует увеличению частоты проникновения в этот район глубоких циклонов, которые приносят с собой сильные ветры восточных румбов. Воздействие этих ветров существенно меняет направление дрейфа и обусловливает возникновение локальных зон сжатий льда, а также увеличивает раздробленность ледяного массива.

Фаза разрушения массива льда в северо-западной половине начинается по мере уменьшения активности зимнего муссона. В апреле скорость нарастания толщины льда резко уменьшается вплоть до полного прекращения ледообразования (даже в ночные часы) во второй половине мая. Прекращается и дрейф массива в юго-восточном направлении. В конце мая полностью разрушаются большие поля, молодые льды вытаивают и массив льда,

представленный преимущественно битыми формами, концентрируется вдоль северозападного побережья и в районе Шантарских остров (рис. 3.2).

Процессы формирования льда в северо-восточной половине протекают в иных климатических условиях. Орографические факторы – горные массивы, окаймляющие побережье и глубоко вдающийся в сушу зал. Шелихова, ориентированный в северовосточном направлении, обуславливают в этом же направлении движение воздушных масс в течение всего ледового сезона. Следовательно, дрейфа льда, осуществляется преимущественно в юго-западном направлении. Удаленность от Полюса холода северного полушария, более частые затоки воздушных масс из Арктики, температура которых на 5-10 °C выше, чем из континентальных районов Магаданской области, и регулярные затоки тепла из Берингова моря, делают эту часть моря более теплой по сравнению с северо-западной. Так средняя СГДМ для ГМС Охотск равна 2920 °С, ГМС Магадан 2360 °С, а для ГМС Ича составляет только 1490 °С.

Частая смена направления ветра, изрезанность береговой черты создают благоприятные условия для поддержания здесь активности динамических процессов на всех стадиях существования массива. Поэтому массив льда северо-восточной части моря имеет меньшую толщину, повышенную торосистость и высокую влажность. В мягкие и нормальные зимы основной массив льда дрейфует преимущественно вдоль полуостровов Кони и Пьягина и перекрывает вход в Тауйскую губу, тем самым создавая существенные трудности для прохода судов в порт Магадан.



Рис. 3.4 Среднее положение кромки ледяного массива на фазе его максимального развития (март) в период 1981-2010 гг.

Естественной границей, разделяющей массивы льда северо-западной и северо-восточной частей моря, в нормальные по суровости ледовых условий зимы является восточная кромка массива льда в современную эпоху, под Западно-Камчатского формирующаяся влиянием течения (ЗКТ), струя которого поступает в море через Четвертый Курильский пролив и двигается в северном направлении вдоль материкового склона западного берега пва Камчатка. ЗКТ относительно окружающих его вод является теплым и разрушает ледяной покров, что отчетливо видно характерному изгибу среднемноголетнего по положения кромки льда (см. рис. 3.4) и фактическому положению кромок в разные типы зим (см. рис. 3.2).

(март) в период 1981-2010 гг. Карты-схемы дрейфа ледяного покрова, построенные на основе результатов инструментальных наблюдений разными авторами в различные

временные периоды представлены на рисунках 3.5-3.7. По расчетным формулам, основанные на результатах фактического дрейфа судов, затертых льдами, и смещения кромок льда, Л.П. Якуниным были построены схемы расчетного дрейфа льда в Охотском море в 1957-1960 гг. (рис. 3.5) [20]. Согласно кривой многолетней изменчивости (рис. 1.3), это был период средней ледовитости Охотского моря близкий к норме, рекомендуемой WMO. Следует отметить, что траектории движения льда весьма своеобразны в разные типы зим, но в целом дрейф льда происходит по циклонической орбите и зависит от атмосферной циркуляции. На рис. 3.6 показаны осредненные с 1993 по 2001 гг. траектории дрейфа льда, построенные японскими исследователями по результатам спутниковых наблюдений с помощью пассивного микроволнового радиометра (SSS/I), которые практически повторяют траектории движения льда, показанные на рис. 3.5 [22]. Траектории дрейфа буев ARGOS, запущенных на 54° с.ш. у побережья Восточного Сахалина в декабре 1994 г. [1] и в районе кромки льда на 51° с.ш. в конце ноября 2010 г. [18] также вписываются в общую картину дрейфа. Дрейф трех буев, выставленных на припай в Сахалинском заливе в конце апреля, в период ледового сезона (май-июнь) происходил преимущественно северном направлении [18]. Таким образом, с учетом положения кромки льда можно заключить, что массивы льда, сформировавшиеся в северо-западной и северо-восточной частях в нормальные и мягкие типы зим должны иметь четкую границу и практически не смешиваться между собой.



Рис. 3.5. Расчетный дрейф льда в 1957-1960 гг. [20]



Рис. 3.7. Траектории дрейфа буев ARGOS в 1994 [1]и 2010 гг. [18]

Следовательно, выявленные особенности дрейфа и различие генетических условий формирования ледяного покрова в северной части Охотского моря позволяют северную половину моря разделить еще на два крупномасштабных таксона: северо-западный и северовосточный площадью 432.3 и 592.1 тыс. км² соответственно [10]. Третий крупномасштабный таксон – южная часть Охотского моря (площадь 578.8 тыс. км²) – расположен в другом климатическом поясе и по своей сути является естественной ловушкой для льда, который образовался в северной части моря. В результате того, что во всем массиве, дрейфующем в южном направлении, да середины ледового сезона (до марта) толщина льда продолжает увеличиваться под воздействием термических факторов, то в конечном итоге в южной части моря на фазе максимального развития в больших масштабах концентрируются самые толстые льды (до 1 м и более) [6, 13,]. Выделенные крупномасштабные неоднородности в распределении льдов в Охотском море, обусловленные климатическими факторами, имеющие характерные пространственные размеры ~500 тыс. км² являются ледовыми областями *первого уровня* иерархической классификации (рис. 3.8, слева).



Рис. 3.8. Схема иерархического районирования ледяного покрова на акватории Охотского и Японского морей. Первый уровень классификации – ледовые области (слева), второй уровень – ледовые районы (в центре) и третий уровень – ледовые зоны (справа)

В свою очередь, эти части также по ледово-географическим признакам подразделяются на ледовые районы *второго уровня*, в которых могут быть выделены процессы и явления пространственных масштабов от 50 до 500 тыс. км². Характерный временной масштаб, отражающий такие неоднородности в распределении льдов – сезонный, для двух и более районов – климатический (рис. 3.8, *в центре*). Границы таких таксонов являются выделяются преимущественно по морфометрических и генетическим признакам, например, акватории крупных заливов или другие участков побережья на определенной стадии развития ледяного покрова. Как правило, они также отчетливо выделяются и по неоднородности ледяного покрова.

				Таблица 3.1			
Площадь массива льда сплоченностью менее 100% (в %)							
Tun Duni	Стадия развития массива льда						
1 ин зимы	Ι	II	III	Ледовый сезон			
Суровый	15.5	11.5	18.5	12.0			
Мягкий	9.0	8.5	18.5	15.0			

Важным критерием однородности ледовых районов во всех замерзающих морях традиционно является общая сплоченность ледяного покрова.

Однако, в силу специфических особенностей формирования массива льда Охотского моря на всех фазах его развития (I, II и III стадии), изменения данного показателя охватывают в среднем от 12% до 15% его площади в суровые и мягкие зимы соответственно (табл. 3.1). Максимальная площадь разреженных и сплоченных льдов в массиве наблюдается на фазе его разрушения. В среднем данные показатели на 1/3 ниже в северо-западной части моря (район I иерархического уровня). Поэтому в качестве основного ледового признака для районирования сплоченность целесообразно использовать только весной (рис. 3.9, 3.10).



Рис. 3.9. Годовой ход общей Рис. 3.10. Годовой ход общей сплоченности массива льда в суровые типы зим сплоченности массива льда в мягкие типы зим

На стадиях I и II при активном движении массива на юг зона разреженных и редких, равно как и битых льдов, крайне мала. В этот период для отдельных региональных или локальных районов наиболее информативными показательными являются толщина льда и степень его торосистости. На стадии III значения показателя сплоченности массива как критерия районирования увеличиваются, но, в то же время, массив представлен исключительно битыми формами, а на последней стадии его разрушения с конца мая по конец июля такой параметр как «толщина льда» теряет физический смысл. На всех стадиях развития массива в Охотском море особо значимым показателем является положение его кромки, позволяющее количественно оценивать ледовитость всех таксономических уровней.

