

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ



ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ



МОРЯ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

*Под общей редакцией
канд. геогр. наук И.М. Ашика*

Санкт-Петербург
ААНИИ
2021

УДК [551.46+551.5+551.326+556.54](268.45+268.5)

Моря российской Арктики в современных климатических условиях. СПб: АНИИ, 2021. 360 с., ил.

Рецензенты: д-р физ.-мат. наук В.В. Иванов (МГУ)
д-р геогр. наук В.М. Грузинов (ГОИН)

Фото на обложке: А.Д. Масанова

Представлены оценки современного состояния атмосферы, гидросферы и морского льда арктических морей России и результаты сравнения современных климатических условий в арктических морях с условиями, наблюдавшимися в середине XX века. Актуальность монографии определяется существенными изменениями климатических условий в Арктике на протяжении последних 30—40 лет.

Показано, что современные климатические условия в морской Арктике в последние три десятилетия отличаются от условий в предшествующие десятилетия, прежде всего, повышением температуры воздуха во все сезоны и в среднем за год. Анализ межгодовой изменчивости площади ледяного покрова в Северном Ледовитом океане убедительно показывает, что за прошедший 30-летний период наблюдалось его устойчивое уменьшение. Самая важная отличительная черта современного состояния ледяного покрова в Северном Ледовитом океане состоит в том, что его сокращение носит устойчивый характер.

Приведенные в работе оценки можно использовать как основу для подготовки новых атласов, пособий, справочников, методов расчетов и прогнозов различных характеристик состояния атмосферы, океана и морского льда.

ISBN 978-5-98364-104-4

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт, 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	5
1. Современные климатические условия морской Арктики	9
1.1. Современное состояние климатической системы морской Арктики (<i>Г.В. Алексеев</i>).....	10
1.2. Атмосферная циркуляция и развитие атмосферных процессов в морской Арктике (<i>В.В. Иванов, Г.А. Алексеенков</i>).....	20
2. Состояние изученности арктических морей	35
2.1. Состояние изученности гидрологических условий арктических морей (<i>В.Е. Соколова, И.В. Рыжов, Е.В. Блошкина</i>).....	36
2.2. Состояние изученности ледовых условий (<i>Е.У. Миронов</i>).....	41
2.3. Берега морей российской Арктики (<i>Д.Ю. Большиянов</i>)	45
3. Метеорологический режим арктических морей.....	67
3.1. Баренцево море (<i>Е.И. Александров, В.Ф. Радионов</i>)	71
3.2. Карское море (<i>Е.И. Александров, В.Ф. Радионов</i>)	84
3.3. Море Лаптевых (<i>Е.И. Александров, В.Ф. Радионов</i>)	95
3.4. Восточно-Сибирское море (<i>Е.И. Александров, В.Ф. Радионов</i>)	106
3.5. Чукотское море (<i>Е.И. Александров, В.Ф. Радионов</i>).....	118
4. Морской лед.....	131
4.1. Климатическая изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане и в российских арктических морях (<i>А.В. Юлин</i>)	132
4.2. Ледовые условия в период нарастания ледяного покрова (<i>А.Г. Егоров</i>).....	142
4.3. Ледовые условия в период таяния ледяного покрова (<i>А.В. Юлин</i>)	164
4.4. Опасные ледовые явления и ледяные образования (<i>Е.У. Миронов</i>)	178
4.5. Ледовые условия плавания (<i>С.В. Фролов , В.Ю. Третьяков</i>)	194
5. Океанография.....	203
5.1. Термохалинная структура арктических морей в 1986—2015 гг. (<i>Л.А. Тимохов, Е.В. Блошкина</i>)	204
5.2. Гидрохимический режим арктических морей (<i>А.Е. Новихин, Е.В. Блошкина</i>)	251
5.3. Колебания уровня моря (<i>И.М. Ашик</i>).....	264
5.4. Течения (<i>М.Ю. Кулаков</i>).....	284
5.5. Современное состояние (2006—2015 гг.) и изменчивость климатических характеристик ветрового волнения российских морей Северного Ледовитого океана (<i>В.В. Алексеев, П.В. Коробов, В.И. Дымов</i>).....	314
6. Устьевые области рек, впадающих в моря российской Арктики	319
6.1. Современное представление об устьевых областях рек как самостоятельных водных объектах (<i>М.В. Третьяков, В.В. Иванов</i>).....	320
6.2. Приток материковых вод (<i>М.В. Третьяков, В.В. Иванов</i>)	323
6.3. Температура воды и ледовые явления (<i>М.В. Третьяков, В.В. Иванов</i>).....	329
6.4. Состояние устьевых областей в современных климатических условиях (<i>М.В. Третьяков, В.В. Иванов</i>).....	335
Заключение	337
Список литературы	347

Предисловие

На протяжении многих лет тема климатических изменений, происходивших на земном шаре, являлась вопросом, скорее, фундаментальных исследований, нежели предметом прикладных работ. До определенного времени считалось, что климатические изменения идут на протяжении длительных периодов времени, охватывающих века и тысячелетия, а проявления этих изменений прослеживаются относительно равномерно в различных регионах земного шара. Соответственно предполагалось, что человечество после эпохи Малого ледникового периода проживает в относительно стабильных климатических условиях, при которых могут наблюдаться те или иные отклонения, например, такие как потепление Арктики 1920—1940-х годов или похолодание 1950—1980-х годов. Но отклонения эти носят циклический характер и по сути являются природными колебаниями, происходящими на постоянном или слабо меняющемся фоне.

Однако в конце XX века появились признаки, указывающие на изменения природных условий, а в начале XXI века стало очевидным, что эти изменения имеют климатический характер. И если раньше считалось, что климат — это статистический режим атмосферных условий, характерный для каждого района Земли (Хромов, Мамонтова, 1974), то сейчас ясно, что, ограничиваясь анализом только атмосферных условий, оценить и понять происходящие процессы невозможно. Климат не может ограничиваться лишь одной атмосферой, в него необходимо включать состояние и других природных сфер, которые находятся в непрерывном взаимодействии, и в первую очередь гидросферы и криосферы.

Как известно климатические изменения, происходящие в настоящее время в Арктике, более значительны, чем в других географических поясах Земли, в связи с чем это явление получило название «арктического усиления». При этом надо понимать, что однозначную временную границу, обозначающую переход к новым климатическим условиям в Арктике установить вряд ли возможно. Однако даже при отсутствии четких критериев такие границы можно обнаружить. Так, при анализе временных рядов, характеризующих состояние атмосферы, «перелом» может быть отнесен к середине 1980-х годов, для океана эти тенденции стали заметны начиная с 1990-х годов, а для ледяного покрова в арктических морях только начиная с середины первого десятилетия XXI века. В связи с этим авторы работы приняли решение ограничить анализ современных климатических условий периодом с 1986 по 2015 г.

Быстрое изменение климатических условий в Арктике привело к тому, что к фундаментальным исследованиям климата и его изменений стало необходимым подключить и прикладные исследования. Надо признать, что наши знания о природных условиях арктических морей, накопленные преимущественно в период 1930—1980-х годов, не соответствуют современной ситуации. Атласы, справочники, пособия, лоции, все те источники обобщенных знаний, на которые опираются при принятии решений в различных областях деятельности, устарели и требуют замены. Такая работа ведется, но она существенно осложняется недостатком наших знаний о причинах и механизмах изменений климата. Недостаток этих знаний не только не позволяет с достаточной степенью уверенности прогнозировать будущие изменения климата, но и с достаточной степенью уверенности оценить его современное состояние.

Основной целью настоящей работы было не изучение причин и механизмов изменений климата, а оценка современного состояния атмосферы, гидросферы и мор-

ского льда арктических морей России. Другой задачей, которую поставили перед собой авторы, являлось сравнение современных климатических условий в арктических морях с условиями, наблюдавшимися в середине XX века. Оценки, полученные в настоящей работе, можно будет использовать как основу для подготовки новых атласов, пособий, справочников, методов расчетов и прогнозов различных характеристик состояния атмосферы, океана и морского льда.

Монография состоит из шести разделов. Первый раздел **Современные климатические условия морской Арктики** состоит из двух подразделов: *Современное состояние климатической системы морской Арктики* (автор Г.В. Алексеев) и *Атмосферная циркуляция и развитие атмосферных процессов в морской Арктике* (авторы В.В. Иванов, Г.А. Алексеенков), посвященных общему описанию процессов в климатической системе морской Арктики и более подробному описанию системы атмосферной циркуляции как одного из наиболее существенных факторов изменения климата.

Второй раздел **Состояние изученности арктических морей** состоит из трех подразделов, в которых представлена аналитическая информация о данных наблюдений за гидрологическими условиями арктических морей (*Состояние изученности гидрологических условий арктических морей*, авторы В.Е. Соколова, И.В. Рыжов, Е.В. Блошкина), за их ледовыми условиями (*Состояние изученности ледовых условий*, автор Е.У. Миронов) и за динамикой береговой черты арктических морей (*Берега морей российской Арктики*, автор Д.Ю. Большиянов). Третий раздел **Метеорологический режим арктических морей** (авторы Е.И. Александров, В.Ф. Радионов) посвящен анализу метеорологических условий, наблюдающихся на побережье арктических морей. В четвертом разделе **Морской лед** выполнена оценка современного состояния ледовых условий. Раздел состоит из пяти подразделов и включает в себя как характеристики ледовитости арктических морей (*Климатическая изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане и в российских арктических морях*, автор А.В. Юлин), так и описание процессов, наблюдающихся в период образования и нарастания морского льда (*Ледовые условия в период нарастания ледяного покрова*, автор А.Г. Егоров) и в период его таяния и разрушения (*Ледовые условия в период таяния ледяного покрова*, автор А.В. Юлин). Большое внимание уделено описанию опасных ледовых явлений в арктических морях (*Опасные ледовые явления и ледяные образования*, автор Е.У. Миронов), а также условиям ледопроеходимости судов (*Ледовые условия плавания*, С.В. Фролов, В.Ю. Третьяков). Пятый раздел монографии **Океанография** также состоит из пяти подразделов, которые включают в себя описание современных термохалинных условий арктических морей (*Термохалинная структура арктических морей в 1986—2015 гг.*, авторы Л.А. Тимохов, Е.В. Блошкина), гидрохимических условий (*Гидрохимический режим арктических морей*, авторы А.Е. Новихин, Е.В. Блошкина), колебаний уровня арктических морей (*Колебания уровня моря*, автор И.М. Ашик), изменчивости течений (*Течения*, автор М.Ю. Кулаков) и ветрового волнения (*Современное состояние (2006—2015 гг.) и изменчивость климатических характеристик ветрового волнения российских морей Северного Ледовитого океана*, авторы В.В. Алексеев, П.В. Коробов, В.И. Дымов). В шестом разделе монографии **Устьевые области рек, впадающих в моря российской Арктики** (авторы М.В. Третьяков, В.В. Иванов), состоящем из четырех подразделов, анализируется состояние устьевых областей рек российской Арктики в современных климатических условиях.

В настоящей монографии впервые дано описание состояния атмосферы, гидросферы и морского льда в современных климатических условиях, оценены изменения, произошедшие в течение последних тридцати лет. Монография будет снабжена приложением в виде электронного Атласа арктических морей, а также ряда прикладных пособий.

1. Современные климатические условия морской Арктики

1.1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МОРСКОЙ АРКТИКИ

Г.В. Алексеев

Арктика составляет северную полярную часть глобальной климатической системы, но ее граница не везде совпадает с Полярным кругом. Наиболее характерными климатическими особенностями Арктики являются полярная ночь зимой и полярный день летом, а также постоянное присутствие криосферы в виде ледяных щитов, ледников, многолетних морских льдов и сплошной вечной мерзлоты. Поэтому за границу арктической климатической зоны можно принять южный предел распространения сплошной вечной мерзлоты на суше, морских льдов в Северном Ледовитом океане и Северный полярный круг в тех районах, где к северу от него отсутствуют оба характерных признака арктического климата.

Особый интерес представляют изменения температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана. Изменения температуры в этой области влияют в первую очередь на зимнее разрастание и летнее таяние морского ледяного покрова. Для оценки изменений термического влияния на ледяной покров выбраны данные 41 станции на островах и побережье Северного Ледовитого океана, откуда начинается летнее отступление морских арктических льдов (рис. 1.1.1 в). Средние за зиму и лето значения приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) на этих станциях начиная с 1951 г. приведены на рис. 1.1.1 а и б.



Рис. 1.1.1. Средние значения ПТВ зимой (декабрь — февраль) (а) и летом (июнь — август) (б) на 41 станции в морской Арктике (в) в 1951—2018 гг.

Из рис. 1.1.1 видны быстрое уменьшение отрицательных значений температуры после 1998 г. и увеличение положительных значений температуры после 1996 г. с абсолютным рекордом в 2012 г. Сравнение средних сезонных и средних годовых значений ПТВ за 1986—2015 и 1956—1985 гг. (табл. 1.1.1) подтверждает повышение температуры во все сезоны и в среднем за год.

Таблица 1.1.1

**Среднегодовые и сезонные значения ПТВ (°С) в морской Арктике за 30-летия
1986—2015 и 1956—1985 гг. и их разность (ΔT)**

	Год	Зима	Весна	Лето	Осень
1986—2015	-9,7	-22,2	-13,8	4,6	-7,4
1956—1985	-10,8	-23,3	-15,3	3,9	-8,8
ΔT	1,1	1,1	1,5	0,7	1,4

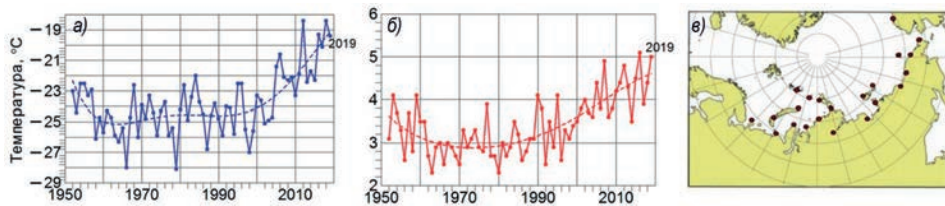


Рис. 1.1.2. Средняя температура воздуха зимой (а) и летом (б) на акватории арктических морей, по которым проходит трасса СМП по данным 22 метеорологических станций (в).

В связи с потеплением в Арктике возрастает внимание к изменениям на акватории Северного Ледовитого океана, через которую проходят трассы Северного морского пути (СМП). Характеристики температурного режима (рис. 1.1.2 и табл. 1.1.2) подтверждают потепление и в этом районе морской Арктики.

Таблица 1.1.2

Среднегодовые и сезонные значения ПТВ (°C) в районе СМП за два 30-летия (1986—2015 и 1956—1985 гг.) и их разность (ΔT)

	Год	Зима	Весна	Лето	Осень
1986—2015	-10,4	-23,6	-14,5	3,7	-7,4
1956—1985	-11,8	-24,7	-16,5	3,0	-9,1
ΔT	1,4	1,1	2,0	0,7	1,7

При сравнении потепления в Арктике и в других областях Земли используется отношение трендов приповерхностной температуры воздуха (Векругаев et al., 2010). В результате выявляется многократное превышение темпов потепления в Арктике, получившее название «арктическое усиление». Значение величины усиления зависит от размеров сравниваемых областей. Чаще всего сравниваются тренды среднегодовой температуры воздуха в области к северу от 60° с.ш. с трендом среднегодовой температуры на всем земном шаре. При этом усиление потепления в морской Арктике гораздо более значительное (табл. 1.1.3 и 1.1.4), чем в области 60—90° с.ш., обычно принимаемой за Арктику.

Таблица 1.1.3

Значения отношения трендов ПТВ в морской Арктике к трендам ПТВ в Северном полушарии и на земном шаре за 1989—2018 гг. в среднем за год и в разные сезоны

Область осреднения	Год	Зима	Весна	Лето	Осень
Северное полушарие	4,05	6,28	3,13	1,99	4,05
Земной шар	9,97	4,42	2,93	5,91	-9,1

Таблица 1.1.4

Значения отношения трендов ПТВ в области 60—90° с.ш. к трендам ПТВ в Северном полушарии и на земном шаре за 1989—2018 гг. в среднем за год и в разные сезоны

Область осреднения	Год	Зима	Весна	Лето	Осень
Северное полушарие	2,91	4,26	2,28	1,43	3,25
Земной шар	4,32	6,76	3,22	2,10	4,74

Примечание. Тренды ПТВ в Северном полушарии и на земном шаре рассчитаны по данным реанализа ERA Interim 2m.

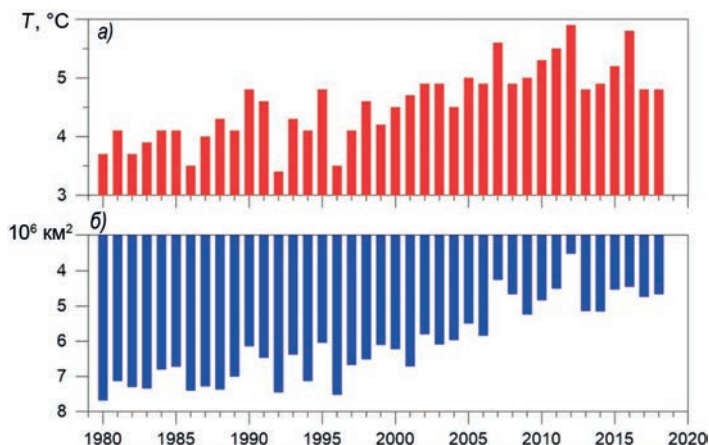


Рис. 1.1.3. Температура воздуха летом в морской Арктике (а) и площадь льда (б) в сентябре на акватории Северного Ледовитого океана [3].

Потепление сопровождается сокращением площади морских арктических льдов. Площадь льда в сентябре за последние 20 лет уменьшилась почти вдвое (рис. 1.1.3). В сентябре 2012 г. был отмечен абсолютный минимум площади льда, равный 3,41 млн км² (National snow and data center, 2019). Сокращение площади льда в сентябре и повышение температуры воздуха в летний период находятся в тесном согласии (коэффициент корреляции составляет $-0,92$), испытывая при этом значительные межгодовые колебания (рис. 1.1.3).