Ярким примером ледового района второго уровня является Сахалинский залив (С-3 4 на рис. 3.8 в центре). Также как и южная часть Охотского моря, он является ловушкой для дрейфующего в юго-восточном направлении льда от участка побережья от Аяна до Охотска. В условиях низких температур воздуха в заливе формируется зона перманентных сжатий и

деформаций льда. Постоянное давление ледяного массива способствуют образованию в южной части залива устойчивого припая. Граница ледового района отчетливо определяется по наличию дрейфораздела. При полном заполнении района льдом (февраль) начинается выдавливание сильнодеформированного (торосистость 4-5 баллов) льда в открытую часть моря, который формирует вдоль северо-восточного побережья Сахалина пояс труднопроходимого даже для современных судов ледокольного класса льда. Этот пояс максимальной шириной до 30 миль является главным препятствием для судов, обслуживающих НГДП в феврале-марте.

К ледовым районам *второго* иерархического уровня относятся акватории заливов Анива и Терпения (районы C-3_6, C-B_4 на рис. 3.8 в центре). В период действия зимнего муссона в заливах образуются стационарные полыньи, заполненные преимущественно ниласовыми (толщиной 5-10 см) льдами. И только в суровые зимы толщина льда в заливах может достигать 25-30 см. По генетическому признаку выделен район второго уровня вдоль западного побережья п-ва Камчатка (C-B_4 на рис. 3.8 в центре). Здесь в течение всего ледового сезона идет образование массива местного льда, резко отличающегося по своим морфометрическим признакам от окружающих льдов. Массив представлен преимущественно молодыми и однолетними (I стадия) льдами битых форм, редко обломков больших полей. В нормальные и мягкие типы зим естественной западной границей района является струя ЗКТ. В суровые зимы ледовая обстановка здесь может быть крайне сложной с нечетко выраженной границей этого массива.

Третий иерархический уровень – ледовые зоны – имеют пространственный масштаб 5–50 тыс. км² и соответствуют сезонному и синоптическому временному масштабу (рис. 3.8, *справа*).

С позиций ледово-навигационного направления деления ледяного покрова или для решения конкретных практических задач в пространственных масштабах ограниченном единицами и первыми десятками морских миль, критерии районирования могут быть совершенно другими. Поэтому с целью повышения точности статистических расчетов при решении различных задач, связанных с обеспечением безопасности морских операций как на отдельных участках ледовых судоходных трасс, так и непосредственно в местах добычи нефтяных углеводородов нами разработан инструмент, позволяющий корректно решать задачи такого класса с единых ледово-географических методологических позиций.

3.3. Основные принципы работы программного комплекса «ПК «ЛЁД»

С целью повышения точности статистических расчетов при решении навигационных практических задач, связанных с обеспечением безопасности морских операций как на ледовых судоходных трассах, так и непосредственно в местах добычи нефтяных углеводородов нами был разработан специальный инструмент – программный комплекс «ПК»ЛЁД» [9].

В настоящее время основным источником информации о состоянии ледяного покрова являются данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), получаемые с метеорологических космических аппаратов (MTSAT-2, GCOM-W1, Himawari-8, Terra, Aqua, Suomi NPP и др.) в различных спектральных диапазонах. Для акваторий Охотского и Японского морей Japan Meteorological Agency (JMA) по результатам съемок подготавливает карты-схемы ледяного покрова с учетом сплоченности льда и публикует их на своем сайте в оперативном режиме (в период с декабря по май два раза в неделю) и в виде электронных архивов [26] (рис. 3.11). Для мониторинга ледовой обстановки в Сахалинском государственном университете (СахГУ) был разработан Программный комплекс «ЛЁД» (ПК «ЛЁД»), с помощью которого можно вычислять определенные характеристики ледяного покрова, необходимые как для проведения оперативных оценок, так и для выполнения научных исследований.



Рис. 3.11. Карта-схема ледовой обстановки JMA за 15.02.2014 г.

По мере совершенствования элементной базы технические возможности спектрорадиометров, установленных на КА, постоянно расширяются. В начале периода регулярных спутниковых наблюдений (1971-1978 гг.) определяли только общую площадь массива льда. С 1979 г. площадь ледяного покрова определялась уже с учетом его сплоченности по четырем градациям, рекомендуемых номенклатурой WMO (1-3, 4-6, 7-8, 9-10 баллов) [8]. В ближайшее время на регулярной основе планируется получение информации по толщине льда (КА ICESat, CryoSat-2).

В период наблюдений с 1971 по 1978 гг. в течение ледового сезона (с декабря по май) создавалось 36 карт-схем с пентадной дискретностью. В период с 1979 по 1997 гг. также было 36 карт-схем, но на этих изображениях четырьмя фиксированными цветами были обозначены градации сплоченности морского льда. Далее период наблюдений был увеличен с ноября по июнь и с 1998 г. количество карт-схем достигло 54. Поэтому в блок ввода в ПК

входных данных, изначально был заложен принцип универсальности, позволяющий усваивать исходную информацию за различные временные периоды. Помимо вычисления общей и частной сплоченности массива льда обязательным условием при разработке комплекса являлась возможность расчета площади льда в районах различных иерархических уровней (рис. 3.12) [8]. Данная задача была решена в двух версиях, позволяющих выполнять расчеты параметров ледяного покрова в районах с жестко фиксированными и произвольными проведенными границами.

Для ледовых районов с фиксированными границами была создана цветовая маска (рис. 3.12, справа). Площади районов корректно вычислялись с помощью стандартных программ (ArcMap и MapInfo) на крупномасштабных картах, после чего для каждого района была определена средняя площадь пикселя. Эти данные были заложены в программу и использовались для пересчета количества пикселей в площадь льда.



Рис. 3.12. Схема районирования для ледовых районов второго иерархического уровня (слева) и цветовая маска для расчета площади льда (справа) Алгоритм работы программы ощий: цветовая маска районирования (ается в объект BitMap размером 512x512 ней, а спутниковые карты-схемы такого же оа в цикле считываются в объект Image и ятся на экран. Программа пиксель за нем сравнивает цвет спутниковой карты-

и цветовой маски районирования. По цвету пикселя карты-схемы спутника определяется сплоченность льда, а по цвету соответствующего пикселя маски – принадлежность к тому или иному району. В

результате получается матрица, в которой находится информация о количестве пикселей, соответствующих разной сплоченности льда в районе каждого иерархического уровня. После этого программа выполняет перерасчет пикселей в площадь путем умножения на коэффициенты, вычисленные для каждого района с учетом картографической проекции по формуле:

$$S_{ij} = K_i \sum_k \delta(\bar{C}_k, C_i) \delta(C_k, C_j), \tag{1}$$

где S_{ij} – площадь, занятая льдами *j*-ой градации сплоченности в *i*-ом районе, K_i – площадь пикселя для *i*-го района, C_k – цвет пикселя на карте-схеме спутника, \bar{C}_k – цвет пикселя на маске районирования, C_i – цвет *i*-го района на маске районирования, C_j – цвет градации

сплоченности, *δ* – символ Кронекера. Суммирование ведется по всем пикселям на спутниковой карте-схеме.

Серии карт-схем должны находится в отдельной директории для каждого года и быть соответственно пронумерованы по дате ГГГГММДД.bmp (например, 20151105.bmp, 20151110.bmp ... 20150731.bmp). Результаты расчетов для каждой годичной серии карт-схем ледовой обстановки автоматически записываются в многостраничную таблицу в формате Microsoft Excel, ранжированные по градациям сплоченности льда, по районам и т.д. (рис. 3.13).

Оценка точности вычисления площади ледяного покрова для периода совместных авиационных и спутниковых наблюдений показала, что разность в расчетах начала значительно уменьшаться с 1979 г. В настоящее время они не превышают 2% от площади исследуемого района [8].



Рис. 3.13. Фрагмент таблицы расчетных данных площади ледяного покрова зоны очень сплоченного льда (9-10 баллов) по районам

Как показано в [8, 11] ледовый режим в районах разных иерархических уровней имеет весьма существенные различия, поэтому при решении практических задач рекомендовано строго соблюдать пространственно-временные масштабы. С этой целью был разработан дополнительный модуль ПК «ЛЁД», с помощью которого можно рассчитывать ледовые характеристики в районах с произвольно заданными границами. В модуле предусмотрена возможность составления произвольной карты районирования с функцией привязки новых вершин районов к береговой линии, параллелям и меридианам через 5', а также к уже нарисованным линиям. Построенная карта районов используется программой расчета площадей по аналогичному алгоритму. Вычисленные ранее площади пикселей здесь используются как исходные данные для интерполяции с координатами X и Y для центра каждого стандартного района, а площадь пикселя – как аппроксимируемый параметр. При работе в цикле по пикселям программа определяет наличие льда в данной точке карты, и, если он имеется, то площадь пикселя рассчитывается при помощи интерполяции методом кригинга.