Особенно заметным стало быстрое сокращение площади льда в сентябре после 1998 г. на акватории арктических морей, через которые проходят трассы СМП (рис. 1.1.4).

Более раннее начало таяния и позднее образование льда увеличивают продолжительность периода легких ледовых условий. Одновременно происходит уменьшение толщины льдов вследствие исчезновения значительной части многолетних льдов в результате уменьшения сумм градусо-дней мороза (рис. 1.1.5) и увеличения скорости трансарктического дрейфа, выносящего льды в Атлантику.

Климат Арктики формируется в условиях значительно меньшего притока тепла от Солнца, чем климат неполярных областей. Отчасти этот дефицит восполняется внутренними термодинамическими процессами, протекающими как в климатической

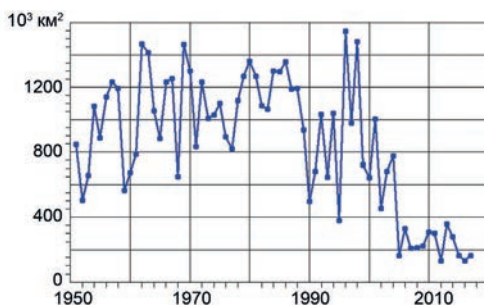


Рис. 1.1.4. Площадь, занятая морским льдом в сентябре в сибирских арктических морях (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское), по данным отдела ледовых прогнозов и расчетов ААНИИ.

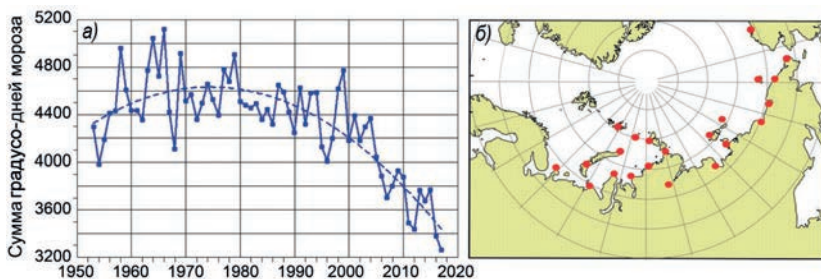


Рис. 1.1.5. Средняя сумма градусо-дней мороза (а) на станциях на акватории морей (б).

системе в целом, так и в полярной ее части. На рис. 1.1.6 схематически представлены процессы, участвующие в формировании арктического климата.

Наибольший вклад в потепление климата Арктики по сравнению с климатом, который наблюдался бы в условиях радиационного равновесия при неподвижных атмосфере и океане, вносит адвекция тепла по направлению к полюсу в результате циркуляции атмосферы и океана. Благодаря этим процессам климат Арктики «теплее» с повышением температуры воздуха на несколько десятков градусов по сравнению с климатом при отсутствии адвекции, в то время как парниковый эффект, обусловленный наличием атмосферы, приводит к значительно меньшему повышению приземной температуры (Алексеев, 2014).

В период полярной ночи зимой, когда приток тепла от солнца отсутствует, колебания средней приповерхностной температуры воздуха в полярной области определяются колебаниями адвекции, т. е. изменчивость температуры зимой зависит, прежде всего, от колебаний адвекции тепла атмосферной циркуляцией (Алексеев и др., 1991.).

Выполненные недавно расчеты меридионального атмосферного переноса тепла и влаги в Арктику (Алексеев и др., 2016а; Alekseev et al., 2017) показали, что основной приток явного и скрытого тепла в высокоширотную морскую Арктику в зимний период поступает через атлантическую часть (от 0 до 80° в.д.) ее южной границы, которая проходит по параллели 70° с.ш в слое от поверхности до уровня 750 гПа.

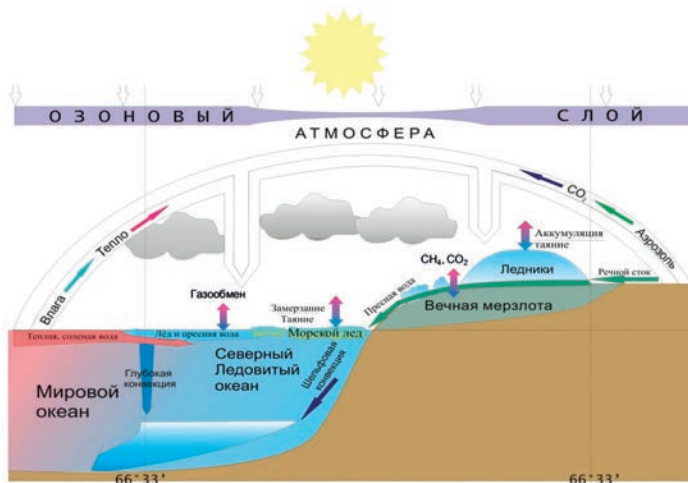


Рис. 1.1.6. Процессы, участвующие в формировании климата Арктики [4].

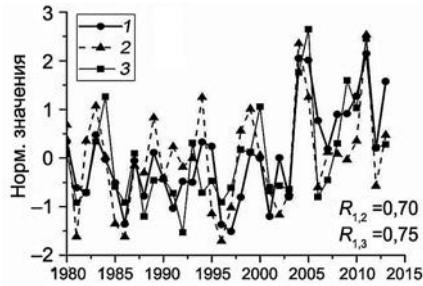


Рис. 1.1.7. Нормированные значения средней температуры воздуха у поверхности зимой (1), а также переноса явного (2) и скрытого (3) тепла в январе — феврале на поверхности 1000 гПа через атлантический сектор 0 — 80° в.д. («атлантические ворота» в Арктику).

R — коэффициенты корреляции между переносами и температурой.

Вклад этого притока в межгодовую изменчивость средней температуры воздуха у поверхности зимой составляет более 50 %, и его величина возрастает (рис. 1.1.7).

Влияние притока тепла через атлантический сектор Арктики на ПТВ зимой в полярном регионе проявляется, прежде всего, над акваториями от Баренцева моря до моря Лаптевых и над прилегающей частью Арктического бассейна (рис. 1.1.8).

Помимо тепляющего эффекта за счет скрытого тепла, возрастающий приток водяного пара в Арктику в зимний период способствует увеличению потока нисходящей длинноволновой радиации (НДВР), что приводит к замедлению нарастания льда и способствует более раннему началу таяния летом (Сао Y., et al. 2017.).

Летом основной вклад в потепление вносят радиационные притоки тепла к поверхности, в частности нисходящая длинноволновая радиация, которая возрастает вследствие увеличения содержания водяного пара в атмосфере из-за таяния снега и льда и появления пространств открытой воды. Сокращение площади льда в летние месяцы за счет увеличения содержания водяного пара и НДВР составляет до 40 % (Francis et al., 2005; Алексеев и др., 2017). При этом перенос влаги через параллель 70° с.ш. не влияет на содержание водяного пара в нижней тропосфере, где преобладает вынос из Арктики (рис. 1.1.9).

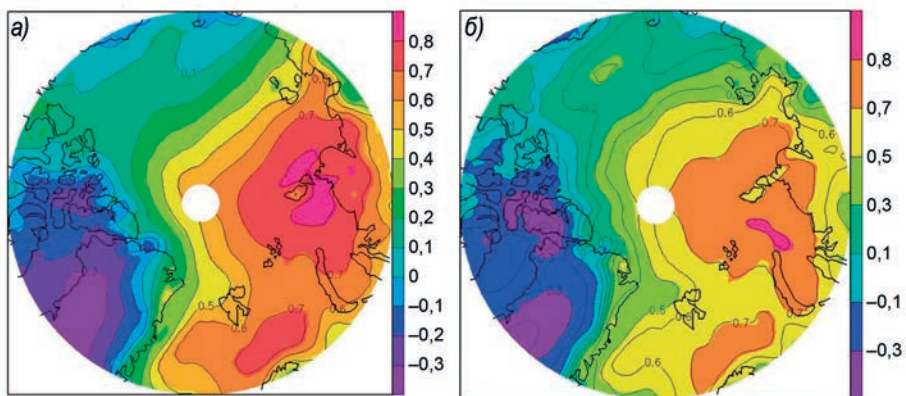


Рис. 1.1.8. Коэффициент корреляции между переносом явного (а) и скрытого (б) тепла через «атлантические ворота» и температурой воздуха на уровне 1000 гПа зимой в полярном регионе в узлах сетки по данным реанализа за 1980—2015 гг.

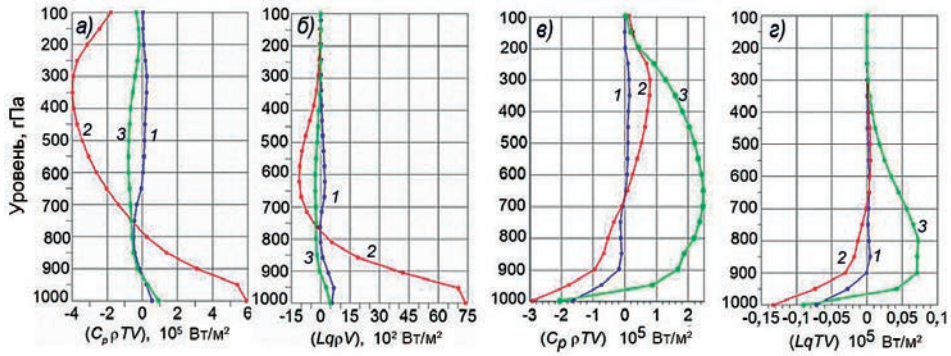


Рис. 1.1.9. Вертикальные профили среднего меридионального переноса явного (*а, в*) и скрытого (*б, г*) тепла через параллель 70° с.ш. зимой (*а, б*) и летом (*в, г*).

1 — средний перенос через весь круг широты, 2 — через атлантическую часть (0—80° в.д.), 3 — через тихоокеанскую часть (200—230° в.д.).

Выполненные недавно исследования (Алексеев и др., 2017) показали, что источник океанического и атмосферного притока тепла в Арктику расположен в низких широтах (рис. 1.1.10). Аномалии температуры поверхности океана (ТПО) спустя два-три года проявляются в величине переноса тепла в Арктику, влияющего на температуру воздуха, воды и площадь льда в Северном Ледовитом океане.

На потепление в Арктике и сокращение площади морских льдов также влияет поступление теплой и соленой воды из Северной Атлантики в Баренцево и Гренландское моря. Тесная связь между температурой воды, поступающей из Северной Атлантики в Баренцево море, и площадью льда в течение всего периода нарастания льда с декабря до начала таяния в июне (табл. 1.1.5) подтверждена в работе (Алексеев и др., 2016). Межгодовые изменения в океанском притоке тепла из Северной Атлантики хорошо отражаются в колебаниях температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану в Баренцевом море (Карсаков, 2009).

Коэффициент корреляции между температурой воды на разрезе по Кольскому меридиану и площадью льда в Северном Ледовитом океане в мае равен $-0,92$ ($-0,83$ после удаления тренда). Причина высокой корреляции состоит в механизмах восполнения потерь тепла с поверхности моря притоком теплой и соленой воды из Северной Атлантики.

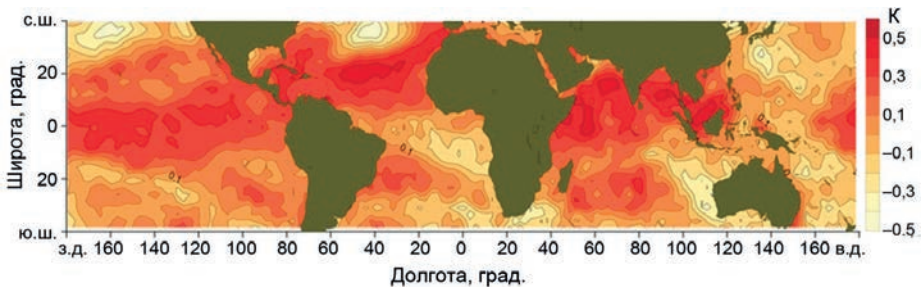


Рис. 1.1.10. Коэффициент корреляции со сдвигом 27 месяцев между ТПО в октябре и переносом явного тепла на уровне 1000 гПа в декабре — феврале через 70° с.ш. в секторе 0—80° в.д. [12].

Коэффициент корреляции (K) между температурой воды в слое 50—200 м на разрезе по Кольскому меридиану и площадью льда в Баренцевом море за 1979—2014 гг.

Месяц...	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
K	-0,83	-0,82	-0,70	-0,78	-0,87	-0,83	-0,67	-0,48	-0,26	-0,28	-0,44	-0,70

Примечание. Полу жирным шрифтом выделены значения коэффициента $\geq |0,70|$ (по модулю).

Благодаря международным экспедиционным исследованиям в 1990-е и, особенно, в 2000-е годы, получившим особый размах в период Международного полярного года (МПГ) 2007/08 г., был получен обширный массив океанографических данных в разных районах Арктического бассейна. В этот же период стала поступать океанографическая информация с дрейфующих океанографических буев. В итоге значительное число океанографических станций покрыло почти всю акваторию Арктического бассейна, что позволяет построить средние океанографические поля за десятилетия 1990-х, 2000-х и 2010-х годов и сравнить их с полями за 1970-е годы (Arctic Climatology Project, 1998), наиболее полно освещенные данными наблюдений (Константинов, Грачев, 2000). Наибольшее потепление в слое атлантических вод (АВ) в рассматриваемый период произошло в основном потоке АВ вдоль континентального склона (рис. 1.1.11).

Верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с глубиной нулевой изотермы, повсеместно поднялась на несколько десятков метров (до глубины 60 м и более) относительно ее положения до начала потепления (рис. 1.1.12). Уменьшилась глубина (на 50—100 м), на которой отмечалась максимальная температура в слое атлантической воды. В то же время произошло заглубление нижней границы слоя АВ (на 50—100 м),

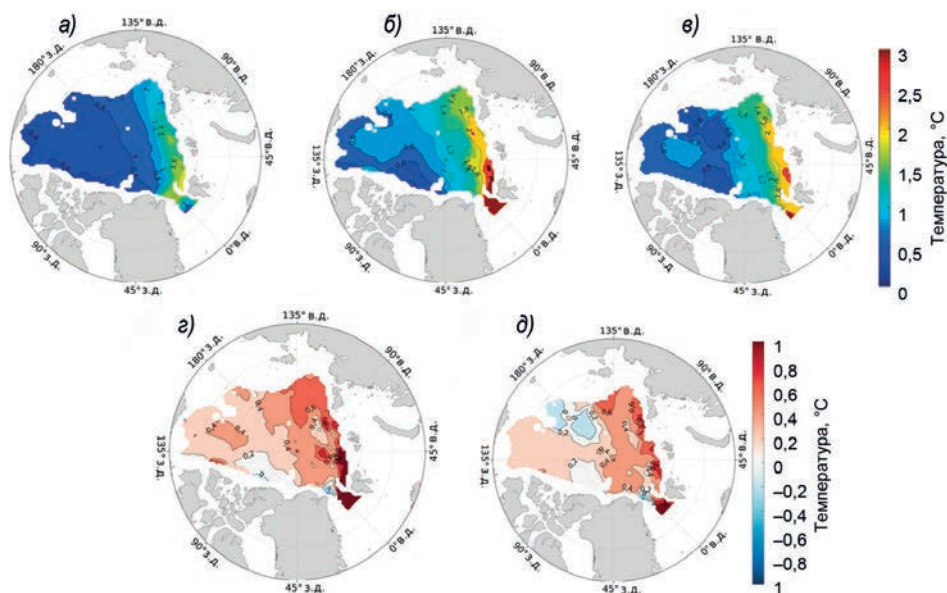


Рис. 1.1.11. Максимальная температура в слое атлантической воды в Арктическом бассейне в разные десятилетия: 1970-е годы (а), 2000-е годы (б) и 2010-е годы (в), а также ее изменения относительно десятилетия 1970-х годов для десятилетий 2000-х годов (с) и 2010-х годов (д) [17].

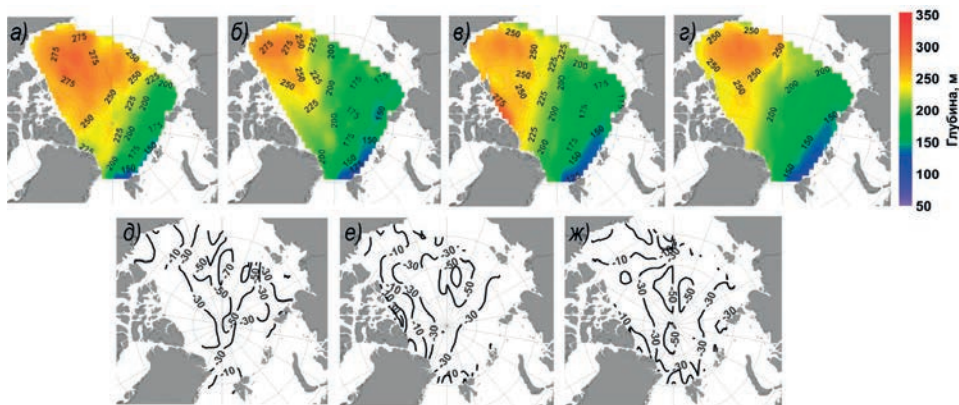


Рис. 1.1.12. Положение верхней границы слоя АВ по десятилетиям: в 1970-е годы (а), в 1990-е годы (б), в 2000-е годы (в) и в 2010-е годы (г), а также изменение положения по сравнению с положением в 1970-е годы для десятилетий 1990-х годов (д), 2000-х годов (е) и 2010-х годов (ж) [17].

также определяемой по глубине нулевой изотермы, что в совокупности с подъемом верхней границы слоя свидетельствует об увеличении объема АВ в Арктическом бассейне (Алексеев и др., 2019).

В результате увеличения толщины слоя АВ его вклад в баланс вод Арктического бассейна значительно возрос. Очевидно, что восстановление баланса должно произойти за счет сокращения толщины верхнего, наиболее динамичного опресненного слоя. Соответственно, должно было уменьшиться содержание пресной воды (СПВ) в этом слое. Расчеты СПВ в верхнем 100 м слое, в пределах которого находится верхний опресненный слой, подтвердили (Алексеев и др., 2019) такое развитие событий (рис. 1.1.13).

В десятилетие 1990-х годов СПВ в слое 0—100 м уменьшилось в евразийской части Арктического бассейна, причем более всего (до 2 м и выше) в центральной части к западу от 180° в.д. В Канадской котловине — к востоку от 180° в.д., ближе к берегам Аляски и Канадского Арктического архипелага — СПВ, наоборот, воз-

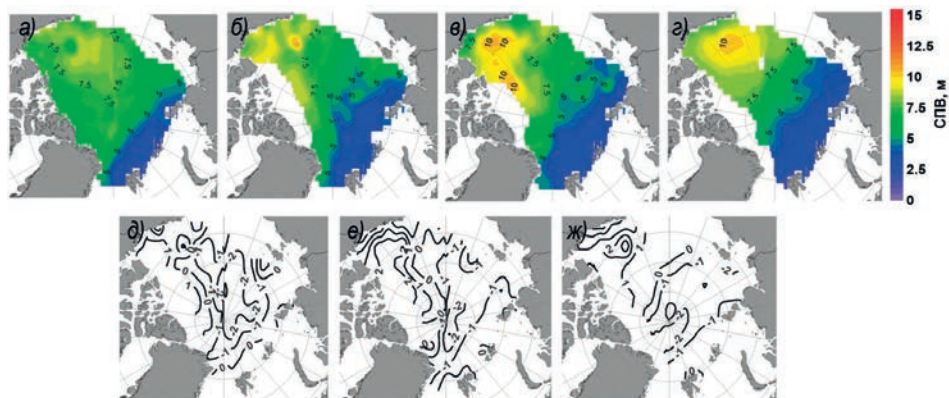


Рис. 1.1.13. Содержание пресной воды в слое 0—100 м относительно изохалины 34,80 в разные десятилетия: в 1970-е годы (а), в 1990-е годы (б), в 2000-е годы (в) и в 2010-е годы (г), а также отклонение СПВ для десятилетий 1990-х годов (д), 2000-х годов (е) и 2010-х годов (ж) от СПВ в десятилетие 1970-х годов.

росло. Эта тенденция усилилась в 2000-е годы, когда СПВ здесь повысилось до 2 м и более. В 2010-е годы распределение СПВ сохранилось подобным тому, что наблюдалось в 2000-х годах, с тенденцией роста СПВ вблизи берегов Аляски и Канадского Арктического архипелага.

Увеличение притока АВ в Североевропейский бассейн и далее в Арктический бассейн влияет не только на СПВ в верхнем слое бассейна, но и на состояние морского льда, на температуру воздуха и на циркуляцию атмосферы в регионе (Визе, 1937; Захаров, 2004; Sandø et al., 2014; Årthun, Eldevik, 2016).

Причину изменений притока большинство исследователей находят в воздействии ветра при изменяющейся циркуляции атмосферы. Хотя изменчивость переноса АВ показывает высокую корреляцию между ветром в северных морях и Северной Атлантике, взаимосвязи между переносом АВ, ветром и Северо-Атлантическим колебанием не являются стационарными и полностью нарушаются в периоды максимального притока АВ в 1930—1940-е и в 2000—2010-е годы (Muilwijk et al., 2018). Таким образом, положение об опережающем влиянии притока АВ на развитие климатических аномалий в высоких широтах (Алексеев и др., 2017; Årthun, Eldevik, 2016; Nummelin et al., 2017), впервые установленное В.Ю. Визе (Визе, 1937), в настоящее время получает все больше подтверждений.

Подводя итоги, можно сделать вывод о том, что современные климатические условия в морской Арктике в последние три десятилетия отличаются от условий в предшествующие десятилетия, прежде всего, повышением температуры воздуха во все сезоны и в среднем за год. Наибольшее повышение температуры воздуха произошло весной и осенью (на 1,5 и 1,4 °С соответственно), а менее всего средняя температура повысилась летом (на 0,7 °С). Над акваторией сибирских арктических морей повышение температуры составило 1,7; 1,4 и 0,7 °С весной, осенью и летом соответственно.

Основное повышение температуры в обеих областях произошло после 1996 г. В среднем за год повышение температуры воздуха в морской Арктике было в пять раз больше, чем в Северном полушарии, и в шесть раз больше, чем на земном шаре, а в зимний период — в шесть и десять раз соответственно.

Потепление сопровождалось сокращением площади морских арктических льдов, которая в сентябре с 1998 г. уменьшилась почти вдвое, а в сибирских арктических морях — вчетверо (см. рис. 1.1.3 и 1.1.4). Одновременно уменьшилась толщина льда вследствие исчезновения значительной части многолетних льдов за счет уменьшения сумм градусо-дней мороза (почти на 30 % с 1998 по 2017 г.) и увеличения скорости трансарктического дрейфа, выносящего льды в Атлантику.

Наибольший вклад в потепление климата морской Арктики в холодную часть года (октябрь — апрель) внесли атмосферный и океанический приток тепла и влаги из низких широт через атлантическую часть ее южной границы, сопровождавшийся развитием обратных связей в арктической климатической системе. При этом возрастающий приток водяного пара в Арктику в зимний период способствовал увеличению нисходящей длинноволновой радиации и за счет этого замедлению нарастания льда и более раннему началу таяния летом.

Летом основной вклад в потепление вносят радиационные притоки тепла к поверхности, в частности нисходящая длинноволновая радиация, которая возрастает вследствие увеличения содержания водяного пара в атмосфере из-за таяния снега и льда и появления пространств открытой воды. Сокращение площади льда в летние месяцы

за счет увеличения содержания водяного пара и нисходящей длинноволновой радиации составляет до 40 %. При этом перенос влаги летом через параллель 70° с.ш. не влияет на содержание водяного пара в нижней тропосфере, где преобладает вынос из Арктики.

На потепление в морской Арктике и на сокращение площади льдов влияет поступление теплой и соленой воды из Северной Атлантики в Баренцево и Гренландское моря. Тесная связь между температурой воды, поступающей из Северной Атлантики в Баренцево море, и площадью льда отмечается в течение всего периода нарастания льда — с декабря до начала таяния в июне.

С 1990-х годов усилился приток атлантической воды в Арктический бассейн. В результате максимальная температура в слое АВ повысилась во всем бассейне, особенно в потоке АВ вблизи склона шельфа (более чем на 1 °С). Верхняя граница слоя АВ поднялась почти на 60 м, а содержание пресной воды в верхнем 100-метровом слое уменьшилось в евразийской части бассейна почти на 2 м относительно солености 34,80 ‰.

Источник океанического и атмосферного притока тепла и влаги находится в низких широтах океана, где формируются аномалии температуры поверхности океана, проявляющиеся спустя два-три года в величине переноса тепла в Арктику, влияющего на температуру воздуха, воды и площадь льда в Северном Ледовитом океане. В низких широтах находятся климатические области максимальной температуры воздуха, максимальной ТПО и максимального содержания водяного пара в атмосфере, которые поддерживаются максимальным притоком солнечной радиации.

Межгодовые изменения инсоляции под влиянием астрономических колебаний и солнечной активности участвуют в формировании аномалий ТПО, интегрального содержания водяного пара и температуры воздуха. Изменения инсоляции малы, но их эффект в низких широтах усиливается в результате накопления тепла в океане, составляющем большую часть площади в низких широтах, малым альбедо поверхности, а также обратными связями между температурой воздуха, содержанием водяного пара и нисходящей длинноволновой радиацией.

В результате формирования аномалий ТПО усиливается атмосферный и океанический перенос тепла и водяного пара, повышается температура воздуха и сокращается площадь морских льдов в Арктике с участием обратных связей в арктической климатической системе. Эти процессы схематически представлены на рис. 1.1.14.

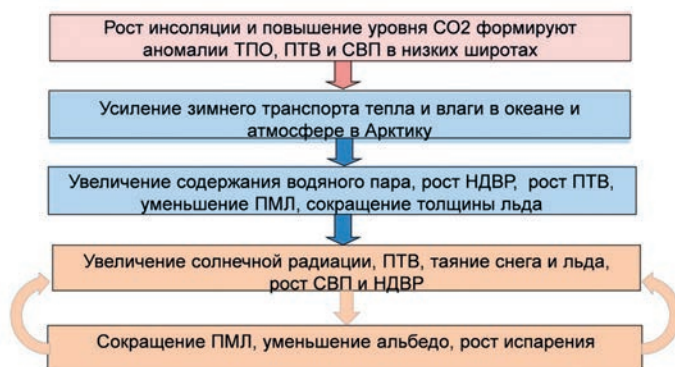


Рис. 1.1.14. Схема развития и усиления потепления в Арктике.

ПТВ — приповерхностная температура воздуха, ПМЛ — площадь морского льда, НДВР — нисходящая длинноволновая радиация, СВП — содержание водяного пара.

1.2. АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ И РАЗВИТИЕ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В МОРСКОЙ АРКТИКЕ

В.В. Иванов, Г.А. Алексеенков

1.2.1. Классификация крупномасштабных атмосферных процессов Северного полушария Г.Я. Вангенгейма и А.А. Гирса

Синоптические условия в Северной полярной области формируются под влиянием основных перманентных атмосферных образований: на западе, в атлантико-евразийском секторе полушария, исландского минимума и азорского максимума; на востоке, в тихоокеано-американском секторе, алеутского минимума и гавайского максимума, а также сезонных центров действия атмосферы: азиатских и североамериканских зимних антициклонов и сменяющих их летом циклонов.

Процессы в этом районе находятся в тесной взаимосвязи с развитием и перестройкой процессов общей циркуляции атмосферы (ОЦА), т. е. процессов значительно более крупного масштаба, чем рассматриваемый район. Поэтому макроциркуляционный метод исследования атмосферных процессов полярного района изначально базировался на закономерностях ОЦА. Система общей циркуляции атмосферы, как любая целостная система, состоит из комплекса элементов, которые крайне важны при анализе развития и перестройки атмосферных процессов и оценке метеорологических условий в Арктике.

При анализе крупномасштабных процессов учитываются следующие основные элементы ОЦА: местоположение центра планетарного циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа, состояние длинных термобарических волн, географическая ориентация планетарной фронтальной зоны, развитие стационарных циклонов и антициклонов (синоптических и климатических центров действия атмосферы) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов.

Все элементы циркуляционной макроструктуры тропосферы и стратосферы находятся в тесной взаимосвязи. Каждый элемент макроструктуры в данный момент времени может находиться в той или иной стадии развития, поэтому возникает многообразие макросиноптических процессов как комплексов элементов макроструктуры. Опираясь на закономерности взаимосвязей между элементами макроструктуры, можно решать задачу макросиноптического анализа и долгосрочного прогноза циркуляции атмосферы и погоды.

В целях изучения атмосферной циркуляции полярного района в течение нескольких десятилетий широко используются типизации крупномасштабных процессов Северного полушария, предложенные в работах Вангенгейм, 1935; Вангенгейм, 1952; Гирс, 1974. Эти типизации позволяют учесть основные особенности крупномасштабных процессов над атлантико-евразийским и над тихоокеано-американским секторами Северного полушария и их связь с циркуляцией атмосферы в Арктике. Крайне важно, что эти две классификации крупномасштабных атмосферных процессов основаны на одних и тех же принципах диагностики состояния ОЦА и географической локализации длинных термобарических волн малой и большой амплитуды Северного полушария. Теоретические основы для данных типизаций были разработаны и опубликованы в 1930-х и 1940-х годах в США группой ученых при Чикагском университете (Rossby, 1939).

В рамках классификации Г.Я. Вангенгейма, выполненной для атлантико-евразийского сектора, многообразие синоптических процессов удалось свести к 26 типам, а их, в свою очередь, обобщили в три основные циркуляционные формы: западную (W), меридиональную (С) и восточную (Е). При развитии процессов западной и восточной форм исландский минимум хорошо развит и его центр близок к своему среднему многолетнему положению, особенно при западной форме циркуляции. При этом в кульминационной стадии развития процессов восточной формы исландский минимум более глубокий, чем при западной форме, и центр его над Северной Атлантикой по сравнению с нормой часто несколько смещен к юго-востоку.

Для меридиональной формы циркуляции характерны циклические многолетние колебания. При прогрессивных меридиональных процессах в кульминационной стадии их развития исландский минимум в районе своего среднего многолетнего положения отсутствует. Над районом Исландии проходит ось гребня азорского либо арктического антициклона. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечается западнее и восточнее оси этого гребня. Было показано, что смена основных форм и их разновидностей в атлантико-евразийском секторе полушария является более значимой по сравнению с процессами тихоокеано-американского сектора для смены циркуляции атмосферы в полярном регионе.

В своей классификации Г.Я. Вангенгейм диагностировал волны малой амплитуды со смещением их с запада на восток как западную форму циркуляции, при которой господствует зональный перенос воздушных масс. Стационарные волны большой амплитуды представлены в его классификации двумя формами: восточной и меридиональной с противоположными фазами географической ориентации в толще тропосферы осей гребней антициклонов, блокирующих западный перенос воздушных масс и ложбин на картах изобарической поверхности 500 гПа. При этом хорошо развит меридиональный воздухообмен в высоких и умеренных широтах. При разновидностях формы С циркуляции стационарные волны гребней антициклонов большой амплитуды располагаются над акваторией Северной Атлантики, а при разновидностях восточной формы циркуляции — над континентальной частью Евразии.

Для тихоокеано-американского сектора Северного полушария А.А. Гирсом на основании таких же принципов была проведена типизация крупномасштабных атмосферных процессов, в результате которой были выделены их разновидности, в дальнейшем обобщенные в три типа процессов — западный (З) и два меридиональных: M_1 и M_2 . При этом географическая локализация осей гребней длинных волн при меридиональных типах процессов принципиально различна. При разновидностях типа циркуляции M_1 стационарные волны гребней антициклонов большой амплитуды располагаются над акваторией Тихого океана, при разновидностях типа M_2 — над континентальной частью Северной Америки.

А.А. Гирс большое значение придавал роли взаимодействия высотных гребней и ложбин, наблюдающихся в различных районах Северного полушария, и их влиянию на полярный район Арктики. Сочетание основных формы циркуляции Е, W, С в атлантико-евразийском секторе полушария с типами З, M_1 , M_2 в тихоокеано-американском отражают установленный в 1948 г. циркуляционный фон всего Северного полушария в виде девяти их разновидностей (W_3 , W_{M_1} , W_{M_2} , C_3 , C_{M_1} , C_{M_2} , E_3 , E_{M_1} , E_{M_2}).

Важной особенностью классификации Г.Я. Вангенгейма — А.А. Гирса является возможность рассматривать атмосферную циркуляцию не как набор отдельных схем,

а как реальные процессы, учитывать их структурные особенности в зависимости от стадии, в которой находится данный процесс в цепи непрерывного развития (прогрессивная или регрессивная стадия развития процесса).

Классификация Г.Я. Вангенгейма — А.А. Гирса позволила систематизировать макропроцессы, наблюдавшиеся в Северном полушарии на протяжении истекшего столетия, путем объединения их в группы с однородным характером преобразований атмосферной циркуляции. Классификация дала возможность расчленять макропроцессы на стадии различной продолжительности, изучать закономерности смены этих стадий в тесной взаимосвязи (Ivanov, Vinogradov, 1995; Ivanov, Vinogradov, 1996).

В настоящее время диагноз основных форм циркуляции и их разновидностей производится на основе комплексного аэросиноптического анализа и оценки с использованием количественных характеристик интенсивности циркуляции.

1.2.2. Длительные тенденции в многолетних колебаниях основных форм атмосферной циркуляции и проявление их в периоды потепления и похолодания в полярном районе Арктики

Многолетние колебания основных форм атмосферной циркуляции

Известно, что основным видом циркуляции воздуха на вращающейся Земле является зональный перенос, обусловленный разностью температуры воздуха между низкими и высокими широтами. При этом в тропосфере и нижней стратосфере преобладает западная циркуляция, так как температура воздуха выше в экваториальной зоне и в тропиках и ниже в полярных областях. Перенос воздушных масс в толще тропосферы с запада на восток блокируется над океанами и континентами гребнями антициклонов.

При изучении многолетних колебаний атмосферной циркуляции в Арктике авторы настоящей работы в первую очередь исходили из учета повторяемости основных форм циркуляции W, С и Е и их разновидностей, так как в силу орографических особенностей процессы в атлантико-евразийском секторе Северного полушария оказывают наибольшее влияние на изменения метеорологических условий в Арктике (Вангенгейм, 1952; Иванов, Виноградов, 1995).

Для расчета аномалий годового числа дней с западной, восточной и меридиональной формами циркуляции атмосферы использовались данные из каталога (с 1891 по 2018 г.) о повторяемости за каждый месяц трех форм циркуляции и ее отклонении от климатической нормы: для формы W средняя повторяемость составляет 127 дней в год, для формы Е — 145 дней в год, для формы С — 93 дня в год.

Аномалии годового числа дней с западной, восточной и меридиональной формами циркуляции атмосферы по отношению к среднему многолетнему представлены на рис. 1.2.1 и 1.2.2.

Из рисунков видно, что в вековом ходе аномалий годового числа дней с западной, восточной и меридиональной формами циркуляции четко выявляются длительные периоды, в течение которых повторяемость одной формы циркуляции (или двух) превышает норму, а повторяемость остальных форм систематически оказывается ниже нормы.

В 70-е годы XX столетия произошла кардинальная перестройка векового хода направленности крупномасштабных атмосферных процессов. Отрицательный тренд западной формы сменился на положительный, а положительный тренд восточной формы — на отрицательный.