В конце цикла получается матрица, в которой для каждого района рассчитана площадь, занятая льдами различной сплоченности:

$$S_{ij} = \sum_{k} K(x, y) \delta(\bar{C}_{k}, C_{i}) \delta(C_{k}, C_{j}).$$
⁽²⁾

В ближайшие несколько десятилетий данные дистанционного зондирования Земли будут совершенствоваться и оставаться основным источником информации о состоянии природных систем. В настоящее время с помощью ПК «ЛЁД» можно выполнить расчеты параметров ледяного покрова в любом произвольном районе Охотского и Японского морей. С появлением возможности регулярных наблюдений за новыми ледовыми характеристиками (например, толщиной ледяного покрова), ПК «ЛЁД» может быть адаптирован и для их расчета. Тогда станет возможным расчет генерируемого в море объема льда, что, несомненно, повлечет за собой повышение качества ледовых прогнозов.

Список использованной литературы

- 1. Астафьев, В.Н. Торосы и стамухи Охотского моря / В.Н. Астафьев, Г.А. Сурков, П.А. Трусков. С Пб. : Прогресс-Погода, 1997. 197 с
- Батухтина А.С. Характеристика типов зим по суровости ледовых условий в Охотском море / А.С. Батухтина, В.А. Романюк // Физика геосфер: 1Х-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.
- Думанская И.О. Долгосрочный прогноз ледовых характеристик морей европейской части России и их изменения на рубеже XX–XXI веков // Труды Гидрометцентра России. – 2013. – Вып. 350. – С. 110–141.
- Думанская И.О. Изменение климатических ледовых характеристик Охотского моря в конце XX – начале XXI века // Тр. Гидрометцентра России. – 2015. – Вып. 354. - С. 112-137.
- 5. Егоров А.Г. Метод локально-генетической типизации ледовых условий / А.Г. Егоров, В.А. Спичкин // Тр. ААНИИ, 1994. Т. 432. С. 146-163.
- 6. Исследование динамики природных процессов в Охотском и Японском морях с помощью математического моделирования / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Регистрация НИОКР в гос. информ. фонде неопубл. материалов, 25.03.2011. № 01201155486.
- Клячкин С.В. Численная модель прогноза распределения льдов в юго-западной части Охотского моря с заблаговременностью 1–5 суток / С.В. Клячкин, З.М. Гудкович, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май // Труды Гидрометцентра России. – 2015. – Вып. 353. – С. 63–87.
- 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.
- Минервин И.Г. Пищальник В.М. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД» / И.Г. Минервин, В.М. Пищальник, А.О. Бобков, В.А. Романюк // Физика геосфер: 1Х-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. 171-177
- Минервин И.Г. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей / И.Г. Минервин, D/F/ Романюк, В.М. Пищальник, П.А. Трусков, С.А. Покрашенко // Вестник РАН, 2015. – Т. 85. – № 1. – С. 24-32.

- 11. 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: 1Х-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. 171-177
- 12. Пищальник В.М. О районировании ледяного покрова Охотского моря / В.М. Пищальник, В.С. Тамбовский // Лёд и снег, 2010. № 4(112). С. 71-78.
- Пищальник, В.М. Особенности развития ледяного покрова Охотского моря в 2001-2006 гг. / В.М. Пищальник, С.А. Покрашенко, А.В. Леонов и др. // Сборник статей РЭА № 1 «Экологические аспекты освоения нефтегазовых месторождений». – Владивосток : Дальнаука, 2009. – С. 185–197.
- 14. Покрашенко, С.А. Исследование дрейфа льда на шельфе о. Сахалин с помощью методов радиолокации / С.А. Покрашенко, П.А. Трусков, Л.П. Якунин // Труды ДВНИИ. 1987. Вып. 37. С. 49–52.
- 15. Романюк В.А. Восстановление ряда ледовитости Охотского моря с 1882 по 2015 гг. / В.А. Романюк, И.Г. Минервин, В.М. Пищальник // Физика геосфер: 1Х-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.
- 16. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ ХПК «ЛЁД»). Авторы: Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Дата гос. регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.
- 17. Тамбовский В.С. Мониторинг состояния ледяного покрова для обеспечения морских операций при поисковом бурении на нефть и газ на северном шельфе о. Сахалин / В.С. Тамбовский, В.М. Пищальник // Лёд и снег, 2010. № 3(111). С. 89-94.
- Тамбовский В. С., Бобков А. О. Исследование динамики льда и поверхностных вод Охотского моря поплавковыми буями-дрифтерами, оснащенными терминалом АРГОС // Тр. ДВНИГМИ. – Владивосток, 2012. – Вып. 154. – С. 187-209.
- 19. Якунин, Л. П. Ледовые условия / Л. П. Якунин, В. В. Плотников, А. Г. Петров // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Том VIII : Японское море. Выпуск 1: Гидрометеорологические условия. СПб. : Гидрометеоиздат, 2003. С. 347–394.
- 20. Якунин Л.П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Тр. ДВНИИ. 1979. №77. С. 102-107.
- 21. Batukhtina A.S. Character of ice formation in extreme types of winters in the Seas of Okhotsk and the Sea of Japan / A.S. Batukhtina, Ye.G. Kolesova, V.A. Romanyuk // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. – P. 250-253.
- 22. 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.
- 23. 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. P. 99-102.
- 24. Romanyuk V.A. Recovery ice cover Okhotsk and Sea of Japan for the period from 1929 to 2014 / V.A. Romanyuk, A.S. Kozeka // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. P. 254-256.

- 25. Tambovsky V. S., Pishchalnik V. M. Zoning of Okhotsk sea on ice conditions / V.S. Tambovsky, V. M. Pishchalnik // Proceedings of the 22nd International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. 18-21 February 2007, Mombetsu, Hokkaido, Japan. P. 158-161
- 26. http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaice/okhotsk/okhotsk_extent.html

4. НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЛЕДОВОМ РЕЖИМЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

В данном параграфе предметом анализа являются особенности формирования ледовых условий на таксономическом уровне всего Охотского моря и отдельных его крупных частей (иерархических районов первого уровня), где физико-географическая обоснованность районирования дополняется статистическими различиями ледовых условий. Ледовые условия для более мелких единиц районирования в дальнейшем необходимо анализировать в таком же методологическом ключе.

4.4.1. Типизация зим по суровости ледовых условий в Охотском море за период с 1882 по 2015 гг.

Одним из эффективных приемов анализа особенностей ледового режима является выполнение типизации зим по суровости ледовых условий. Данный прием позволяет выявить повторяющиеся ситуации, установить закономерности и последовательности смены одних процессов другими, а также широко используется в прогностической практике [5].

В литературе имеются сведения о ранжировании зим по суровости ледовых условий Охотского моря выполненном по формуле, предложенной Ю.П. Дорониным (1959) на основе морских и авиационных наблюдений за период 1956-1992 гг. [6]. В настоящей работе предлагается ранжировать зимы по суровости ледовых условий более детально – на пять типов: экстремально суровый, суровый, умеренный, мягкий и экстремально мягкий. Такой подход позволяет существенно детализировать исследования и выделить новые черты ледового режима Охотского моря [12]. В качестве исходных данных был использован восстановленный ряд значений ледовитости для периода с 1882 по 2015 гг. В качестве параметра классификации использовалась суммарная ледовитость года с декабря по май, которая определялась соотношением [2]:

$$L_j = \sum_{i=1}^{p_j} L_{ij},\tag{1}$$

где, L_j – суммарная ледовитость *j*-го года; L_{ij} – ледовитость *i*-й декады *j*-го года; p_j – количество декад в *j*-ом году.

Диапазон изменения типизируемого параметра (ΔL) (2) в каждом типе определялся как:

$$\Delta L = \frac{L_{max} - L_{min}}{k},\tag{2}$$

где, L_{max} , L_{min} – наибольшее и наименьшее значения суммарной ледовитости, k – количество типов.