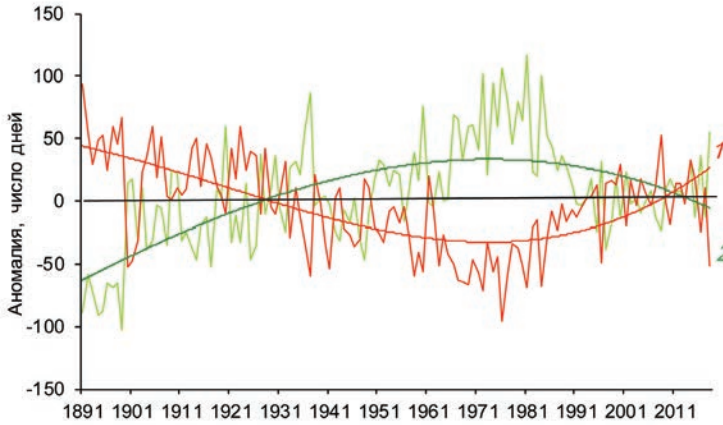


Рис. 1.2.1. Аномалии годового числа дней с западной (1) и восточной (2) формами циркуляции с 1891 по 2018 г. по классификации Г.Я. Вангенгейма.

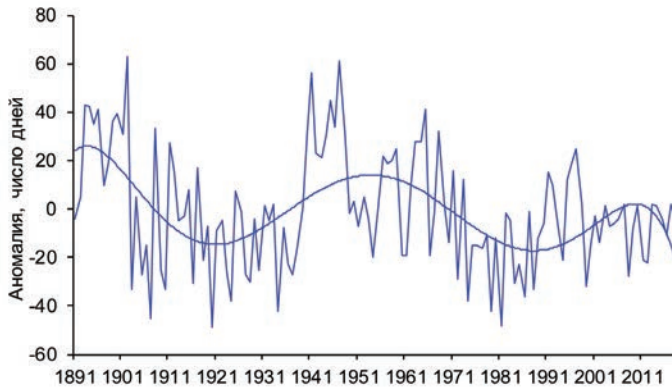


Рис. 1.2.2. Аномалии годового числа дней с меридиональной формой циркуляции с 1891 по 2018 г. по классификации Г.Я. Вангенгейма.

Повторяемость процессов западной формы чаще превышала норму в периоды 1891—1928 и 1996—2018 гг. В период 1929—1995 гг. преобладали отрицательные значения аномалий. Противоположные по знаку значения аномалии для этих периодов отмечались для восточной формы циркуляции. Для процессов западной и восточных форм в вековом ходе характерны разнонаправленные тенденции их изменений.

Границы циркуляционных эпох и их стадий

На основе исследования пространственно-временной изменчивости атмосферных макропроцессов в Арктике по комплексу метеорологических показателей за период с 1891 по 2018 г. были установлены границы циркуляционных эпох и их стадий (Ivanov, Vinogradov, 1996). Оценка пространственно-временной изменчивости процессов в толще тропосферы в циркуляционных эпохах и их стадий производилась средствами комплексного аэросиноптического анализа термобарических полей.

При анализе и диагнозе крупномасштабных процессов учитывались основные элементы ОЦА: местоположение центра планетарного циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа, географическая ориентация планетарной фронтальной зоны, состояние длинных термобарических волн, развитие стационарных циклонов и антициклонов (центров действия атмосферы) и траектории фронтальных циклонов и антициклонов. Данные элементы ОЦА крайне важны при анализе развития и перестройки атмосферных процессов в течение года и оценке метеорологических процессов в отдельных районах Арктики.

Границы циркуляционных эпох и их стадий и преобладающие в них разновидности макропроцессов в полярной зоне представлены в табл. 1.2.1.

Таблица 1.2.1

Характеристики циркуляционных эпох и их стадий в широтном поясе 70—85° с.ш. за период с 1891 по 2018 г.

Эпохи циркуляции	Стадия эпохи	Разновидность макропроцесса на полушарии	ΔT , °C
1891—1928 (W_H+C)	1891—1899	$W+C$	-0,6
	1900—1902	$(C+E)_{M1+3}$	-0,9
	1903—1907	W_3	-0,6
	1908—1911	$(C+E)_{3+M1}$	-0,2
	1912—1915	$(W+C)_{M1}$	-1,0
	1916—1920	W_{M1}	-0,9
	1921—1924	W_{M1+3}	0,1
	1925—1928	W_3	0,2
1929—1939 (E)	1929—1933	$(E+W)_3$	0,6
	1934—1937	E_{M2+M1}	0,8
	1938—1939	E_{M2}	1,4
1940—1948 (C)	1940—1942	C_{M2}	0,5
	1943—1945	C_{3+M2}	0,8
	1946—1948	C_{M2}	0,2
1949—1971 (E+C)	1949—1951	$(E+C)_{M2+M1}$	0,1
	1952—1956	E_{3+M1}	0,4
	1957—1960	$(C+E)_3$	0,1
	1961—1968	$(E+C)_{M2+M1}$	-0,7
	1969—1971	$(E+C)_{M2}$	-0,2
1972—1995 (E)	1972—1976	E_3	-0,1
	1977—1980	E_3	-0,4
	1981—1984	E_3	0,4
	1985—1987	E_3	-0,1
	1988—1995	E_3	0,5
1996—2018 (W_B+E)	1996—1999	$(C+W)_3$	1,2
	2000—2003	$(W+E)_{M2+3}$	1,0
	2004—2008	W_3	2,2
	2009—2012	$(E+W)_3$	3,5
	2013—2016	E_{M2+M1}	3,7
	2017—2018	$(W+C)_{M1}$	3,1

За весь ряд наблюдений с 1891 по 2018 г. были установлены шесть эпох и 30 стадий внутри эпох. Анализ показал, что длительность эпох колеблется от 9 до 29 лет, а их циркуляционных стадий — от 2 до 8 лет. Каждая циркуляционная эпоха и их стадии характеризуются преобладанием одной или двух основных форм циркуляции в атлантико-евразийском секторе Северного полушария с учетом процессов в тихоокеано-американском секторе и их разновидностей, что отражает крупномасштабные перестройки барического и термического поля тропосферы и нижней стратосферы, смену траекторий основных барических образований (циклонов и антициклонов).

В последние десятилетия (с 1996 по 2018 г.) преобладали положительные среднегодовые аномалии процессов с западной формой циркуляции, а также в ряде стадий (2009—2012 и 2013—2016 гг.) — с повышенной повторяемостью восточной формы циркуляции.

Таким образом, для текущей эпохи определяющей чертой развития процессов во всех стадиях явились активизация ветвей полярного и арктического фронтов и смещение зоны этих фронтов в более высокие широты. Активизация циклонической деятельности в высоких широтах была сопряжена с влиянием в толще тропосферы блокирующих гребней континентального антициклона над Евразией. При сочетании разновидностей атмосферных процессов западной и восточной форм циркуляции отмечались устойчивые во всех сезонах года высокоширотные траектории циклонов в полярном регионе. Наиболее ярко эта особенность проявилась в двух ее стадиях в 2009—2012 и 2013—2016 гг.

Периоды потепления и похолодания Арктики

Температурный режим атмосферы играет важную роль в формировании гидрометеорологических процессов, так как является интегрирующим фактором природно-климатических особенностей как полярного района в целом, так и отдельных его районов.

В ряде исследований (Гирс, 1971; Иванов, Алексеенков, 2018; Мещерская, Кононова, Иванов, Голод, 2013; Прик 1965; Ivanov, Vinogradov, 1996) показано, что перестройки крупномасштабных атмосферных процессов в системе общей циркуляции атмосферы закономерно связаны с периодами потепления и похолодания в Арктике.

Для анализа климатических условий и периодов потепления и похолодания в полярном регионе используются значения аномалий среднегодовой температуры воздуха для зоны 70—85° с.ш., рассчитанные в отделе долгосрочных метеорологических прогнозов ААНИИ по данным наблюдений за более чем 120-летний период (Иванов, Алексеенков, 2019).

В вековом ходе среднегодовой аномалии температуры воздуха отмечаются длительные периоды с преобладанием положительных и отрицательных аномалий, которые имели место в полярном регионе в конце XIX — начале XXI века.

Вековой ход аномалии среднегодовой температуры воздуха в широтном поясе 70—85° с.ш. за период с 1891 по 2017 г. представлен на рис. 1.2.3.

Анализ многолетней изменчивости аномалии температуры воздуха для полярного региона позволил установить и сопоставить границы периодов потепления и похолодания.

В табл. 1.2.2 представлены границы и продолжительность периодов потепления и похолодания и средние за эти периоды значения аномалии температуры воздуха для полярного региона.

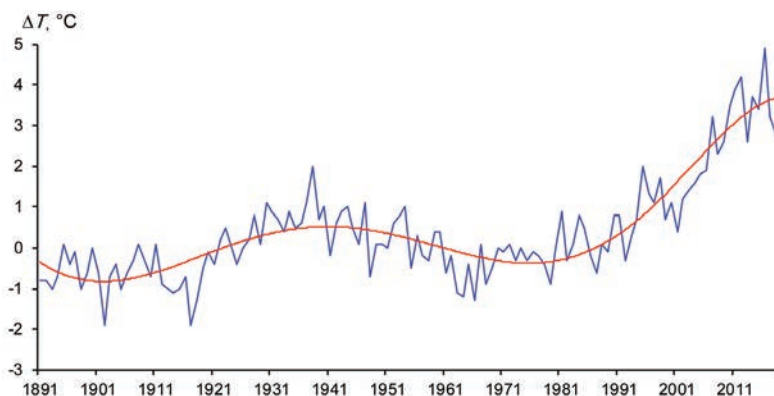


Рис. 1.2.3. Аномалии среднегодовой температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70—85° с.ш. за 1891—2018 гг.

Таблица 1.2.2

Периоды потепления и похолодания и средняя аномалия температуры воздуха (ΔT) в полярном регионе Арктики

Период	ΔT , °C
1891—1920	-0,7
1921—1960	0,4
1961—1987	-0,3
1988—2018	1,9
Среднее	0,3

Из таблицы видно, что в рассматриваемом ряду метеорологических данных (1891—2018 гг.) имели место два периода с устойчивым преобладанием отрицательных аномалий в полярном регионе (1891—1920 и 1961—1987 гг.) и два периода с устойчивым преобладанием положительных аномалий. Средняя продолжительность холодных периодов для полярного региона Арктики составила 28 лет, а теплых — 35 лет. При этом надо учитывать, что теплый период 1988—2018 гг. все еще продолжается.

Из табл. 1.2.1 и 1.2.2 видно, что границы смены циркуляционных эпох и их стадий согласуются с периодами потепления и похолодания конца XIX — начала XXI века.

Период 1988—2018 гг. был наиболее теплым за весь ряд наблюдений. Высокий температурный фон до 2003 г. оказался сопоставим с температурным фоном потепления в Арктике в 1930-х годах, а начиная с 2004 г. устойчиво превосходил его. Особенно высокие экстремальные значения положительных аномалий температуры воздуха в данный период потепления и за весь ряд наблюдений отмечались в 2016 г.

Для периодов потепления характерны разновидности процессов с повышенной повторяемостью западной и восточной форм циркуляции с высокоширотными траекториями циклонов в системе исландского минимума. При данном сочетании макропроцессов отмечалось углубление исландского минимума.

Центр циркумполярного вихря (ЦПВ) на изобарической поверхности 500 гПа был смещен по сравнению с нормой из приполюсного района в канадско-гренланд-

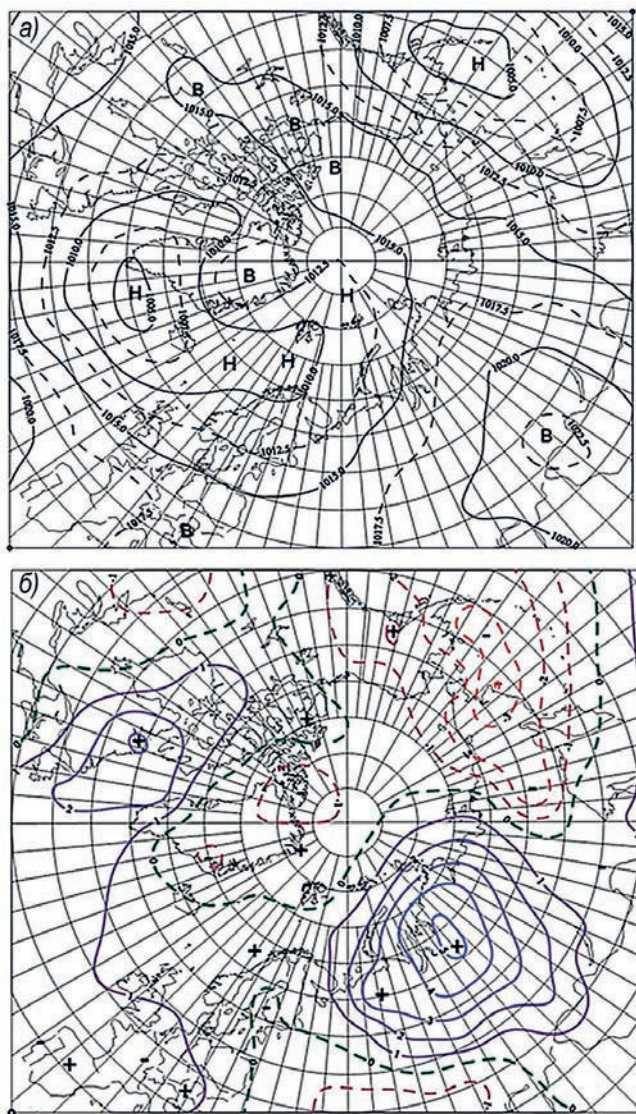


Рис. 1.2.4. Поля среднего приземного давления (а) и его аномалий (б) (гПа)
за период январь — декабрь 2016 г.

ский сектор Арктики. Под влиянием находящихся в толще тропосферы блокирующих гребней континентального антициклона отмечаются активизация ветвей полярного и арктического фронтов и постоянное смещение высотной фронтальной зоны (ВФЗ) в атлантико-евразийском секторе в более высокие широты.

Вследствие этого в приземном поле циклоны с Северной Атлантики смещались в Арктику. Под их влиянием арктический антициклон был ослаблен, и в центральном полярном районе преобладали отрицательные аномалии давления.

На рис. 1.2.4 и 1.2.5 представлены поля среднего приземного давления и его аномалий, а также приземной температуры воздуха за январь — декабрь 2016 г.,

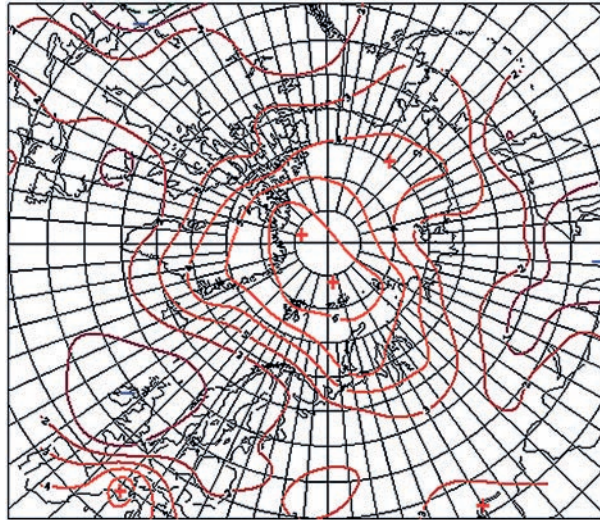


Рис. 1.2.5. Поле средней аномалии приземной температуры воздуха (°C) за период январь — декабрь 2016 г.

когда отмечались экстремально высокие значения средней годовой положительной аномалии температуры воздуха за период последнего, текущего потепления 1988—2018 гг. и за весь ряд наблюдений.

При таком развитии крупномасштабных процессов в полярном районе наибольшую повторяемость имели воздушные потоки западного, юго-западного и южного направлений, при которых отмечалась устойчивая адвекция теплых воздушных масс и устойчивое формирование положительных аномалий температуры воздуха в полярном районе.

Наиболее четко выявленные адвективно-динамические особенности проявляются в ходе интегральных (накопленных) кривых аномалий давления и температуры воздуха в установленной экстремальной стадии, которая непосредственно предшествовала формированию экстремально высоких значений температуры в 2016 г., в период устойчивого потепления в полярном регионе. В установленной экстремальной стадии 2010—2016 гг. при повышении температурного фона до экстремально высоких положительных аномалий интегральная (накопленная) кривая аномалий температуры идет вверх, а интегральная кривая аномалий давления идет вниз. Ана-

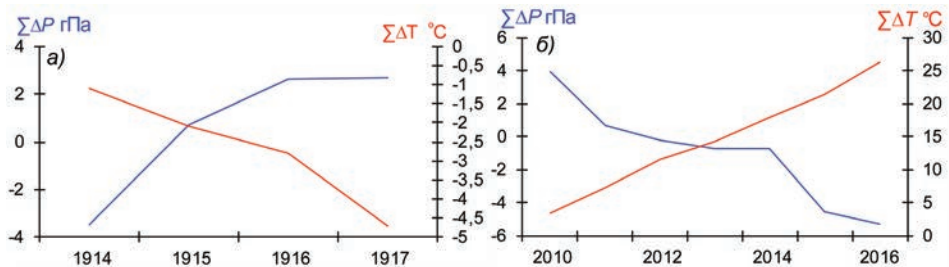


Рис. 1.2.6. Интегральные кривые аномалий среднегодовых значений давления и температуры воздуха в стадии формирования экстремально высокой температуры в 1938 г. (а) (период потепления 1921—1960 гг.) и в 2016 г. (б) (период потепления 1988—2018 гг.).

логичные особенности были выявлены и для предыдущего периода устойчивого потепления в Арктике (1930—1938 гг.) с экстремально высокими положительными аномалиями температуры воздуха в 1938 г.

Значения интегральных (накопленных) аномалий давления и температуры воздуха в экстремальных стадиях представлены на рис. 1.2.6.

Особенности периодов потепления и похолодания на трассе СМП

Как показано в ряде работ (Визе, 1940; Гирс, 1971; Мещерская, Кононова, Иванов, Голод, 2013; Николаев, 1981; Прик, 1965), перестройка крупномасштабных (глобальных) процессов может по-разному проявляться на региональном уровне в полях метеорологических характеристик в разные сезоны года. Так, указанные в табл. 1.2.1 и 1.2.2 границы циркуляционных эпох и стадий и продолжительность периодов потепления и похолодания в целом для Арктики могут в ряде случаев несколько различаться в отдельно взятых районах Арктики, в частности на отдельных участках СМП. Это говорит о возможности пространственно-временной реализации перестройки крупномасштабных атмосферных процессов в системе общей циркуляции атмосферы в отдельных районах Северного полушария и Арктике по разным сценариям.

На рис. 1.2.7 представлен ход аномалий среднегодовой температуры воздуха за периоды однородной циркуляции (стадии эпох) с 1934 по 2018 г. для двух расположенных на противоположных концах участков трассы СМП: западного (Карское море) и восточного (Чукотское море).

Из рис. 1.2.7 видно, что установленные границы периодов потепления и похолодания в целом по полярному району в широтном поясе 70—85° с. ш. (см. табл. 1.2.2) не совпадают с границами периодов потепления и похолодания на отдельных участках трассы СМП, которые представлены в табл. 1.2.3 и 1.2.4.

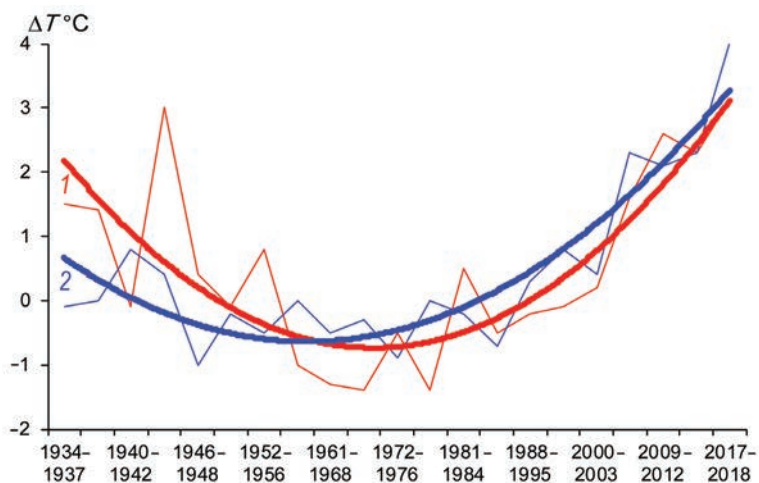


Рис. 1.2.7. Ход аномалий среднегодовой температуры воздуха по периодам однородной циркуляции (стадиям эпох) с 1934 по 2018 г. для двух противоположных участков трассовой части морей российской Арктики.

1 — западный участок трассы СМП, 2 — восточный участок трассы СМП.

Периоды потепления и похолодания и средние значения аномалии температуры воздуха (ΔT) на западном участке трассы в Карском море

Период	ΔT , °C
1934—1955	1,1
1956—1992	-0,8
1993—2004	0,2
2005—2018	2,4

Периоды потепления и похолодания и средние значения аномалии температуры воздуха (ΔT) на восточном участке трассы в Чукотском море

Период	ΔT , °C
1937—1944	0,5
1945—1988	-0,4
1989—2002	0,4
2003—2018	2,5

Сравнивая периоды потепления 1930-х годов и текущее потепление, необходимо отметить следующее. Потепление 1930—1940-х годов наиболее существенно отразилось на западном участке трассы СМП. Фон температуры воздуха с устойчивыми положительными аномалиями в Карском море значительно выше, чем в Чукотском море. Ранее в работах отмечалось, что потепление 1930—1940-х годов началось с западного сектора Арктики в холодный период года и затем охватило все сезоны года. Западный сектор Арктики внес наибольший вклад в первое потепление в целом для полярного района.

Противоположное соотношение температурного режима на трассе СМП отмечалось во втором периоде устойчивого потепления Арктики (1988—2018 гг.). В этот период наиболее высокие значения положительных аномалий температуры воздуха чаще отмечались на восточном участке трассы СМП, чем на западном.

Таким образом, можно сделать предположение, что в смене температурного режима и чередовании периодов похолодания и потепления значительную роль сыграла циркуляция атмосферы. Отмеченные перестройки в развитии крупномасштабных атмосферных процессов отразились на смене преобладающих траекторий перемещения циклонов в системе исландского и алеутского минимумов в Арктику. Следствием этого явилась смена типов адвекции теплых и холодных воздушных масс как в целом для полярного региона, так и для его локальных районов, и в частности на отдельных участках трассы СМП.

1.2.3. Циклические колебания развития крупномасштабных атмосферных процессов и метеорологических условий в Арктике

Анализ изменчивости макроциркуляционных процессов показывает существование циклических колебаний в смене меридиональной и зональной циркуляции воздушных масс.

На рис. 1.2.8 представлены изменения аномалии годового числа дней с меридиональной и суммой западной и восточной форм циркуляции по отношению к среднему многолетнему по классификации Г.Я. Вангенгейма.

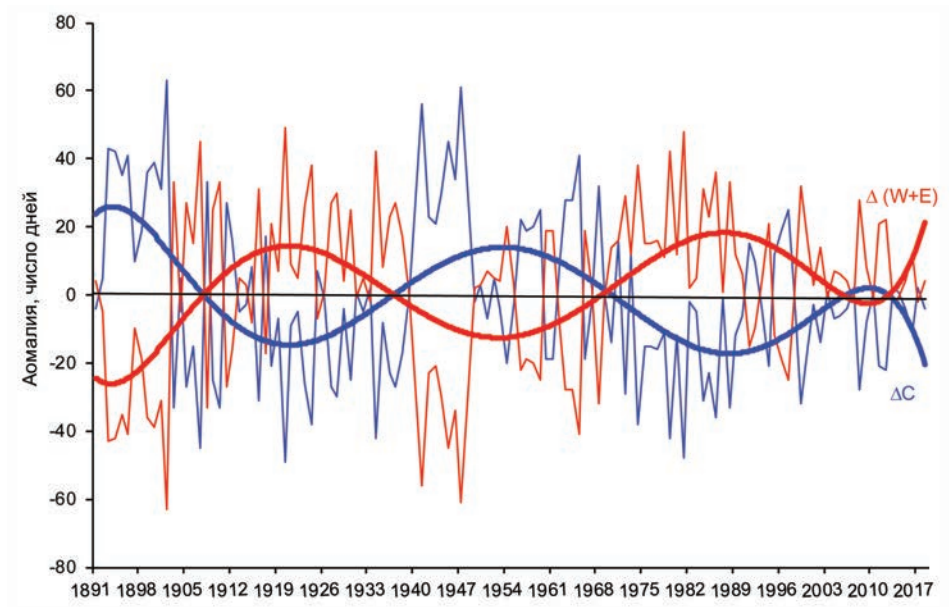


Рис. 1.2.8. Аномалия годового числа дней с меридиональной и суммой западной и восточной форм циркуляции по отношению к среднему многолетнему по классификации Г.Я. Вангенгейма.

Циклические колебания зональных и меридиональных воздушных потоков при различных сочетаниях основных форм циркуляции атмосферы связаны с устойчивыми периодами потепления и похолодания в полярном районе.

На рис. 1.2.9 представлено соотношение тенденций изменений интегральных (накопленных) аномалий годового числа дней с меридиональной формой циркуляции и колебаниями аномалий температуры воздуха в полярном районе. Подъем интегральной кривой соответствует периодам устойчивого преобладания положительных аномалий, когда процессы этой формы были аномально развиты. Падение кривой указывает на обратный ход развития процессов данной формы, т. е. когда они были устойчиво ослаблены.

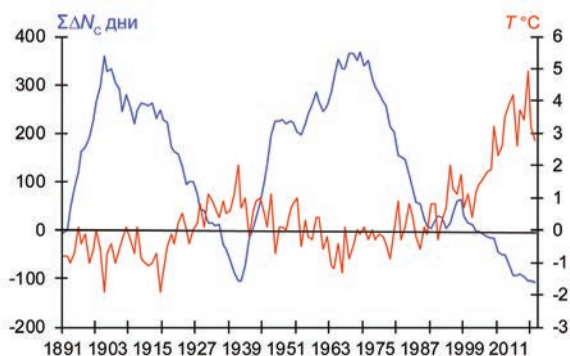


Рис. 1.2.9. Интегральные аномалии годового числа дней с меридиональной (C) формой циркуляции $\Sigma\Delta N_c$ и аномалии температуры воздуха (ΔT) в широтном поясе 70—85° с.ш. полярного района Арктики.

В периоды аномально низких значений числа дней с меридиональной циркуляцией (интегральная кривая идет вниз) отмечается устойчивое повышение температуры воздуха — от отрицательных аномалий до экстремально высоких значений в 1938 и 2016 гг. Противоположный ход наблюдается в периоды аномально высоких значений числа дней с меридиональной циркуляцией (интегральная кривая идет вверх). Отмечается устойчивое понижение температуры воздуха — от положительных значений до отрицательных.

Обратные соотношения в периоды потепления и похолодания имеют место при сопоставлении с данными изменений интегральных аномалий годового числа дней с западной (W) и восточной (E) формами циркуляции, когда за счет ослабления меридиональных потоков происходит изменение в зональной (с запада на восток) составляющей переноса воздушных масс в полярном регионе (рис. 1.2.10).

Соотношение зональных и меридиональных воздушных потоков в циркуляции атмосферы является одним из главных критериев оценки развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов и влияния их на изменения погодных условий и климата.

Природа циклических колебаний носит сложный характер и обусловлена автоколебательной саморегулирующейся системой взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности (Николаев, 1981). Общая реакция атмосферы на условия на подстилающей поверхности, особенно над океаном в тропической зоне, куда поступает наибольшее количество энергии Солнца, представляет собой результат действия сложной системы положительных и отрицательных обратных связей. При положительной обратной связи происходит усиление процесса, при отрицательной обратной связи — его ослабление. Именно отрицательная обратная связь отвечает за устойчивость, равновесие, саморегулирование и самосохранение эволюционирующих систем.

При этом длительное постоянное однонаправленное сохранение одних и тех же процессов — явление крайне редкое. Каждый макропроцесс в атмосфере, проходя разные стадии своего развития, в конце концов приводит к такому сочетанию адвективных и динамических условий, при которых он «самоликвидируется» и переходит обычно в макропроцесс другой формы. В связи с этим чаще всего наблюдается

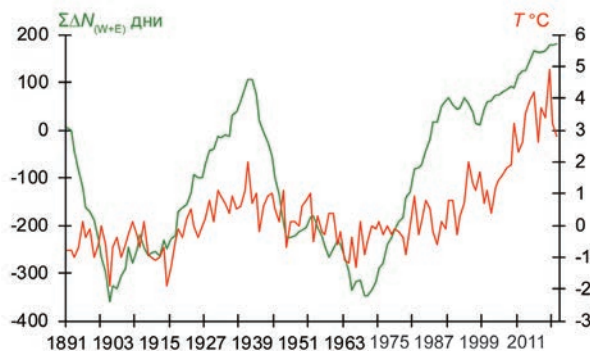


Рис. 1.2.10. Интегральные аномалии годового числа дней с западной (W) и восточной (E) формами циркуляции $\Sigma\Delta N_{(W+E)}$ и аномалии температуры воздуха (ΔT) в широтном поясе $70\text{—}85^\circ$ с.ш. полярного района Арктики.

циклическое чередование разных разновидностей форм меридиональной и зональной циркуляции.

Автоколебательный процесс усиления или ослабления зональной и меридиональной циркуляции является общим свойством всех систем последовательности восходящей, стационарной и нисходящей стадии развития длинных термобарических волн в толще тропосферы. Этот процесс усложняется наложением на него различных особенностей (сезонных, циклических и т.д.) общей циркуляции в атмосфере и океане [10].

Перестройки крупномасштабных процессов от одной циркуляционной эпохи к другой не происходят скачкообразно, а проходят в своем развитии ряд стадий, в которых могут отражаться признаки как прошлого, так и будущего процесса. Анализ исторических рядов метеорологических данных показывает, что новый процесс зарождается еще в недрах определенной эпохи (Гирс, 1974; Ivanov, Vinogradov, 1996), причем чаще в последних стадиях той или иной циркуляционной эпохи. Так, наиболее крупное потепление 1930-х годов фактически началось еще раньше — в конце эпохи западной формы (1891—1928 гг.). Также и последнее текущее более крупное потепление началось в последних стадиях эпохи преобладания меридиональных форм циркуляции (1929—1995 гг.) (см. табл. 1.2.1).

На данный момент (до 2018 г.) наибольший вклад в аномально теплый фон температуры воздуха в полярном районе Арктики вносит восточный сектор Арктики. Понижение положительных аномалий температуры воздуха до отрицательных аномалий пока фиксируется в отдельные месяцы в отдельных районах Арктики (Иванов, Алексеенков, 2019).

2. Состояние изученности арктических морей

2.1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

В.Е. Соколова, И.В. Рыжов, Е.В. Блошкина

Основными источниками информации о гидрологических условиях арктических морей России являются данные наблюдений, производящихся в ходе морских научных исследований во время экспедиций на акватории арктических морей, а также данные наблюдений на полярных станциях, расположенных на материковом побережье и островах арктических морей.

В последнее двадцатилетие XX века произошло значительное сокращение экспедиционных океанографических исследований в арктических морях Сибирского шельфа, уникальный ряд гидрологических наблюдений был прерван. В 1980 г. завершили свою работу патрульные морские экспедиции в Карском море, в 1989 г. — в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, в 1990 г. — в море Лаптевых. За период с 1986 по 1990 г. патрульными экспедициями было выполнено 427 гидрологических станций. В 1993 г. завершила свою работу Высокоширотная воздушная экспедиция (ВВЭ) «Север», в рамках которой начиная с 1979 г. ежегодно выполнялись наблюдения за гидрометеорологическими условиями арктических морей в зимние месяцы (февраль — май).

В 1990 и 1993 гг. состоялись океанографические экспедиции в Баренцевом и Карском морях в рамках советско-норвежского международного сотрудничества в области океанографии с использованием современных приборов и методов океанографических наблюдений с целью выявления особенностей распределения, динамики и трансформации водных масс и фронтальных разделов Карского и Баренцева морей. В 1994 г. были продолжены и расширены работы в рамках российско-норвежской океанографической программы РОСНОП.

С 1993 г. по настоящее время в море Лаптевых проводятся комплексные экспедиции в рамках совместного российско-германского проекта ЛАПЕКС/ТРАНСДРИФТ.

Океанографические наблюдения, выполненные в рамках этих экспедиций, показали, что сезонная и межгодовая изменчивость гидрологических процессов в море Лаптевых в значительной степени обусловлена воздействием речного стока. В частности, центральная и восточная части моря находятся под влиянием огромного пресноводного стока рек Лены, Яны и Оленёк, несущих с собой большое количество минеральных и органических веществ. Именно в этом районе происходит интенсивный трансфронтальный обмен веществом и энергией и наблюдается активное взаимодействие вод различных модификаций. В северо-западной части моря Лаптевых район, расположенный вдоль восточных берегов Северной Земли, совпадает с положением Великой Сибирской полыньи. Здесь наблюдается широкий спектр океанографических процессов, таких как глубокая зимняя конвекция, образование холодных и более соленых вод и скатывание их по склону под атлантические воды. К настоящему времени накоплена обширная информация, позволяющая с достаточной определенностью говорить об общих принципах функционирования арктических мелководных систем, находящихся под определяющим воздействием речного стока.

Начиная с 2002 г. проводятся совместные с Международным арктическим исследовательским центром при университете штата Аляски экспедиции в рамках

проекта АВЛАП/NABOS. Основная цель проекта — исследование роли процессов трансформации атлантических вод на материковом склоне и примыкающей части океанического ложа в районе моря Лаптевых и северо-западной части Восточно-Сибирского моря в формировании современных климатических изменений в Арктике, оценка интенсивности процессов трансформации вод при взаимодействии шельфовой области и глубокого океана, оценка влияния атмосферной циркуляции, элементов пресноводного баланса и бароклинных процессов на циркуляцию льдов и воды в поверхностном слое ключевого района Евразийского суббассейна.

Одной из важных составляющих экспедиционных исследований является постановка новых автономных океанографических систем — притопленных буйковых станций (ПБС) — на годовой срок для наблюдений за различными океанографическими параметрами вдоль границ материкового склона Евразийского суббассейна. Всего за период со 2002 по 2015 г. экспедициями АВЛАП/NABOS было выполнено более 600 океанографических станций, поставлено более 40 ПБС. На основе полученной информации удалось не только зафиксировать сам факт значительного потепления атлантических вод Евразийского суббассейна, но также установить пульсационный характер распространения тепловых волн от пролива Фрама в Арктический бассейн вдоль континентального склона и выделить характеристики сезонного цикла гидрологических характеристик в ряде ключевых районов. Кроме того, были получены оценки скорости распространения атлантических вод и установлены характерные сроки фазового запаздывания тепловых волн, распространяющихся из района Северной Атлантики.

С 2005 по 2011 г. в рамках совместной российско-американской долговременной программы по исследованию Арктики проводились экспедиции RUSALCA, целью которых было получение данных наблюдений на гидрологических разрезах в Беринговом и Чукотском морях, снятие и постановка измерителей течений с годовой серией наблюдений в Беринговом проливе.