Основные интервалы изменчивости суммарной ледовитости для трех типов зим определялись как:

суровый:
$$L_{min} + 2\Delta L \le L_3 \le L_{max}$$
; (3)

- умеренный: $L_{min} + \Delta L \le L_2 \le L_{min} + 2\Delta L;$ (4)

- мягкий:
$$L_{min} \le L_1 \le L_{min} + \Delta L.$$
 (5)

Для ранжирования зим на 5 типов интервалы были смещены как и в работе [2]:

- экстремально суровый: $L_{min} + 4\Delta L \le L_5 \le L_{max}$; (6)
- суровый: $L_{min} + 3\Delta L \le L_4 \le L_{min} + 4\Delta L;$ (7)
- умеренный: $L_{min} + 2\Delta L \le L_3 \le L_{min} + 3\Delta L;$ (8)
- мягкий: $L_{min} + \Delta L \le L_2 \le L_{min} + 2\Delta L;$ (9)
- экстремально мягкий: $L_{min} \le L_1 \le L_{min} + \Delta L.$ (10)

Результаты расчетов приведены в таблице 4.1.

Таблица 4.1

Типизация зим по суровости ледовых условий в Охотском море с 1882 по 2015 гг.

Тип зимы	Годы
Экстремально	1883, 1885, 1889, 1890, 1913, 1924, 1929, 1930, 1931, 1932, 1933, 1942, 1951, 1959,
суровый	1967, 1973, 1978, 1979, 1980, 2001
	1884, 1887, 1892, 1895, 1897, 1898, 1900, 1905, 1906, 1909, 1911, 1914, 1915, 1916,
Company	1919, 1921, 1922, 1925, 1926, 1927, 1928, 1935, 1939, 1940, 1941, 1944, 1945, 1946,
Суровыи	1947, 1949, 1950, 1953, 1954, 1958, 1960, 1961, 1966, 1969, 1970, 1971, 1972, 1977,
	1982, 1983, 1985
	1882, 1886, 1888, 1891, 1893, 1894, 1896, 1899, 1902, 1903, 1907, 1908, 1910, 1912,
Умеренный	1917, 1920, 1923, 1934, 1936, 1937, 1948, 1952, 1955, 1962, 1963, 1964, 1965, 1968,
	1975, 1981, 1986, 1987, 1988, 1993, 1994, 1995, 1998, 1999, 2000, 2002, 2003, 2012
M×	1901, 1904, 1918, 1938, 1943, 1956, 1957, 1974, 1976, 1984, 1989, 1990, 1992, 1997,
МЯГКИИ	2004, 2005, 2007, 2008, 2010, 2011, 2013
Экстремально	1001 1006 2006 2000 2014 2015
мягкий	1991, 1996, 2006, 2009, 2014, 2015

Контрольные расчеты с учетом возможной погрешности ± 2.5% показали, что изменение площади ледяного покрова на данную величину для восстановленного ряда принципиально не изменяют полученный результат. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что ряд является достаточно устойчивым и может использоваться для ранжирования зим по суровости ледовых условий. При объединении типов экстремально суровых и суровых зим, равно как и экстремально мягких и мягких зим в один тип, мы получаем, как и по формуле Ю.П. Доронина, примерно равную повторяемость основных типов (сумма суровых и экстремально суровых зим – 65 (менее 50%), умеренных – 42, мягких и экстремально суровых зим – 65 (менее 50%), умеренных – 42, мягких и экстремально мягких – 27 (рис. 4.1) [5].



Рис. 4.1. Количество различных типов зим в период с 1882 по 2015 гг.

В 134-летнем периоде преобладали суровые и умеренные типы зим 64,9 % (33,6% и 31,3% соответственно), а мягкие типы зим составили только 15,7%. Доля экстремально суровых и экстремально мягких типов составляла14,9% и 4,5% соответственно. В целом, зим с суровыми ледовыми условиями (суровые и экстремально суровые зимы) наблюдалось в 2,5 раза больше, чем с мягкими (мягкие и экстремально мягкие зимы).

Экстремально суровые типы зимы наблюдались в основном в середине исследуемого периода, как в единичных случаях, так и в непродолжительных периодах по нескольку лет (например, с 1929 по 1933 гг., с 1978 по 1980 гг.). Наибольшее число суровых зим (49%) отмечено в период с 1919 по 1961 гг. С 1985 г. суровые зимы не наблюдались, исключение составил 2001 г., который можно отнести к экстремально суровому типу. Следует отметить, что до 1991 г. экстремально мягких зим зафиксировано не было, а мягкие зимы до 1989 г., наблюдались, как правило, только в единичных случаях (рис. 4.2). Начало XXI века характеризуется обилием зим мягких и экстремально мягких типов, в том числе и абсолютного минимума ледовитости за всю историю наблюдений (2015 г.).



Рис. 4.2. Межгодовые колебания ледовитости Охотского моря с типизацией зим по суровости ледовых условий с 1982 по 2015 гг.

На рис. 4.2 хорошо видно, что абсолютный максимум средней за сезон ледовитости Охотского моря отмечался в 1979 г. Этот год можно считать переломным в многолетнем ходе ледовитости, т.к. далее сформировалась общая отрицательная тенденция изменчивости суровости зим, которая сохраняется уже 45 лет. Начало развития климатического сдвига по ледовым параметрам хорошо согласуется с выявленными особенностями в циркуляции атмосферы, температуры воды и воздуха [1, 7, 10, 11 и др.]. Следует также отметить, что это самый продолжительный по времени однонаправленный тренд, который наблюдался за всю историю наблюдений за ледяным покровом моря.

Представленная детальная типизация является базовой для дальнейших исследований, что позволит более корректно и целенаправленно осуществлять процесс поиска предикторов для прогноза ледовой обстановки.

4.2. Типизация зим по суровости ледовых условий в районах первого иерархического уровня в период климатического сдвига с 1979 по 2015 гг.

В связи с сохраняющимся до настоящего времени отрицательным трендом в развитии ледовитости Охотского моря особый интерес представляет анализ типизации зим по суровости ледовых условий, выполненный на основе спутниковых данных в районах первого иерархического уровня. Такой анализ выполняется впервые. Ранжирование типов зим рассчитано по пяти градациям для периода с 1979 по 2015 гг. (табл. 4.2). Полное совпадение типов зим во всех районах наблюдается только в зимы, расположенные на краях классификационной шкалы (1979, 1980 и 2001 гг. – экстремально суровые и 2009, 2015 гг. – экстремально мягкие). Исключением являются 1999 и 2008 гг., когда суровый и мягкий тип зимы наблюдались на всей акватории моря. Один тип зимы для всего моря – умеренный – был характерен только в четырех сезонах – 1981, 1987, 1998 и 2012 гг.

Таким образом, для современной климатической эпохи характерным является тот факт, что ледовые процессы в районах первого иерархического уровня протекают разнонаправлено [2, 3]. Также следует заметить, что одинаковая величина средних значений ледовитости для моря в целом не являются обязательным условием для совпадения типов зим в ледовых областях первого уровня, что мы наблюдали, например, в 2000 и 2003 гг. и в 2008 и 2013 гг. соответственно. В отдельные годы можно наблюдать одновременно все типы зим в различных районах моря (например, ледовые сезоны 1993 г. и 1995 г.). Наибольшие различия типов зим отмечаются в южной части Охотского моря. Другими словами, площадь ледяного покрова в Охотском море не всегда является репрезентативным показателем суро-