Крупнейшим проектом в начале XX века по исследованию арктических морей стал Международный полярный год (МПГ) 2007/08 г. В период МПГ организациями Росгидромета, РАН, Минприроды России с участием иностранных ученых и организаций были проведены комплексные исследования в морях Баренцевом, Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском. Так, в рамках экспедиций БАРКАЛАВ на НИС «Иван Петров» впервые с 1980-х годов были возобновлены съемки арктических морей на вековых и стандартных разрезах. В экспедициях «Арктика-2007» и «Арктика-2008» на борту НЭС «Академик Фёдоров» специалистами ведущих научно-исследовательских институтов России была собрана обширная информация о современных гидрометеорологических условиях в морях Северного Ледовитого океана на фоне происходящих климатических изменений.

С 2012 г. работает Арктический плавучий университет на НИС «Профессор Молчанов», в рамках исследований которого выполняются океанографические исследования на акватории Баренцева, Карского и Гренландского морей.

В итоге за 30-летний период было выполнено 2576 гидрологических станций, произведены наблюдения за направлением и скоростью течений. Кроме перечисленных стандартных наблюдений, экспедициями выполнен большой объем специальных исследований, связанных с разработкой научных тем института, испытанием новых приборов, установок, методик.

Помимо экспедиционных исследований, в арктических морях на постоянной основе работает развитая сеть полярных гидрометеорологических станций, одной из важнейших задач которой является гидрометобеспечение транспортных операций на трассе Северного морского пути (СМП). Кроме метеорологических наблюдений, на этих станциях ведутся прибрежные гидрологические наблюдения за температурой и соленостью воды, уровнем моря, течениями и др. Однако, к сожалению, в конце XX века многие полярные станции были законсервированы или закрыты.

Сеть морских береговых гидрометеорологических пунктов наблюдений подразделяется на основную (включая реперные «вековые» пункты наблюдений) и дополнительную (вспомогательную). Реперная сеть ведет наблюдения, направленные на изучение вековой изменчивости гидрологических характеристик морей. Сетевые морские береговые наблюдательные подразделения, расположенные в арктической зоне РФ, в настоящее время находятся в ведении четырех УГМС (Мурманского, Северного, Якутского и Чукотского). Морская береговая сеть арктических УГМС Росгидромета функционирует на базе станций МГ-2 и постов МГП-1, хотя в ряде УГМС морские гидрологические наблюдения проводятся и на некоторых неспециализированных станциях. Значительная часть морских станций (76 %) относится к разряду труднодоступных (ТДС), что обуславливает специфику работы и обеспечения этих наблюдательных пунктов (НП). По состоянию на 1 января 2020 г. (табл. 2.1.1) наблюдательная морская береговая сеть на территории арктической зоны РФ состояла из 54 пунктов. Из них фактически морские наблюдения велись только в 45 пунктах (83 % списочного состава сети). В настоящее время сохраняется тенденции к сокращению сети, а также к сокращению программы наблюдений на НП, в частности наблюдений за уровнем моря.

Таблица 2.1.1

**Сеть морских гидрологических станций, действовавших
в арктических морях Российской Федерации в период 1986—2015 гг.**

№ п/п	Название станции	Разряд	Координаты		Год открытия, период работы	Период наблюдений за уровнем моря
			Широта	Долгота		
<i>Баренцево море</i>						
1	Лиинахамари (Печенга)	МГП-1	69° 39' с.ш.	31° 21' в.д.	1914	1931—1990
2	Вайда-Губа	МГ-2	69° 56' с.ш.	31° 59' в.д.	1914	—
3	Мурманск	МГ-2	68° 58' с.ш.	33° 03' в.д.	1917	1949—2020
4	Цып-Наволоок	МГ-2	69° 44' с.ш.	33° 06' в.д.	1921—2015	—
5	Полярное	МГ-2	69° 12' с.ш.	33° 29' в.д.	1899	1936—2020
6	Териберка	МГ-2	69° 12' с.ш.	35° 07' в.д.	1889	1941—2020
7	Святой Нос	МГ-2	68° 09' с.ш.	39° 46' в.д.	1895	—
8	Мыс Микулкин	МГ-2	67° 48' с.ш.	46° 40' в.д.	1940—2017	1941—
9	Индига	МГ-2	67° 41' с.ш.	48° 41' в.д.	1923	1952—2020
10	Колгуев Северный	МГ-2	69° 32' с.ш.	49° 05' в.д.	1958	—
11	Бугрино	МГ-2	68° 48' с.ш.	49° 20' в.д.	1950	1952—2020
12	Сенгейский Шар	МГ-2	68° 21' с.ш.	50° 47' в.д.	1954—2017	1955—2017
13	Мыс Болванский Нос	МГ-2	68° 18' с.ш.	54° 30' в.д.	1934—1997	1947—1997
14	Ходовариха	МГ-2	68° 56' с.ш.	53° 46' в.д.	1933	—
15	Мыс Константиновский	МГ-2	68° 33' с.ш.	55° 30' в.д.	1959	1960—2020
16	Варандей	МГ-2	68° 49' с.ш.	58° 01' в.д.	1940	1953—2020
17	Белый Нос	МГ-2	69° 36' с.ш.	60° 13' в.д.	1934	1958—2020
18	Малые Кармакулы	МГ-2	72° 22' с.ш.	52° 42' в.д.	1896	1950—2020
19	Русская Гавань	МГ-2	76° 11' с.ш.	62° 36' в.д.	1932—1991	1953—1993

№ п/п	Название станции	Разряд	Координаты		Год открытия, период работы	Период наблюдений за уровнем моря
			Широта	Долгота		
20	им. Э.Т. Кренкеля (о. Хейса)	ОГМС	80° 37' с.ш.	58° 03' в.д.	1957	1962—1999
<i>Карское море</i>						
1	Мыс Желания	МГ-2	76° 57' с.ш.	68° 35' в.д.	1931—1996	1951—1996
2	им. Е.К. Фёдорова (Болванский Нос)	МГ-2	70° 27' с.ш.	59° 05' в.д.	1913	1951—1993 2011—2020
3	Пролив Югорский Шар	МГ-2	69° 49' с.ш.	60° 45' в.д.	1913—1990	1950—1989
4	Амдерма	ОГМС	69° 45' с.ш.	61° 42' в.д.	1933	1950—2020
5	Усть-Кара	МГ-2	69° 15' с.ш.	64° 31' в.д.	1934	1950—2020
6	Маррессаля	МГ-2	69° 43' с.ш.	66° 48' в.д.	1912	—
7	Моржовая (м. Харасавей)	МГ-2	71° 25' с.ш.	67° 35' в.д.	1953—1999	1954—1994
8	им. М.В. Попова (о-в Белый)	МГ-2	73° 20' с.ш.	70° 03' в.д.	1933	1950—2017
9	Тамбей	МГ-2	71° 30' с.ш.	71° 50' в.д.	1932—2008	1976—1994
10	Тадебяха	МГ-2	70° 22' с.ш.	74° 08' в.д.	1950—1995	1955—1989
11	Сеяха	МГ-2	70° 09' с.ш.	72° 34' в.д.	1936—1993	1967—1992
12	Новый Порт	МГ-2	67° 41' с.ш.	72° 53' в.д.	1924	1977—2020
13	Антипаюта	МГ-3	69° 05' с.ш.	76° 51' в.д.	1959	1965—1988
14	о-в Вилькицкого	МГ-2	73° 31' с.ш.	75° 46' в.д.	1954—2011	—
15	Мыс Лескина	МГ-2	72° 19' с.ш.	79° 34' в.д.	1934—1997	1951—1992
16	Сопочная Карга	МГ-2	71° 52' с.ш.	82° 42' в.д.	1939	1958—2020
17	о-в Диксон	ОГМС	73° 30' с.ш.	80° 24' в.д.	1915	1950—1997 2008—2020
18	о-в Уединения	МГ-2	77° 30' с.ш.	82° 12' в.д.	1934—1996	1953—1995
19	о-в Визе	МГ-2	79° 30' с.ш.	76° 59' в.д.	1945	1953—2017
20	им. Г.А. Ушакова (о-в Голомянный)	МГ-2	79° 33' с.ш.	90° 37' в.д.	1954	1954—2017
21	о-ва Известий ЦИК	МГ-2	75° 57' с.ш.	82° 57' в.д.	1953	1954—2017
22	Мыс Стерлегова	МГ-2	75° 25' с.ш.	88° 54' в.д.	1934	1950—1995 2003—2020
23	о-в Исаченко	МГ-2	77° 13' с.ш.	89° 15' в.д.	1953—1994	1954—1994
24	о-в Правды	МГ-2	76° 16' с.ш.	94° 46' в.д.	1945—1994	1950—1994
25	о-в Русский	МГ-3	77° 10' с.ш.	96° 26' в.д.	1935—1995	1951—1994
26	о-ва Гейберга	МГ-2	77° 36' с.ш.	101° 34' в.д.	1940—1995	1951—1995
27	о-ва Краснофлотские	МГ-2	78° 36' с.ш.	98° 50' в.д.	1953—1991	1954—1987
28	Бухта Солнечная	МГ-2	78° 12' с.ш.	103° 16' в.д.	1953—1991	1951—1991
29	им. Е.К. Федоров (Мыс Челюскина)	ОГМС	77° 43' с.ш.	104° 17' в.д.	1932	1950—2020
<i>Море Лаптевых</i>						
1	Мыс Песчаный	МГ-2	79° 26' с.ш.	102° 29' в.д.	1961—1994	1962—1993
2	о-в Малый Таймыр	МГ-2	78° 05' с.ш.	106° 49' в.д.	1943—1994	1950—1991
3	о-в Андрея	МГ-2	76° 48' с.ш.	110° 45' в.д.	1942—2000	1951—1999
4	Бухта Марии Прончищевой	МГ-2	75° 32' с.ш.	113° 26' в.д.	1934—1993	1951—1970
5	о-в Преображения	МГ-2	74° 40' с.ш.	112° 56' в.д.	1934—1995	1951—1991
6	Мыс Косистый	МГ-3	73° 39' с.ш.	109° 44' в.д.	1939—1990	1954—1989
7	Анабар	МГ-2	73° 13' с.ш.	113° 30' в.д.	1989	1991—2020
8	Терпай-Тумса	МГ-2	73° 33' с.ш.	118° 40' в.д.	1953—1997	1956—1998
9	Усть-Оленек	УГП-2	73° 00' с.ш.	119° 52' в.д.	1938	1950—2007
10	Острова Дунай	МГ-2	73° 56' с.ш.	124° 30' в.д.	1945—2011	1951—2012
11	о-в Сагыллах-Ары	МГ-2	73° 09' с.ш.	128° 51' в.д.	1961—1985	1962—1980
12	о-в Мальшева	УГП-2	72° 03' с.ш.	128° 39' в.д.	1953—1988	1954—1980
13	Быков Мыс	МГ-3	72° 00' с.ш.	129° 07' в.д.	1975—2000	1975—2003
14	Тикси	ГМО	71° 38' с.ш.	128° 53' в.д.	1932	1949—2012
15	о-в Муостах	МГ-2	71° 33' с.ш.	130° 02' в.д.	1934—1996	1951—1995
16	Найба	МГ-2	70° 51' с.ш.	130° 45' в.д.	1978—1996	1979—1995

№ п/п	Название станции	Разряд	Координаты		Год открытия, период работы	Период наблюдений за уровнем морья
			Широта	Долгота		
17	Мыс Буор-Хая	МГ-2	71° 57' с.ш.	132° 46' в.д.	1942—1994	1954—1993
18	Юэдей	УГП-2	71° 31' с.ш.	136° 25' в.д.	1953—1996	1953—1994
19	Мыс Святой Нос	МГ-2	72° 50' с.ш.	140° 44' в.д.	1952—1987	1951—1987
20	Мыс Кигилях	МГ-2	73° 20' с.ш.	139° 52' в.д.	1934	1951—2020
21	Пролив Санникова	МГ-2	74° 40' с.ш.	138° 54' в.д.	1942	1950—2020
22	о-в Котельный	МГ-2	76° 00' с.ш.	137° 54' в.д.	1933	1951—2020
<i>Восточно-Сибирское море</i>						
1	Земля Бунге	МГ-2	74° 53' с.ш.	142° 07' в.д.	1953—1987	1951—1987
2	о-в Жохова	МГ-2	76° 09' с.ш.	152° 50' в.д.	1955—1995	1959—1993
3	Мыс Шалаурова	МГ-2	73° 11' с.ш.	143° 14' в.д.	1928—2001	1950—2001
4	о-в Немкова	УГП-3	71° 25' с.ш.	150° 45' в.д.	1956—1986	1956—2001
5	о-в Четырехстолбовой	МГ-2	70° 38' с.ш.	162° 29' в.д.	1933—1995	1951—1994
6	Амбарчик	МГ-2	69° 37' с.ш.	162° 18' в.д.	1935	1950—2014
7	Рау-Чуа	МГ-2	69° 30' с.ш.	166° 35' в.д.	1945	1950—2014
8	им. В.С. Сидорова (Айон)	МГ-2	69° 56' с.ш.	167° 59' в.д.	1942	1954—2007
9	Певек	МГ-2	69° 42' с.ш.	170° 15' в.д.	1939	1950—2016
10	Валькаракай	МГ-2	70° 05' с.ш.	170° 56' в.д.	1934	1956—1993
11	Биллингса	МГ-2	69° 53' с.ш.	175° 46' в.д.	1935—2013	1953—1995
<i>Чукотское море</i>						
1	о-в Врангеля	МГ-2	70° 59' с.ш.	178° 29' з.д.	1926—2004	1950—2009
2	Мыс Шмидта	МГ-2	68° 54' с.ш.	179° 22' з.д.	1933—1995	1950—1994
3	Мыс Ванкарем	МГ-2	67° 50' с.ш.	175° 50' з.д.	1934	1950—2008
4	о-в Колочин	МГ-2	67° 29' с.ш.	174° 39' з.д.	1943—1992	1950—1991
5	Нэттен	МГ-2	66° 58' с.ш.	171° 56' з.д.	1934—1995	1950—1995
6	Мыс Уэлен	МГ-2	66° 10' с.ш.	169° 50' з.д.	1933	—
7	о-в Ратманова	МГ-2	65° 51' с.ш.	169° 08' з.д.	1940—1993	1950—1993

Начало XXI века ознаменовалось комплексом работ и научно-технических мероприятий по восстановлению и развитию наблюдательной сети в Арктике. Важнейшим вкладом в развитие системы наблюдений стали работы по созданию гидрометеорологической обсерватории в Тикси — организация станции опорной климатической сети Росгидромета в Тикси в рамках совместного проекта по атмосферным наблюдениям Росгидромета и NOAA (США). В этих целях были осуществлены работы по вводу в эксплуатацию оборудования спутниковой системы связи обсерватории и ААНИИ для приема и передачи данных наблюдений.

В 2013 г. после 12-летнего перерыва возобновил свою работу научно-исследовательский стационар (НИС) «Ледовая база Мыс Баранова» на о-ве Большевик архипелага Северная Земля. Организация НИС проведена в рамках морской доктрины Российской Федерации и является практической реализацией решения Правительства РФ для обеспечения интересов постоянного и долгосрочного научного присутствия России в высокоширотной Арктике. Наряду с проведением комплексных гидрометеорологических исследований НИС «Ледовая база Мыс Баранова» обеспечивает выполнение специальных наблюдений и работ прикладного характера.

2.2. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ

Е.У. Миронов

Основополагающими работами в исследовании морского льда стали монографии В.Ю. Визе (Визе, 1944) и Н.Н. Зубова (Зубов, 1945), в которых были выявлены основные физические процессы, влияющие на формирование и разрушение льда, показана связь изменчивости ледяного покрова с крупномасштабными процессами в атмосфере и океане. В этих работах была определена стратегия изучения закономерностей ледового режима и показана необходимость регулярного мониторинга ледяного покрова в арктических морях и Арктическом бассейне. В 1950—1980-е годы эти идеи развивались и были во многом реализованы.

В 1950—1970-е годы активно изучались тепловые и динамические процессы, формирующие ледовые условия в арктических морях. Так, например, можно отметить работы по исследованию процессов ледообразования и накопления ледяного покрова в осенне-зимний период в зависимости от теплосодержания, теплообмена моря с атмосферой, процессов конвекции в период охлаждения (Булатов, Захаров, 1967; Сметанникова, 1963; Доронин, Сметанникова, 1966). Существенным вкладом в изучение закономерностей осенне-зимних ледовых процессов явилось исследование влияния различных гидрометеорологических факторов на сроки ледообразования и процессы нарастания льда. В работе Ю.П. Доронина (Доронин, 1969) показано, что комплекс этих факторов можно объединить уравнением теплового баланса, решая его относительно периода ледообразования, и предложена расчетная схема определения даты начала ледообразования. Тепловой баланс снежно-ледяной поверхности создает условия для оттока тепла с нижней поверхности льда, поэтому происходит нарастание льда. Таким образом, толщина льда естественного нарастания для арктических условий определяется температурой воздуха, толщиной снега и теплофизическими характеристиками льда и снега. Для расчета толщины льда Ю.П. Дорониным, В.А. Спичкиным и Н.П. Шестериковым были предложены формулы с некоторыми эмпирическими допущениями, при расчетах по которым различие результатов не превышает 10—15 см (Доронин, 1963; Николаева, 1970; Спичкин, 1961). Закономерности процессов ледообразования во всех арктических морях были обобщены в работе Б.А. Крутских (Крутских, 1970).

Одной из важнейших работ в изучении закономерностей формирования ледового режима арктических морей является монография, подготовленная коллективом автором и изданная в 1972 г. (Гудкович и др., 1972). В работе представлены характеристики ледяного покрова в различные периоды его нарастания и разрушения, рассмотрена изменчивость основных элементов ледового режима. В ней также рассмотрены тепловые (теплообмен моря с атмосферой, конвекция) и динамические (дрейф, ледообмен с Арктическим бассейном) процессы, определяющие формирование ледяного покрова. Монография стала методологической основой для развития методов долгосрочных ледовых прогнозов.

Дальнейшие исследования ледового режима в 1980—1990-е годы и в начале XXI века продолжались в двух направлениях: выявление общих закономерностей формирования ледового режима в Северном Ледовитом океане или отдельных арктических морях и изучение пространственно-временной изменчивости отдельных элементов ледового режима.

К первому направлению относится монография В.Ф. Захарова (Захаров, 1981), в которой дана характеристика современного состояния ледяного покрова арктических морей и Северной полярной области и выполнен анализ сезонной, межгодовой и климатической изменчивости площади льдов. Исследована взаимосвязь ледяного покрова с термохалинной структурой водных масс. Показано, что в современных условиях арктический морской ледяной покров является активным климатообразующим фактором.

Обобщение закономерностей ледовых условий для всего Северного Ледовитого океана и отдельно для всех арктических морей выполнено группой авторов в коллективной монографии (Johannessen et al., 2007). Рассмотрены сезонные изменения состояния и закономерности распределения ледяного покрова, крупномасштабная изменчивость дрейфа льдов. Для арктических морей выявлены закономерности ледообразования и нарастания льда, ледообмена арктических морей с Арктическим бассейном, формирования припая и полыней, распределения льда в период разрушения ледяного покрова. Важный вывод сделан в отношении пространственной и межгодовой изменчивости толщины ровного льда. В течение всего холодного периода толщина льда в центральных районах арктических морей больше, чем в южных районах Карского и Чукотского морей, подверженных влиянию атлантического и тихоокеанского регионов соответственно, смягчающих суровость арктической зимы. В зависимости от суровости зимних условий скорость нарастания льда испытывает межгодовые колебания. Как следует из расчетов, многолетние изменения толщины льда происходят в среднем в интервале $\pm 30\text{—}50$ см.

В работе Бородачева, Фролова (1997) сделана попытка представить основные закономерности распределения льдов в арктических морях на основе типизации полей сплоченности и возраста льда в двух крупных регионах — западном и восточном. Основной принцип классификации распределения льдов базируется на «устойчивости» старых льдов, положении зон их преобладания и ориентации отрогов. Для оценки аналогичности полей распределения льдов были приняты следующие критерии: географическое положение зон старых льдов, их конфигурация, ориентация осей основных отрогов океанических массивов, расположение зон сплоченных льдов в летний период и их площадь. Рассмотрены сезонные изменения характеристик ледяного покрова в типовых распределениях льдов, внутригодовые и многолетние преобразования типов распределения льдов.

Региональные особенности ледового режима отдельных морей или районов рассмотрены в серии работ. В монографии Г.К. Зубакина (Зубакин, 1987) рассмотрено состояние и эволюция ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна в синоптическом, сезонном и межгодовом пространственно-временном масштабе. Показано, что характерной особенностью ледового режима Северо-Европейского бассейна является большая межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости и положения кромки льдов. На основе аппарата теории случайных выбросов были получены оценки границ распространения ледяного покрова. Особое внимание уделено анализу синоптической изменчивости полей дрейфа льда и геометрических характеристик ледяных полей.

В монографии Миронова (2004) выполнено исследование региональных особенностей и закономерностей пространственного распределения, сезонной и многолетней изменчивости основных элементов ледового режима Гренландского и Баренцева морей. Выполнено районирование морей по ледовым признакам. Выявлены основные природные факторы, определяющие формирование типа ледовых условий. Прове-

дены оценка толщины льда с учетом гряд торосов, расчеты эффективной толщины и оценка объема льдов в исследуемых морях и в целом в Северном Ледовитом океане. В работе показана значимость региона в климатической изменчивости площади льда Северного Ледовитого океана.

В коллективной монографии (Изменчивость природных условий..., 2004) выполнено комплексное исследование изменчивости метеорологических, ледовых и океанологических условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей. Использовались два методологических подхода:

- изучение пространственного распределения, сезонной и межгодовой изменчивости ледовых условий на основе комплексного физико-географического изучения природных объектов с применением методов статистического и вероятностного анализа;
- расчеты различных типовых и экстремальных сценариев на основе гидродинамических моделей вод и льдов.

Также в монографии рассмотрен годовой цикл естественных изменений ледовых условий, процессы замерзания акваторий, становления припая и нарастания льда, пространственная неравномерность толщины и торосистости ледяного покрова, пространственно-временная изменчивость положения кромки льдов и сплоченности льда, межгодовая изменчивость сроков очищения акватории ото льдов и продолжительность безледного периода. Кроме того, даны определения и приведена характеристика опасных и неблагоприятных ледовых явлений.

Характеристика основных элементов ледового режима морей европейской и азиатской частей России приведена в работах И.О. Думанской (Думанская, 2014; Думанская, 2017) на основе данных за последние 30 лет; отдельно рассмотрены изменения, произошедшие за 15-летний период XXI века. Для каждого моря проанализированы особенности появления льда на акватории, приведены таблицы дат наступления ледовых фаз по данным гидрометеорологических станций, рассмотрены процессы нарастания и распространения льда, а также очищения акватории ото льдов. Дополнительно рассмотрены ледовые условия в основных портах арктических морей и сделаны выводы о тенденциях их климатических изменений. Получены количественные оценки изменений сроков ледовых фаз в конце XX века — начале XXI века.

Исследования пространственно-временной изменчивости отдельных элементов ледового режима выполнены в монографиях (Карелин, Карклин, 2012; Опасные ледовые явления..., 2010) и режимно-справочных пособиях (Горбунов, Лосев, Дымент, 2008; Горбунов, Лосев, Дымент, 2014).

Обобщение натурных и расчетных данных о параметрах дрейфа льдов в Арктическом бассейне и арктических морях, выявление закономерностей дрейфа льдов и их влияние на ледовитость арктических морей выполнены в работах Гудковича, Николаевой (1963) и Гудковича, Доронина (2001).

В режимно-справочном пособии (Горбунов, Лосев, Дымент, 2008) на основе данных международной программы «Arctic buoy program» за 30-летний период представлены расчетные поля дрейфа льда в Арктическом бассейне при типовых барических ситуациях. Наличие связи между полем скорости дрейфа льда и полем приземного атмосферного давления позволяет корректно получать изолинии скорости дрейфа даже в тех районах, где буи значительно удалены друг от друга. Расчет скорости дрейфа льда в узлах сетки 200×200 км проводился с применением метода объективной интерполяции.

В монографии Бородачева (1998) рассмотрены особенности блочно-иерархического строения ледяного покрова и нарушений сплошности Карского моря. Описаны основные формы пространственной структуры ледяного покрова, которые формируются системами трещин, каналов и разводей. Исследованы зональные и азональные особенности развития ледовых процессов и явлений, отражающие стационарный ледовый режим Карского моря.

В монографии (Карелин, Карклин, 2012) изложены результаты исследований условий формирования и разрушения припая и заприпайных полыней в морях Сибирского шельфа. Обработка данных за 1980—2010 гг., полученных на основе данных с ИСЗ, позволила выделить и существенно уточнить закономерности жизненного цикла припая и заприпайных полыней. Выполнен анализ сезонной изменчивости толщины и ширины припая в арктических морях. Рассмотрена межгодовая и многолетняя изменчивость площади припая и заприпайных полыней. В отдельной главе рассмотрено влияние распространения припая и заприпайных полыней на условия плавания по Северному морскому пути.

В коллективной монографии (Опасные ледовые явления..., 2010) обобщены результаты работ по описанию условий формирования и пространственно-временной изменчивости комплекса опасных ледовых явлений и ледяных образований в арктических морях. Выполнена классификация опасных ледовых явлений и неблагоприятных ледовых условий и рассмотрено их влияние на безопасность судоходства. Детально рассмотрены: сжатие льдов; интенсивный дрейф льдов, или ледовая река; облипание корпуса судна снежно-ледяной подушкой; сужение канала в припае; аномально раннее ледообразование; вторжение сплоченных льдов на судоходные трассы; обледенение судов, а также пространственно-временная изменчивость распространения стамух и айсбергов. Таким образом, в монографии впервые выполнено обобщение существующих знаний о комплексе ледовых явлений и ледяных образований, представляющих опасность для судоходства в Арктике.

В режимно-справочном пособии (Горбунов, Лосев, Дымент, 2014) на основе данных с искусственных спутников Земли в видимом и инфракрасном диапазонах за период 1982—2013 гг. выполнено обобщение крупных нарушений сплошности льда (НСЛ) или разрывов в Карском море и в северо-восточной части Баренцева моря. В качестве характеристик НСЛ принято использовать следующие показатели: удельную длину, модальное направление, протяженность разрывов в модальном интервале, обеспеченность этого интервала, среднее расстояние между разрывами. В пособии (Горбунов, Лосев, Дымент, 2014) приведен комплект карт средних многолетних характеристик разрывов, рассчитанных в узлах сетки 100×100 км с октября по май. Кроме средних значений характеристик, определялись также диапазоны их межгодовых изменений.

Таким образом, анализ изученности ледовых условий показывает важность как исследований общих закономерностей ледового режима Северного Ледовитого океана, так и выявление пространственно-временной изменчивости отдельных элементов ледового режима в арктических морях. Результаты обобщения выявленных закономерностей ледового режима представлены в виде монографий, режимно-справочных пособий и атласов.

2.3. БЕРЕГА МОРЕЙ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

Д.Ю. Большианов

Северное побережье Евразии, которое практически целиком принадлежит России, очень разнообразно по строению берегов. Здесь встречаются практически все известные в мире типы берегов, а местные региональные черты придают арктическим берегам некоторые особенности, не характерные для других побережий. В частности, одним из важнейших факторов формирования облика берегов является многолетняя мерзлота. Также очень важен ледовый режим морей, благодаря которому морские волны и вдольбереговые течения воздействуют на берега лишь в небольшой промежуток времени, когда береговая линия освобождается от припая. Горные породы, которыми сложены берега, также определяют их облик и береговые процессы.

Однако основным фактором динамики берегов являются колебания уровня моря. Они могут быть кратковременными (синоптического масштаба) — к ним относятся приливо-отливные и сгонно-нагонные колебания. Но существуют и вековые колебания уровня моря, зависящие от тектонического строения и динамики земной коры, благодаря которым происходят подъем и опускание суши, причем в разное время и в разных областях океана. Кроме того, есть еще и эвстатические колебания уровня Мирового океана, обусловленные изменениями объема воды.

Современные данные свидетельствуют о том, что и в настоящее время уровень океана, или эквипотенциальная поверхность геоида имеет рельеф с перепадами по высоте в разных частях океана до 180 м (Бадюков, 1982). Многие исследователи пытались и пытаются отделить эвстатические факторы от тектонических и получить четкое представление о том, что происходит с уровнем океанов и морей в настоящее время (Peltier, Fairbanks, 2006), однако эта задача до сих пор не решена. Это обусловлено не только недостатком информации, но и существованием представлений о том, что уровень воды в океане всецело зависит от таяния или наращивания ледников. Такой архаизм в науке приводит к тому, что усилия ученых для понимания причин колебаний уровня воды в океанах и внутренних водоемах направлены только на поверхностную составляющую водного баланса Земли.

Однако количество воды в океане, морях, крупных пресноводных озерах, реках зависит от периодического поступления воды из земной коры. Этот источник необходимо учитывать, для того чтобы знать, что произойдет с морскими побережьями в ближайшем будущем (Большианов, 2018). Поэтому нет противоречий в том, что, как будет показано, в разных морях и даже в разных частях отдельных морей происходят разнонаправленные колебания уровня моря в зависимости от соотношения тектонических и эвстатических факторов. Данных для того, чтобы их разделить, пока недостаточно, и парадигма колебаний уровня моря ошибочна (режим таяния или наращивания ледников = режиму уровня Мирового океана).

В данном разделе приведены уникальные данные обобщения сведений о колебаниях уровня в морях российской Арктики, полученные на протяжении 60 лет наблюдений на 60 полярных станциях. Таких данных не было ни у одной арктической страны и не будет в ближайшем будущем из-за резкого сокращения по количеству и качеству уровненных наблюдений в Арктике после развала наблюдательной сети СССР. Анализ современных колебаний уровня морей в многолетнем масштабе



Рис. 2.3.1. Карта современной динамики уровня моря на побережье морей российской Арктики (Ашик и др., 2010).

I — районы повышения уровня моря, II — районы современного понижения уровня моря.
Точками с номером (см. табл. 2.3.1) указано положение береговых полярных станций, на которых проводились наблюдения за колебаниями уровня моря.

осуществлен как по данным о геологическом строении территорий, так и по приведенным ниже данным «современных» гидрологических наблюдений на полярных станциях (рис. 2.3.1, табл. 2.3.1).

Таблица 2.3.1

Линейный тренд (C см/год) колебаний уровня на станциях арктических морей России и средняя квадратическая ошибка (S_c) его определения (Ашик и др., 2010)

Номер на карте	Станция	C	S_c	Номер на карте	Станция	C	S_c
1	Баренцбург	-0,288	0,035	31	о-в Малый Таймыр	0,275	0,059
2	им. Кренкеля	-0,240	0,071	32	о-в Андрея	0,372	0,070
3	Русская Гавань	-0,061	0,060	33	о-в Преображения	0,122	0,071
4	Малые Кармакулы	0,206	0,074	34	Мыс Косистый	-0,713	0,088
5	Мурманск	0,361	0,054	35	Анабар	-0,910	0,334
6	Мыс Белый Нос	0,166	0,197	36	Мыс Терпай-Тумса	0,269	0,069
7	Мыс Желания	-0,031	0,077	37	Усть-Оленёк	-0,046	0,105
8	Мыс Болванский Нос	0,296	0,061	38	о-в Дунай	0,260	0,049
9	Югорский Шар	0,063	0,057	39	Тикси	0,162	0,041
10	Амдерма	0,419	0,044	40	о-в Муостах	0,305	0,078
11	Усть-Кара	0,170	0,033	41	Мыс Святой Нос	0,206	0,102
12	Моржовая	0,065	0,102	42	Мыс Кигилях	0,051	0,044
13	Тадебяха	-0,292	0,128	43	пр. Санникова	0,148	0,051
14	Се-Яха	-0,297	0,147	44	о-в Котельный	0,503	0,058
15	Антипаюта	-0,639	0,266	45	о-в Жохова	0,206	0,078
16	Сопочная Карга	0,260	0,065	46	Земля Бунге	0,263	0,080
17	Диксон	0,216	0,080	47	Мыс Шалаурова	0,058	0,052
18	о-ва Известий ЦИК	0,005	0,042	48	о-в Четырехстолбовой	0,141	0,089
19	о-в Уединения	0,098	0,069	49	Амбарчик	0,320	0,079
20	о-в Визе	0,037	0,038	50	Рау-Чуа	0,021	0,063
21	о-в Голомяный	0,078	0,042	51	о-в Айон	0,056	0,067
22	о-ва Краснофлотские	0,256	0,066	52	Певек	0,281	0,050
23	о-в Исаченко	0,369	0,075	53	Мыс Валькаркай	0,324	0,101

Номер на карте	Станция	C	S _c	Номер на карте	Станция	C	S _c
24	Мыс Стерлегова	0,073	0,076	54	Мыс Биллингса	0,179	0,079
25	о-в Правды	0,297	0,088	55	о-в Врангеля	0,260	0,048
26	о-в Русский	-0,052	0,111	56	Мыс Шмидта	0,189	0,063
27	о-в Гейберга	0,262	0,063	57	Ванкарем	0,301	0,050
28	Мыс Челюскина	0,274	0,054	58	о-в Колочин	0,270	0,071
29	Бухта Солнечная	0,457	0,065	59	Неттен	0,221	0,058
30	Мыс Песчаный	0,417	0,097	60	о-в Ратманова	0,022	0,105
	Среднее					0,118	0,080

По данным 60 станций, где проводились наблюдения за уровнем моря, картина его современной динамики выглядит достаточно просто с небольшими осложнениями. Например, в регионе, поверхность которого в соответствии с геотектонической обстановкой должна продолжать опускаться, а уровень моря — повышаться (Обская губа), происходит обратный процесс: здесь наблюдаются наибольшие понижения уровня моря по сравнению со всей российской Арктикой. Из данных геоморфологических наблюдений ясно, что во многих районах побережья уровень ведет себя гораздо сложнее, нежели указано на карте в соответствии с данными уровенных станций. Например, Мурманское побережье Кольского полуострова или остров Малый Ляховский в море Лаптевых активно поднимаются, но данных уровенных наблюдений на станциях не хватает, чтобы оценить сложность этого процесса.

Баренцево море

Берега Баренцева моря от мыса Нордкап на о-ва Метерей и далее на восток представлены сильно изрезанной береговой линией, выработанной в гранитоидах. Крупные, на десятки километров проникающие в сторону суши фиорды (Порсангер-фиорд, Лаксе-фиорд, Тана-фиорд) и более мелкие фиорды, ответвляющиеся от основных, заложены по разломам земной коры в низкогорной местности. Берега иногда представлены узким пляжем с большим количеством крупнообломочного материала (валунов и глыб), буквально обваливающихся со склонов гор высотой до 300 м. Большой же частью аккумулятивный пляж отсутствует, и крутые клифы непосредственно контактируют с морскими волнами.

Крутизна склонов, хотя и в медленно разрушающихся изверженных породах, поддерживается постоянным действием физического выветривания, абразии и обваливания. Только в кутовых частях фиордов склоны менее круты и появляются очень мелкие аккумулятивные формы на побережье (пляжи) в маленьких бухтах или в устьях стекающих с гор рек. Дороги здесь прокладываются прямо по склонам гор или по низким абразионным террасам, иногда с вынужденным сооружением туннелей как через горы, так и под дном фиордов.

Несмотря на довольно крутые склоны, повсюду выделяются абразионные террасы (низкие, до 10 м). На островах и полуостровах некоторые короткие долины, открывающиеся в море, представляют собой бывшие кары — формы, выработанные нивационными процессами (морозное выветривание пород в результате залегания снежников, границы которых быстро изменяются на склоне; на этих границах происходит активное разрушение пород благодаря переходу температуры воздуха через ноль несколько раз в сутки из-за очень резкой границы — так называемой черно-

белой линии) в то время, когда в них лежали ледники. В целом это скалистый берег низких гор, но с большим числом фиордов.