Таблица 4.2								
Типизация зим по суровости ледовых								
условии в периоо климатического совига. — экстремально суровая								
– суровая, – умеренная,								
— – мягкая, – экстремально мягкая								
Год	Ох. море	Северо-	Северо-	Южная				
1070	в целом	3anad	восток	часть				
1979	60,5	22,2	21,0	17,4				
1980	60,2	24,1	21,4	14,7				
1981	44,1	18,4	15,2	10,5				
1982	49,4	20,7	17,4	11,4				
<u>1983</u>	48,6	20,1	15,3	13,2				
<u>1984</u>	32,8	14,6	11,1	7,1				
<i>1985</i>	48,9	21,1	18,5	9,3				
1986	42,9	18,4	12,1	12,5				
<i>1987</i>	43,5	18,3	13,5	11,7				
1988	48,5	19,8	15,7	13,0				
<u>1989</u>	37,3	16,6	13,8	6,9				
<u>1990</u>	42,1	18,1	15,4	8,5				
<u>1991</u>	31,4	15,6	11,1	4,7				
1992	40,1	18,0	12,8	9,3				
<u>1993</u>	45,2	20,5	16,3	8,4				
1994	41,3	19,5	14,7	7,0				
<i>1995</i>	41,8	20,0	14,1	7,7				
<i>1996</i>	29,1	13,3	8,0	7,8				
<i>1997</i>	33,4	16,3	8,1	9,1				
1998	44,8	18,8	15,5	10,5				
1999	50,4	21,7	16,5	12,1				
2000	46,4	18,5	16,4	11,5				
2001	59,5	23,1	21,0	15,4				
2002	46,7	19,9	17,1	9,7				
2003	46,1	18,3	15,2	12,7				
2004	38,9	19,1	10,6	9,3				
2005	33,6	16,3	10,0	7,3				
2006	29,7	13,0	11,1	5,7				
2007	38,1	18,8	11,2	8,1				
2008	36,7	17,3	11,5	7,9				
2009	29,6	14,2	9,6	5,9				
2010	41,0	18,0	14,9	8,1				
2011	33,0	16,1	10,4	6,5				
2012	43,3	19,3	14,0	10,1				
2013	36,4	16,3	10,4	9,7				
2014	30,8	13,6	9,0	8,2				
2015	26,9	12.9	10.5	3,6				
* - среднее значение ледовитости за								
ледовый сезон, (%)								

вости типов зим для отдельных его частей. Этот вывол важно учитывать при планировании дальнейших исследований: во-первых, необходимо 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. По предварительным оценкам учет сплоченности льда скорректирует расчетную величину ледовитости на ~20% в сторону понижения, но при этом вид кривых годового хода общей И приведенной площадей льда сохраняется практически неизменным [2].

В работах [2, 3] было показано, что тип ЗИМЫ во всем Охотском море определяется типом зимы его северной части. Более детальный анализ повторяемости типов зим между Охотским морем в целом и его отдельными частями (табл. 4.3) подтвердил сделанное ранее заключение. Процент совпадений для типов зим с северо-западной (73%) и с северовосточной (62%) частями значительно ниже, но суммарный их вклад, как и в случае учета СГДМ для всех морских ГМС, оказывается более значимым. Другими словами, тип зимы в северной части моря в большинстве случаев определяет характер ледовых условий во всем море и его наиболее целесообразно использовать В качестве предиктора при разработке прогноза ледовитости. С учетом данного обстоятель-

Таблица 4.3

	Охотское море в целом	Северная часть	Северо- западная часть	Северо- восточная часть	Южная часть
Охотское море в целом	100				
Северная часть	84	100			
Северо-западная часть	73	84	100		
Северо-восточная часть	62	76	59	100	
Южная часть	51	46	54	35	100

Повторяемость типов зим между отдельными акваториями, (%)

ства должна разрабатываться идеология прогноза ледовитости для Охотского моря в целом. Минимальное совпадение типов зим наблюдается между южной и северо-восточной частями моря (35%).



Рис. 4.3. Соотношение количества типов зим в рассматриваемых районах

На диаграммах наглядно представлены соотношения типов зим во всех районах (рис. 4.3). Повторяемость экстремально суровых типов зим (ЭС) во всех районах одинакова (8%). Суровых зим (С) больше всего в северозападной части, что в сочетании с экстремально суровыми зимами делает его самым холодным районом Охотского моря. Процент экстремально мягких зим (ЭМ) для северовосточной части и всего моря одинаков (24%). Минимальное количество ЭМ зим наблюдается

в южной части моря, что косвенно подтверждает сделанный ранее вывод о том, что в формировании ее ледовитости значительная роль принадлежит адвекции льда из северных районов моря. Вместе с тем, это самая малоледовитая часть моря (сочетание экстремально мягких (ЭМ) и мягких (М) зим составляет 46%). Здесь же наблюдается и минимальный процент ЭС и С (в сумме всего 22%). При этом повторяемость умеренных зим (У) во всех исследуемых районах практически одинаково (32-35%).

Из сказанного выше можно сделать практический вывод, что использовать для анализа ледовых условий критерий «тип зимы» надо с осторожностью, поскольку в каждом иерархическом районе любого уровня можно выделить группу доминирующих факторов, которая в конечном итоге и определяет тип зимы на конкретной акватории в конкретный временной период.

4.3. Особенности годового хода ледовитости в ледовых районах первого иерархического уровня в Охотском море

4.3.1. Характеристика ледового сезона 2013-2014 гг.

На графиках (рис. 4.4) проиллюстрирован годовой ход площади ледяного покрова в районах I иерархического уровня (Охотского моря в целом, а также для северной и южной его частей) в XXI в. Для удобства анализа кроме осредненных значений годового хода площади ледяного покрова (ледовитости) дополнительно приведен ее ход в экстремально



Рис. 4.4. Вариации годового хода площади льда (тыс. км²) в различных частях акватории Охотского моря в начале XXI в.

суровые и мягкие типы зим в указанный временной период, которые наглядно показывают размах колебаний искомой Из величины. анализа этих графиков следует, что в ледовый сезон 2013-2014 гг. для моря в целом площадь льда была ниже средних значений. Особо следует обратить внимание на задержку прироста пощади льда в начале ледообразования и исключительно раннее очищение ото льда акватории как всего моря, так и северной его части на заключительной фазе разрушения массива льда, соответствующее развитию ледовых процессов в экстремально мягкие зимы. Если в начале ледового сезона (ноябрь) скорость увеличения площади льда соответствовала уровню экстремально мягких зим, то в конце сезона скорость очищения ото льда соответствовала норме.

Характерной особенностью вариаций годового хода

ледовитости в сезон 2013-2014 гг. явился факт проявления трех явно выраженных максимумов в середине ледового сезона как для Охотского моря в целом, так и для его северной части. Такое явление наблюдается достаточно часто, причем первый февральский максимум нередко бывает наибольшим по абсолютной величине, что было отмечено, например, в сезон 2008 г. Максимумы ледовитости сформировались под влиянием циклонической деятельности. Циклон, прошедший 02-05 февраля практически по кромке льда, вызвали усиление северо-западных потоков, что, в свою очередь, обусловило увеличение скорости дрейфа льда и увеличение площади массива (рис. 4.5 слева). Пришедшие со стороны Тихого океана циклоны 06-08, 10-13 февраля и 02-05 марта наоборот, способствовали усилению ветров с восточной составляющей и, соответственно, сформировали локальные минимумы в годовом ходе ледовитости. Серия циклонов, прошедшая в марте через южную часть моря и о. Хоккайдо, способствовали усилению северных ветров над всей акваторией всего Охотского моря (особенно резкое усиление ветров вызвал циклон, пришедший со стороны Тихого океана, который прошел вдоль побережья о. Хоккайдо и островов Курильской гряды 15-16 марта), которые обусловили формирование третьего локального максимума ледовитости в ее годовом ходе. Отсюда следует вывод, что учет особенностей атмосферной циркуляции крайне необходим в ледовых прогнозах. Одним из направлений дальнейших исследований акцент должен быть направлен именно на учет атмосферных процессов (на первом этапе, возможно, посредством районирования траекторий движения циклонов над дальневосточным регионом).



Рис. 4.5. Траектории движения циклонов, обусловившие формирование максимумов в годовом ходе ледовитости в феврале (слева) и марте (справа) 2014 г.

На графиках также хорошо видно, что характер изменения кривой годового хода для моря в целом определяется изменениями ледовитости в его северной части (см. рис. 4.4). Абсолютные значения трех максимумов ледовитости в северной части моря различаются всего на 3-4%, т.е. находятся в пределах точности расчетов, поэтому их можно считать

практически равнозначными. В южной половине моря, которая является естественной ловушкой для льда, дрейфующего из его северо-западной ледовой области, кривая годового хода имеет совершенно иной вид: в минувшем сезоне она практически совпадала с кривой средней ледовитости за первое десятилетие XXI в., что, в конечном итоге и позволило оценить тип зимы как «умеренный».

Одной из причин, регулирующих скорость процессов ледообразования является поступление холода на акваторию северо-западной части Охотского моря, которое первом приближении можно оценить по его накопленной величине – сумме градусодней мороза – на ГМС Охотск (табл. 4.4).

Таблица 4.4

Сезон*	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Mapm	Апрель	Май	За сезон
1998	-20,2	-456,1	-652,0	-649,4	-611,4	-464,7	-154,0	-18,0	-3025,8
1999	-156,2	-403,9	-675,7	-533,9	-635,2	-470,4	-197,6	-7,6	-3080,5
2000	-27,8	-420,9	-530,6	-586,5	-417,7	-415,0	-78,9	-	-2477,4
2001	-111,5	-488,1	-588,0	-717,1	-587,4	-367,1	-138,7	-22,0	-3019,9
2002	-92,6	-362,9	-533,2	-602,9	-574,6	-354,5	-88,7	-	-2609,4
2003	-52,0	-351,8	-639,6	-697,2	-481,1	-353,8	-100,9	-3,2	-2679,6
2004	-14,7	-430,1	-565,0	-615,9	-536,3	-368,0	-95,0	-10,0	-2635,0
2005	-200,1	-431,9	-699,0	-632,7	-501,3	-334,7	-132,4	-	-2932,1
2006	-92,7	-239,7	-512,7	-581,8	-611,2	-427,8	-137,2	-	-2603,2
2007	-99,0	-229,9	-671,9	-663,0	-582,8	-281,8	-90,1	-0,6	-2619,1
2008	-51,4	-401,0	-514,2	-672,8	-525,8	-302,6	-156,4	-5,0	-2629,3
2009	-56,2	-311,6	-608,2	-641,0	-602,5	-328,6	-89,3	-3,1	-2640,6
2010	-68,3	-485,8	-537,7	-581,4	-523,6	-446,2	-209,6	-0,1	-2852,7
2011	-171,1	-374,1	-439,9	-542,2	-620,6	-285,0	-98,3	-4,0	-2535,2
2012	-86,5	-409,2	-611,8	-530,8	-572,9	-442,7	-118,6	-	-2772,4
2013	-22,7	-277,1	-548,3	-638,9	-553,9	-384,0	-89,3	-	-2514,3
2014	-131,5	-324,8	-407,1	-694,5	-400,1	-303,8	-73,4	-	-2335,1
Среднее	-83,9	-373,3	-586,9	-640,6	-552,7	-356,5	-123,8	-6,3	-2722,1

Суммы градусодней мороза в холодный период года на метеостанции Охотск

* - 1998 г. следует понимать, как ледовый сезон 1997-1998 гг. и т.д.

Прямая зависимость между процессами накопления холода и ледообразования здесь не прослеживается. Так, в трех максимально холодных ледовых сезонах (1998, 1999 и 2001 гг.) колебания площади ледяного покрова во всем море различались более чем на 25%, что сделало возможным отнести их к различным типам зим (см. табл. 4.2). В сезоны с минимальным поступлением холода на акваторию Охотского моря (2014 и 2000 гг.) ледовитость моря различалась еще больше (на 38%) и зимы, естественно, были отнесены к противоположным типам. Другими словами, для повышения качества ледовых прогнозов наряду с иерархическим районированием ледяного покрова необходим детализированный учет влияния другого существенного фактора, отвечающего за перераспределение тепла и холода между отдельными частями моря. 4.3.2. Характеристика ледового сезона 2014-2015 гг.

В ледовом сезоне 2014-2015 гг. средняя за сезон величина площади ледяного покрова в Охотском море составила 431.5 тыс. км², что является абсолютным минимумом ледовитости за всю историю наблюдений с 1929 г. [8].

Этот вывод важно учитывать при планировании дальнейших исследований: вопервых, необходимо 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. По предварительным оценкам учет сплоченности льда скорректирует расчетную величину ледовитости на ~20% в сторону понижения, но при этом вид кривых годового хода общей и приведенной площадей льда сохраняется практически неизменным [2].

Проанализируем внутрисезонные колебания площади льда в годы максимальной и минимальной ледовитости, а также их средние значения за период 2001-2015 гг. для районов первого иерархического уровня, которые представлены на рис. 4.6.



а) северо-западная часть Охотского моря (I)



в) северная часть Охотского моря (I+II)



б) северо-восточная часть Охотского моря (II)



г) южная часть Охотского моря (III)

Продолжение рисунка 4.5



д) Охотском море в целом (I+II+III)

е) Татарский пролив (IV)

Рис. 4.6. Сезонные колебания накопленной площади льда (тыс. км²) в иерархических районах первого уровня

Северо-западный часть (I на рис. 3.8) полностью заполняется льдом в феврале-марте только в суровые зимы (рис. 4.6 а). В среднем в начале XXI в. район наполнялся льдом немногим более 90%. В годы с минимальной ледовитостью (2006, 2009 и 2014 гг.) наибольший разброс её значений наблюдался в первой половине ледового сезона (на фазе интенсивного ледообразования). После достижения максимума ледовитости, который приходится на первую половину марта, разрушение массива льда во все годы происходит по одному сценарию равномерного уменьшения площади ледяного покрова, что можно объяснить уменьшением циклонической активности.

Северо-восточный часть (II на рис. 3.8) полностью заполнился льдом только один раз в суровую зиму в марте 2001 г. (рис. 4.6 б). В среднем он наполняется льдом на 56-57%. Ледообразование в минимально ледовитый год (2014) было ослаблено в результате затоков тепла, которое регулярно доставляли циклоны, проникающие в северную часть Охотского моря. Так с января по март в северную часть моря был зафиксирован выход 10 глубоких циклонов. Пять из них наблюдались в феврале, в результате чего почти треть ледяного массива была разрушена.

Характер сезонных кривых в северной части моря (I + II на рис. 3.8) свидетельствует о том, что колебания площади льда именно в этой части моря определяют характер колебания ледовитости в Охотском море в целом (рис. 4.6 в,д). Он также полностью был заполнен льдом только в 2001 г., но в среднем его наполнение не превышало 70%. Годом минимальной ледовитости являлся также 2014 г., а локальный минимум сезонного хода в феврале обусловлен разрушением массива и, как следствие, резким сокращением площади льда в районе II.

В южной части Охотского моря, являющейся естественной ловушкой для дрейфующего из северных районов льда, колебания ледовитости определяются двумя причинами: 1 – интенсивностью ледообразования в северо-западной части моря и 2 – активностью господствующих ветров, определяющих скорость переноса льда из северозападной части моря в южную. Минимально ледовитым был 2009 г. Условия для его формирования были созданы ветрами, которые вызывали глубокие циклоны. перемещавшиеся преимущественно через крайнюю южную часть Охотского моря. В 2014 г., несмотря на минимум ледообразования в северной части моря, большая часть сформировавшегося массива льда ветрами была вынесена в южную часть и ледовитость здесь строго соответствовала средней в XXI в. (рис. 4.6 г). Заполнение льдом южной части моря в максимально ледовитые зимы достигало 85%, а в среднем не превышает 50%.

Для Охотского моря в целом минимально ледовитыми зимами были сезоны 2006 и 2009 гг. со средними за сезон величинами площади льда соответственно 492.7 и 476.1 тыс. км² (рис. 4.6 д). Отсюда следует вывод, что ледовитость иерархических районов первого уровня и Охотского моря в целом совпадают далеко не всегда и при решении практических задач всегда следует строго соблюдать пространственные и временные масштабы исследования. В начале XXI в. Охотское море максимально заполнялось льдом на 95%, а в среднем – на 66%.

В Татарском проливе, несмотря на резкие изменения площади льда практически в каждом ледовом сезоне её колебания варьируют около средних многолетних значений (рис. 4.6 е). Отчетливо выделяются только кривые в абсолютно суровую (2001 г.) и абсолютно мягкую (2015 г.) зимы. До середины прошедшего сезона ледовитость пролива соответствовала средним значениям и даже превышала их в январе. При прочих равных условиях на процессы образования льда здесь существенно влияет орография берегов и наличие «мешка холода» в районе Шантарских островов. Второй по абсолютной величине минимум ледовитости также, как и южной части Охотского моря, наблюдался в 2009 г.

Можно сделать предположение, что условия для формирования абсолютного минимума ледовитости на акватории Охотского моря образовались в результате планетарного сдвига центров действия атмосферы прошедшей зимой. Так Азиатский антициклон сместился в северном направлении и долгое время располагался над районами центральной Сибири, что обусловило перераспределение потоков холода с Охотского моря на арктические моря Сибири. В то время как при традиционном расположении его над районами центральной Монголии мощный заток холодных воздушных масс осуществляется от полюса холода Северного полушария на акваторию Охотского моря (рис. 4.7, 4.8). В пользу выдвинутой гипотезы свидетельствует средняя месячная температура воздуха на

северном побережье Охотского моря: в январе-феврале 2015 г. она была на 33 % выше, чем в 2001 г. (ГМС Охотск, Магадан). В свою очередь, смещение Азиатского антициклона к северу, предопределило смещение Канадского антициклона в южном направлении, что вызвало снегопады редкой интенсивности в районе средних широт в Северной Америке, которые отмечались в прошедшую зиму.



Рис. 4.7. Направление циркуляционных потоков 10 декабря 2014 г. (http://windyty.com)



Рис. 4.9. Осредненные значения площади льда по декадам (тыс. км²) в Охотском море



Рис. 4.8. Направление циркуляционных потоков 02 марта 2012 г. (Фото ФГБУ «НИЦ «Планета»)

Сравнение осредненного сезонного хода за период 2001-2015 гг. с климатической нормой 1961-1990 гг. позволяет сделать вывод о том, что ледовитость Охотского моря в период максимального развития (февральмарт) уменьшилась на 16% (рис. 4.9). Время наступления максимума ледовитости сместилось на 8-12 сут. в сторону более ранних сроков и в XXI в. приходится на первую декаду марта. Развитие массива льда

происходит в среднем с запаздыванием на 15-20 сут., а очищение начинается на 15-20 сут. раньше.

- Глебова С.Ю. Циклоническая деятельность над Азиатско-Тихоокеанским регионом зимой и ее влияние на термические условия дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана // Метеорология и гидрология, 2011. - № 10. – С. 35-43.
- Минервин И.Г. Особенности развития ледовых процессов в Охотском море в зимнем сезоне 2013-2014 гг. / И.Г. Минервин, В.М. Пищальник // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Вып. XI/XII/2014/2015. – Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ, 2015. – С. 16-25.
- 3. 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: IX-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. 171-177.
- Плотников, В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 171 с.
- Плотников, В.В. Изменчивость ледовых условий Берингова моря во второй половине XXначале XXI века / В.В. Плотников, И.М. Вакульская // Изв. ТИНРО, 2012. – Т. 170. – С. 220-228.
- 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.: Гидрометеоиздат, 1998. – С. 291-340.
- Пономарев В.И. Климатическая изменчивость составляющих теплового баланса поверхности Тихого океана / В.И. Пономарев, В.А. Петрова, Е.В. Дмитриева // Изв. ТИНРО, 2012. - № 169. - С. 67-76.
- Романюк В.А. Восстановление ряда ледовитости Охотского моря с 1882 по 2015 гг. / В.А. Романюк, И.Г. Минервин, В.М. Пищальник // Физика геосфер: 1Х-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.

- Якунин, Л. П. Ледовые условия / Л. П. Якунин, В. В. Плотников, А. Г. Петров // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. – Том VIII : Японское море. – Выпуск 1: Гидрометеорологические условия. – СПб. : Гидрометеоиздат, 2003. – С. 347–394.
- Хен Г.В. Гидрометеоусловия в дальневосточных морях России в 2010 и 2011 гг. / Г.В. Хен, Е.О. Басюк, С.Ю. Глебова, Ю.И. Зуенко, В.И. Матвеев, Е.И. Устинова, А.Л. Фигуркин, Д.Н. Чульчеков // ВНИРО, Вопросы промысловой океанографии. Вып. 9. №1. С. 43-53.
- 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. Муктепавел, А.А. Никитина, Т.В. Радченко // Тр. ТИНРО, 2015. (В печати).
- Pishchalnik V.M., Minervin I.G., Romanyuk V.A., Batukhtina A.S. 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. – C.103-106.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных на данном этапе исследований были полностью или частично решены заявленные нами следующие задачи:

1. Завершено формирование временного ряда значений площади ледяного покрова Охотского моря с месячной дискретностью. Результаты ее решения позволили нам выявить динамику многолетней (за 134 г.) изменчивости ледовитости Охотского моря. Неустойчивое накопление положительных аномалий наблюдалось в периоды с 1882 по 1912 гг. и с 1933 по 1979 гг.). Резкое повышение ледовитости отмечалось в 1913-1932 гг. С 1981 года и по настоящее время в Охотском море наблюдается длительное (в течение 35 лет) сокращение площади ледяного покрова с темпами 5% /10 лет. Средняя ледовитость для этого периода составляет 41.8%. Период относительно стабильного состояния с 1935 по 1978 гг. Преобладание зим с суровыми ледовыми условиями отмечалось с 1910 по 1935 гг., а с 1984 г. – наоборот – преобладание малоледовитых зим. На этом фоне выделяются экстремально ледовитые зимы 1909, 1913, 1979, 1980 гг. и экстремально малоледовитые зимы 1996, 2006, 2009, 2014 и 2015 гг., когда площадь льда была более чем на 20 % была ниже и, соответственно, выше нормы. Экстремально ледовитый 2001 г. является явным диссонансом в череде малоледовитых зим с 1984 г.

2. По ледово-географическим признакам с учетом трех фаз развития ледяного массива (формирования, максимального развития и разрушения) впервые выполнено иерархическое районирование ледяного покрова для Охотского моря. В результате проведенных исследований акватория Охотского моря была разделена на три таксономических уровня:

– Северо-западная часть Охотского моря (площадь 432,3 тыс. км²) – наиболее суровый по климатическим условиям и основной район генерации льда в который входят пять районов второго уровня: Шантарский ледовый район – район с самой большой продолжительностью ледового сезона (270 и более суток); Сахалинский ледовый район – естественная ловушка для льда, дрейфующего под воздействием зимнего муссона, где под воздействием низких температур воздуха, сильных приливных течений и сжатий формируется самые толстые (до однолетнего толстого) и сильно всторошенные льды в море, который при переполнении залива выдавливается из него и в виде пояса тяжелого льда шириной 10-25 миль перекрывают подходы к месторождениям углеводородов на северовосточном шельфе Сахалина и три северных ледовых районах второго уровня, в которых на I и II фазах развития ледяного массива наблюдается преимущественно «спокойное»

ледообразование, которое происходит под постоянным воздействием северо-западных ветров зимнего муссона и низких температур воздуха. Ледяной покров здесь представлен преимущественно обширными и гигантскими слабо всторошенными ледяными полями молодых и однолетних льдов, которые распространяются от северо-западного побережья до центральной части Охотского моря.

- Северо-восточная часть Охотского моря общей площадью 592,1 тыс. км², также включает в себя пять районов второго уровня. В заливе Шелихова происходит быстрое нарастание ледяного покрова под воздействием воздушных потоков преимущественно из Арктики. Хотя они и теплее, относительно воздушных масс, поступающих из района Полюса холода, но также достаточно сложный для прохода судов массив льда, характерной особенностью которого является повышенная торосистость и значительная толщина льда как результат многократного наслоения и последующего смерзания. Пояс торосистых однолетних льдов этого типа распространен вдоль северного побережья на запад до полуострова Лисянского. Он также занимает северную часть района С-В 5, перекрывая подходы к порту Магадан. Вдоль западного побережья Камчатки выделяется район второго уровня, в котором отмечается образование местного молодого и однолетнего тонкого битого местного льда. Этот лед не представляет серьезной опасности для современных судов, но его вероятностное воздействие следует учитывать при разработке проектов НГДП на западнокамчатском шельфе. Естественной границей, разделяющей массивы льда северо-западной и северо-восточной частей моря, в нормальные по суровости ледовых условий зимы является восточная кромка массива льда в современную эпоху, формирующаяся под влиянием Западно-Камчатского течения (ЗКТ), струя которого поступает в море через Четвертый Курильский пролив и двигается в северном направлении вдоль материкового склона западного берега п-ва Камчатка.

– Южная часть Охотского моря (площадь 578,8 тыс. км²). Так же, как и Сахалинский залив, эта часть моря является естественной ловушкой, где формируются условия для преимущественного накопления льда, дрейфующего из его северо-западной части. Северной границей его является граница между III и IY климатическими поясами России, выделенная по особенностям радиационного режима и циркуляции атмосферы. Она включает в себя три ледовых района второго уровня. Самый восточный район, в который поступают тихоокеанские воды и где формируется начало Западно-Камчатского течения, является самой малоледовитой акваторией Охотского моря. Даже зимы с абсолютно максимальной ледовитостью он не бывает заполнен дрейфующим льдом полностью. Естественными границами этой ледовой области с запада и востока являются южная часть острова Сахалин и Южные Курильские острова, с юга – остров Хоккайдо. Наибольшие

трудности для судоходства возникают в проливе Лаперуза и крайней южной части моря в период максимального развития ледовых процессов (февраль-март).

Специально разработанный для расчетов площади ледяного покрова программный комплекс «ПК»ЛЁД» позволяет вычислять оперативные и режимные характеристики ледяного покрова в районах с любыми произвольно выбранными границами, что делает его универсальным инструментом для решения навигационных и других практических задач, связанных с обеспечением безопасности морских операций как на ледовых судоходных трассах, так и непосредственно в местах добычи нефтяных углеводородов в зимний период. Следовательно, данную задачу можно считать выполненной полностью.

3. В результате решения третьей задачи были выявлены новые особенности ледового режима для районов первого иерархического уровня которые в первом приближении можно сформулировать в следующем виде:

– в 134-летнем ряде ледовых наблюдений преобладали суровые и умеренные типы зим 64,9 % (33,6% и 31,3% соответственно), а мягкие типы зим составили только 15,7%. Доля экстремально суровых и экстремально мягких типов составляла14,9% и 4,5% соответственно. За весь период исследований зим с суровыми ледовыми условиями (суровые и экстремально суровые зимы) наблюдалось в 2,5 раза больше, чем с мягкими (мягкие и экстремально мягкие зимы). Начало XXI века характеризуется обилием зим мягких и экстремально мягких типов, в том числе и абсолютного минимума ледовитости за всю историю наблюдений (2015 г.);

– при ранжировании зим по суровости ледовых условий, выполненных с учетом результатов районирования (в районах первого иерархического уровня) в эпоху климатического сдвига (1979-2015 гг.) было выявлено, что ледовые процессы в них протекают разнонаправлено. Полное совпадение типов зим во всех районах наблюдается только в зимы, расположенные на краях классификационной шкалы (1979, 1980 и 2001 гг. – экстремально суровые и 2009, 2015 гг. – экстремально мягкие). Исключением являются 1999 и 2008 гг., когда суровый и мягкий типы зимы наблюдались одновременно на всей акватории моря. Один тип зимы для всего моря – умеренный – был характерен только в четырех сезонах – 1981, 1987, 1998 и 2012 гг. Из сказанного выше можно сделать практический вывод, что использовать для анализа ледовых условий критерий «тип зимы» надо с осторожностью, поскольку в каждом иерархическом районе любого уровня можно выделить группу доминирующих факторов, которая в конечном итоге и определяет тип зимы на конкретной акватории в конкретный период времени. Одним из направлений дальнейших

исследований должен быть учет особенностей атмосферной циркуляции, который во многом определяет характер развития ледовых процессов в различных частях акватории моря;

 – характер изменения кривой годового хода для Охотского моря в целом определяется изменениями ледовитости в его северной части. В то же время, площадь ледяного покрова в Охотском море не всегда является репрезентативным показателем суровости типа зимы для отдельных его частей;

– в ледовом сезоне 2014-2015 гг. средняя за сезон величина площади ледяного покрова в Охотском море составила 370.6 тыс. км², что является абсолютным минимумом ледовитости за всю историю наблюдений с 1929 г.;

– в результате явно выраженного режимного сдвига гидрометеорологических процессов в конце XX-начале XXI вв. относительно климатической нормы 1961-1990 гг. ледовитость Охотского моря в период максимального развития (февраль-март) уменьшилась на 16%. Время наступления максимума ледовитости сместилось на 8-12 сут. в сторону более ранних сроков и приходится на начало марта. Развитие массива льда происходит в среднем с запаздыванием на 15-20 сут., а очищение начинается на 15-20 сут. раньше, таким образом, продолжительность отдельных стадий развития ледового массива и его общая продолжительность сократились.

Вместе с тем, для решения этой задачи требуется проведение дополнительных исследований: необходимо в таком же методологическом ключе проанализировать особенности ледовых условий для иерархических районов второго уровня с целью выявления дополнительных предикторов для разработки прогностических зависимостей.

4. Четвертая задача – составление прогностического правила на основе выявленных новых режимных закономерностях – практически осталась не решенной, из-за преждевременного прекращения финансирования гранта. Решение ее должно основываться на идеологии разработки последовательного прогноза для трех основных стадий развития массива льда в районах первого иерархического уровня. Необходимо разработать варианты прогноза для отдельно для северо-западного и северо-восточного районов и в целом для северной части моря и оценить полученные результаты.

Кроме фундаментального значения результаты исследований, выполненных по теме НИР, имеют практическую значимость и могут быть применены уже в настоящее время при разработке рекомендованных маршрутов зимнего плавания для супертанкеров и газовозов при транспорте нефтяных углеводородов, а также для судов, обслуживающих нефтегазодобывающие платформы на шельфе о. Сахалин.

В связи с досрочным прекращением НИР большая часть исследований не была доведена до этапа законченных методических разработок. На данной стадии результаты выполненных разработок были отражены в следующих публикациях и дипломных проектах:

1. Минервин И.Г., Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей / И.Г. Минервин, В.М. Пищальник // Материалы IV международной конференции «21 век: фундаментальная наука и технологии», 16-17 июня 2014 г., Norht Charleston, USA, 2014. – Том 1. – С. 46-57.

2. Melkiy V.A., Review of the Environment by remove sensing data in the Sakhalin State University / V.M. Pishchalnik, V.V. II'in, A.A. Gal'tsev, O.M. Zaripov, A.A. Verkhoturov, I.V. Eremenko, Ya.P. Belyanina // Proceedings of the 29th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2014. – C. 103-106.

3. Пищальник В.М., В. С. Архипкин, А. В. Леонов. Восстановление годового хода термохалинных характеристик и циркуляции вод на Северо-Восточном шельфе Сахалина / В.М. Пищальник, В.С. Архипкин, А.В. Леонов // Водные ресурсы, 2014. – Т. 41. № 4. С 362-374. DOI: 10.7868/S0321059614040129

4. Pishchalnik V.M. Classification of winters by degree of severity of ice conditions based on the data of remote sensing of the Earth / V.M. Pishchalnik, I.G. Minervin, V.A. Romanyuk // Sheffield. News of Science and Education, 2014. - # 13 (13). – PP. 27-31.

5. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А., Покрашенко С.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник РАН, 2015. – Т. 85. – № 3. – С. 24-32. DOI: 10.7868/S0869587315010119

6. 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. – P. 99-102.

7. Batukhtina A.S. Character of ice formation in extreme types of winters in the Seas of Okhotsk and the Sea of Japan / A.S. Batukhtina, Ye.G. Kolesova, V.A. Romanyuk // Proceedings of the 30th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2015. – P. 250-253.

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

9. Природопользование: определения и термины: учебно-методическое пособие / сост.: А.К. Амбросимов, Я.П. Белянина, А.А. Гальцев и др.; под ред.: В.М. Пищальника, д-ра техн. наук и В.А. Мелкого, д-ра техн. наук. – Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ, 2015. – 308 с. *ISBN 978-5-88811-485-8*.

10. 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: IX-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. 171-177.

11. 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.

12. Романюк В.А. Восстановление ряда ледовитости Охотского моря с 1882 по 2015 гг. / В.А. Романюк, И.Г. Минервин, В.М. Пищальник // Физика геосфер: IX-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.

13. Батухтина А.С. Современное местоположение кромок ледяного покрова в Охотском море с 1882 по 2015 гг./ А.С. Батухтина, В.А. Романюк, В.М. Пищальник // Физика геосфер: IX-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.

14. Батухтина А.С. Характеристика типов зим по суровости ледовых условий в Охотском море / А.С. Батухтина, В.А. Романюк // Физика геосфер: IX-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.

ISBN 978-5-8044-1545-8

15. Батухтина А.С. Характер ледообразования в экстремальные типы зим Охотского и Японского морей. – Южно-Сахалинск, ВКР СахГУ, 2015. – 98 с. (рукопись)

16. Колесова Е.Г. Исследование влияния атмосферной циркуляции на ледовитость Охотского моря. – Южно-Сахалинск, ВКР СахГУ, 2015. – 68 с. (рукопись)

17. Романюк В.А. Исследование влияния сроков смены муссонов на ледовитость Охотского моря // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Вып. XI/XII/2014/2015 / В.А. Романюк, Д.В. Дорофеева, В.В. Воронич. – Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ, 2015. – С. 26-28.

18. 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.

19. Minervin I.G., Romanyuk V.A., Pishchal'nik V.M., Truskov P.A., Pokrashenko S.A. ZONING THE ICE COVER OF THE SEA OF OKHOTSK AND THE SEA OF JAPAN // HERALD OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES, 2015. – T. 85. – N_{2} 2. – P.132-139.