Береговая линия Кольского полуострова в целом имеет линейное северо-западное простираие, определенное тектоническим разломом Карпинского. Коэффициент извилистости изменяется от 1 км/км (абсолютно прямой берег) до 3,3 км/км там, где имеют место заливы (Мотовский, Кольский Святоносский и др.), которые также определяются разрывными тектоническими нарушениями. Линия Карпинского разделяет в виде флексуры Баренцевоморскую плиту (область устойчивого опускания) и Балтийский кристаллический щит (область устойчивого поднятия) (Митяев, 2014).

К Баренцеву морю рельеф побережья обрывается почти отвесным уступом высотой 20—40 м, иногда до 100 м. В заливах и устьях рек в депрессиях рельефа наблюдается лестница морских террас высотой от 1 до 100 м, а береговые валы встречаются на высоте до 120 м. Долины рек, впадающих в море, не выработаны и ступенчаты с водопадами и порогами, а их водосборные площади резко сужаются у самого побережья. Эти факты свидетельствуют о недавнем поднятии берегов Кольского полуострова.

Несмотря на прямолинейный характер берегов Кольского полуострова, они изрезаны губами и заливами разного масштаба и морфологии: открытыми широкими заливами, губами (фиардами — затопленными морем долинами), воронкообразными эстуариями, бухтами часто воронкообразной формы (Митяев, 2001). Кроме того, встречаются салмы — узкие проливы между крупными островами или цепочкой островов с высокими склонами (до 100 м), ограниченными сбросами (Люция, 1966). Скорость абразии берегов Мурманского берега Кольского п-ова, сложенных гранитами, по данным проведенных экспериментальных работ составляет 40—70 мкм/год, т. е. миллионные доли метра в год (Митяев, 2014).

Клифы, выработанные в дочетвертичных породах мыса Канин Нос, невысоки (несколько метров). Мелкие маленькие бухточки с вогнутым берегом образованы скалистыми мысами. Постепенно горная гряда Канина полуострова отходит в его глубь, и побережье слагается толщей четвертичных, преимущественно морских отложений, в которых выработываются уступы размыва сначала с запада с большим влиянием термоденудационных процессов. В результате этих процессов при вытаивании небольшого количества подземного льда образуются амфитеатры, в которых насыщенные влагой массы грунта сползают к побережью и обваливаются на берег моря. Там эти массы осадков поглощаются морем, и под влиянием размывающей деятельности моря выработываются крутые уступы размыва с очень неширокими пляжами.

Далее к востоку термоденудационные процессы затухают, и тундра подвержена эрозионному расчленению. Однако, поскольку реки маленькие, большая часть северного берега полуострова имеет довольно прямолинейные очертания. От северного края этой пологой дуги под влиянием процессов вдольберегового перемещения наносов сооружаются аккумулятивные формы — косы или кошки, которые отделяют от моря обширную, но узкую полуоткрытую к морю лагуну. Далее к юго-востоку ровные берега снова представлены уступом размыва и сменяются мелкими фестончатыми бухточкам в том месте, где гряда Канин Камень снова подходит к берегу уже Чёшского залива. Этот залив — наиболее примечательная часть южного побережья Баренцева моря. Его берега низкие с широкими осушками, появляющимися во время отлива. В прошлом Чёшская губа неоднократно сливалась с Мезенским заливом Белого моря, превращая Канин полуостров в остров.

Остров Колгуев, как будто бы вырвавшийся из объятий Чёшского залива, также имеет довольно правильную округлую форму. Все его северные и западные берега представляют собой вертикальный уступ размыва высотой до 20—30 м, сложенный глинистыми и песчаными морскими четвертичными отложениями. Благодаря тому что уровень моря здесь повышается, велика и скорость размыва вертикального уступа: бровка уступа размыва отступает со скоростью до 3 м/год. Берега материка размываются с меньшей скоростью. Западный берег острова низкий, и на побережье, особенно южном и северо-западном, развиты аккумулятивные косы, веера береговых валов, отделяющие от моря мелкие лагуны, осушающиеся большей частью во время отливов. Косы и валы созданы вдольбереговыми потоками наносов, направленными навстречу друг другу — на восток от западных и северных берегов острова.

Тиманский берег от далеко выдающегося в море мыса Святой Нос до мыса Русский Заворот в дельте р. Печоры представляет собой ровное побережье с низкими уступами размыва (скорость размыва 0,4—1,7 м/год (Ogorodov, 2003)) в морских четвертичных отложениях и постоянные песчаные пляжи, переходящие в косы, которые отделяют от моря лагуны в устьях рек. Эти лагуны представляют собой заполняющиеся наносами эстуарии, так же как и устье р. Печоры. Если бы не повышение в настоящее время уровня моря, в результате которого подтапливаются лагуны, устьевые бары проток р. Печоры и мелких рек были бы ближе к морю. Вдольбереговые потоки наносов соорудили вдоль берега береговой бар — Гуляевские Кошки, который отделяет от моря мелководную акваторию Печорского залива.

Такой же аккумулятивный характер берега с песчаными пляжами сохраняется и к северо-востоку до Хайпудырской губы, также залитой в результате современного подъема уровня моря. Интересны острова на выходе из Хайпудырской губы: Долгий, Матвеев и Большой Зеленец. По своей вытянутой форме это кажущиеся аккумулятивные острова. Однако в действительности это узкие останцы размываемой тундры, которые исчезнут в ближайшем будущем. Северный берег Хайпудырской губы представлен уступами размыва в рыхлых четвертичных отложениях, узкими песчаными пляжами и мысами, на которых развиты серии береговых валов — свидетелей совсем недавних колебаний уровня моря.

С севера Баренцево море ограничено ожерельем островов и архипелагов, самый западный из которых — архипелаг Шпицберген. Берега островов Западный Шпицберген, Эдж и Баренца однотипны и представляют собой берега низкогорной страны с горными цепями высотой до 500 м, которые ниспадают к побережью вогнутыми склонами с крутой нижней частью и более пологой верхней из-за структурных особенностей почти горизонтально залегающих осадочных пород. Горные цепи, покрытые оледенением сетчатого типа, перпендикулярно или под углом подходят к берегу, вместе с долинами между ними образуя фиордовые берега с той лишь особенностью, что большинство из них заполнено выводными ледниками, редко достигающими открытого моря. Но все они заканчиваются ледяными стенками, продуцирующими мелкие айсберги. Некоторые ледники заканчиваются на суше и перед собой на побережье имеют моренные амфитеатры. Крайний восточный мыс о-ва Эдж представляет собой обширную лопасть ледника, лежащую на отмели; от нее не могут откалываться айсберги. В юго-западной части пролива Хинлопен отступившие выводные ледники с о-ва Западный Шпицберген образовали обширный моренный комплекс с приледниковым озером в центре, и этот комплекс залегает на

морском мелководье и на побережье. Далее к северу по проливу Хинлопен характер берега сохраняется, но выводные ледники из долин несут много обломочного материала, который окрашивает прибрежные воды в коричневый цвет и способствует наращиванию мелей.

Ледниковый купол Аустфонна создает на отмели ледяное побережье всей южной части о-ва Северо-Восточная Земля. Спокойно и полого подходящие склоны ледникового купола ложатся на мелководье, а на юге и юго-западе периодически выдают ледниковые лопасти, которые не могут далеко продвинуться в море из-за его мелководности и маломощности ледникового купола.

Острова Короля Карла являют собой редкий комплекс древних аккумулятивных береговых линий, которые, причудливо изгибаясь, поднимаются до высоты 125—150 м над современным уровнем моря. В целом берега архипелага Шпицберген очень хорошо террасированы в результате подъема островов и колебаний уровня моря. При этом большинство террас аккумулятивные и содержат много останков морской фауны, по которой проводится датирование береговых линий и восстанавливается история развития побережья.

К востоку от архипелага Шпицберген северная граница Баренцева моря проходит по островам Белому и Виктория. Эти острова представляют собой ледниковые купола, залегающие на низких берегах, от которых в настоящее время остались лишь узкие полоски суши в виде размываемых морем мысов. Сами ледниковые шапки, лежащие на мелководье, не показывают значительного сокращения площади.

Земля Франца-Иосифа — компактная группа из 191 острова, лежащая в зоне, ограниченной $79^{\circ}46'$ и $81^{\circ}52'$ с.ш., $44^{\circ}52'$ и $65^{\circ}25'$ в.д. (Глазовский и др., 1996). Протяженность архипелага с запада на восток составляет 375 км, с юга на север — 234 км. Суммарная площадь островов 16 133,9 км²; 85,1 % их площади занимают ледники. Архипелаг, являющийся самой северной сушей России, расположен на северной окраине материкового шельфа Европы, на расстоянии 900 км от Северного полюса, 1200 км от Кольского п-ова, 260 км от Шпицбергена и 360 км от Новой Земли.

Британским каналом и Австрийским проливом Земля Франца-Иосифа делится на три крупные группы островов: Западную, Центральную и Восточную. Пролив Северо-Восточный отделяет от Восточной группы группу островов Белая Земля.

Число островов, равное 191, принято в соответствии с подсчетами, выполненными для Каталога ледников (1965). В действительности, если принимать во внимания отдельные скалы и отмели, число островов будет больше. Кроме того, флуктуации ледников даже в последние десятилетия могут приводить к увеличению или сокращению числа островов.

подавляющее большинство островов имеет незначительные размеры: 135 островов (71 % их общего числа) занимают 64,3 км², что составляет лишь 0,4 % площади архипелага. Крупные острова очень немногочисленны. Только четыре острова имеют площадь, превосходящую 1000 км² (Земля Георга, Земля Вильчека, Грэм-Белл и Земля Александры), и пять островов — от 500 до 1000 км² (Галля, Солсбери, Мак-Клинтока, Джексона и Гукера). Большинство островов относится к Западной и Восточной группам. Основная масса мелких и средних островов принадлежит к Центральной группе (Гросвальд, 1973).

Длина береговой линии благодаря значительному горизонтальному расчленению суши составляет 4459 км. Длина ледяных берегов составляет 2654,6 км, или

59,5 % береговой линии, т. е. на 1 км берега приходится 5,2 км² площади ледников (Каталог ледников, 1965).

Береговая зона островов характеризуется наличием ледяных берегов и берегов, сложенных коренными и четвертичными обломочными отложениями. Для восточных островов с рыхлыми отложениями характерны пологие, слабо извилистые берега. Только там, где к морю выходят отпрепарированные интрузии, плавные очертания берегов нарушаются скалистыми грядами, такими как, например, на мысе Тегетгоф (о-в Галля) и мысе Ганза (о-в Земля Вильчека).

В переходной геоморфологической зоне центральной части архипелага с рельефом столовых гор и максимальным размахом колебаний высоты широко распространены фиорды. Склоны берегов крутые, высокие и ступенчатые. Дно проливов и заливов сильно переуглублено относительно основных пространств шельфа. Продольные профили подводных долин характеризуются наличием замкнутых котловин и порогов, что свидетельствует о высокой неотектонической активности движений земной коры.

Для периферии сводового поднятия — северной, западной и южной окраин архипелага — также характерны фиордовые берега, но в пределах невысокой суши.

Практически для всех островов архипелага, даже почти полностью перекрытых ледниками, характерны морские террасы, занимающие обширные площади на островах Земля Александры, Земля Георга, Грэм-Белл, или выступающие небольшими мысами из-под ледников на островах Ева-Лив и Виктория. Террасы сложены рыхлыми морскими отложениями, часто льдистыми, или коренными породами. Все исследователи единодушны относительно наличия морских террас до высоты 35 м. На их поверхности встречается окатанный материал, плавник, кости китов, фауна моллюсков. Для террас характерно развитие береговых валов и озер лагунного происхождения. У мыса Данди на о-ве Гукера насчитывается до 50 береговых валов, высота которых с удалением от моря возрастает до 35 м. На восточных островах с преобладанием мелкозема на поверхности валы менее четкие и высокие.

Более высокие террасы, распространенные до высоты 300 м, являются абразионными и на своей поверхности редко имеют чехол рыхлых отложений. Поскольку возраст террас одного и того же уровня на разных островах различается, их нельзя сгруппировать по высоте. Значительный разброс возраста террас одной высоты, вероятнее всего, обусловлен блоковым характером современных и неотектонических движений земной коры в районе архипелага (Большаянов и др., 2009).

Восточные берега Баренцева моря принадлежат крупнейшему архипелагу российской Арктики — островам Новой Земли площадью 83 000 км². Архипелаг состоит из двух крупных островов — Северного (площадь 48 904 км²) и Южного (33 275 км²), и протягивается низкогорьями с севера на юг на 930 км (Новая Земля, 2009). Береговая линия архипелага сильно расчленена достаточно далеко вдающимися в острова фиордами, заложенными по линиям разрывных тектонических нарушений земной коры. Южный остров характеризуется наиболее сложной береговой линией, представленной фиордами — глубоко врезанными в сушу мелководными заливами с большим числом островов в окружении низкогорий. Здесь широко распространены срендфлеты (прибрежные равнины высотой до 100 м, ограниченные абразионными уступами — свидетелями более высокого стояния уровня моря в прошлом). На Северном острове преобладают фиорды — глубокие заливы более простой

воронкообразной формы с меньшим числом островов. В кутовых частях заливов обычны пляжи, сложенные крупнообломочным материалом с рядом террас и береговых валов. В фиордах, в которые впадают реки, больше обломочного материала для создания береговых аккумулятивных форм, например устьевых баров.

Мысы, ограничивающие заливы по сторонам, обычно представляют собой клифы высотой от нескольких метров до 20 м. Абразионные клифы в бухтах чаще не современные, а находятся на некотором удалении от уреза воды, что также свидетельствует о колебаниях уровня моря в прошлом. Повсюду на побережье развиты морские террасы, в основном абразионные с тонким чехлом четвертичных отложений или без него. Высота абразионных террас достигает 200 м, и на их поверхности есть единичные находки хорошо окатанной гальки, что вместе с формой (пологая площадка) позволяет считать их морскими террасами. Более четко подтвержденные морские аккумулятивные террасы, в которых найдены остатки морской фауны, распространены лишь до высоты 35 м (Бадюков, 2009). По другим данным охарактеризованные морской фауной морские террасы распространяются на Новой Земле до высоты 60 м и даже 90 м, например, на склонах залива Русская Гавань (Большаинов и др., 2006). Ровные берега с отмершим клифом и пляжем характерны для побережья полуострова Гусиная Земля (Бадюков, 2009). Ледяные берега представлены отвесными уступами выводных ледников, от которых откалываются айсберги в кутовых частях заливов по западному побережью Северного острова.

Карское море

Юго-западные берега Карского моря представляют собой громадную дугу, обращенную выпуклой стороной на запад в соответствии с простиранием пермских, каменноугольных, девонских и ордовикских осадочных пород о-ва Вайгач, Южного и Северного островов архипелага Новая Земля. Берег о-ва Вайгач довольно ровный, без глубоких бухт и заливов, представлен невысоким клифом (высотой до 10 м). Лишь самая северная оконечность острова — мыс Большой Болванский Нос — представлен скалистыми каменными останцами, соединенными косами и пересыпями, внутри которых располагаются открытые и закрытые лагуны; устье реки подтоплено в результате подъема уровня моря. Широкие пляжи в районе мыса являются свидетельством подъема уровня моря в позднем голоцене. На самом острове вдали от моря располагаются длинные гряды высотой до 25 м, простирающиеся перпендикулярно простираению дочетвертичных пород. Они называются вайгачскими лангачеда и сложены песчаными осадками, содержат фауну морских моллюсков и являются эрозийными останцами почти снесенного с острова покрова морских отложений. Раковины морских моллюсков встречаются на острове до максимальной его высоты — 165 м (Тараканов, 1973).

Карское побережье Южного острова Новой Земли, довольно ровное в плане, представлено невысокими клифами, выработанными в пермских осадочных породах. Первая к северу заметная бухта — устье реки Абросимова — подтоплена в результате подъема уровня моря. К северу берег становится все более изрезанным небольшими бухточками, имеющими форму полумесяца из-за выступающих в море мысов. Однако пляжей в них практически нет. Аккумулятивные формы есть в устьях рек, выносящих материал на берег моря. Таково устье реки Лиственничной, также подтопленное и перекрытое косой с пляжами эстуария. Далее к северу характер побережья меняется с появлением первых фиордов (заливы Литке, Шуберта, Книпо-

вича). Трогообразный характер этих долин явно свидетельствует о былых ледниках, которые спускались по ним к морю.

Далее к северу от пролива Маточкин Шар восточное побережье Северного острова все более изрезано глубокими фиордами, прорезающими горы высотой до 250 м в устьевых частях фиордов. Протяженность фиордов достигает 30 км (заливы Цивольки, Медвежий), а в их кутовых частях выводные ледники спускаются в море и образуют ледниковые уступы. К северу на острове интенсивность и мощность оледенения возрастает, а вместе с ним ледниковые языки все ближе подходят по фиордам к береговой линии острова, а сами ледниковые обрывы становятся значительно шире — до 15 км у выводного ледника Мощный. У таких ледников обычны накопления боковой морены, которые своими валами по склонам долин значительно изменяют ландшафт прибрежной зоны. Потоками талых ледниковых вод из долин выносятся много обломочного материала, который откладывается в фиордах и в некоторых случаях пересиливает затопление фиордов при подъеме уровня моря, образуя обширные конусы выноса, например, в одном из ответвлений залива Ога.

Севернее залива Благополучия характер побережья вновь меняется. Фиорды, заполненные ледниками, становятся короче, ледник убывает по мощности и, видимо, меняется режим колебаний уровня моря. Примерно от залива Благополучия к северу в бухтах появляются довольно широкие пляжи. Они все более четко выражены в северной части острова, где фиордов нет. В кутовых частях неглубоко вдающихся в берег бухт наблюдаются пляжи высотой до 10—15 м. Их позднеголоценовый возраст доказывается размывом песчано-галечных накоплений современными потоками рек, например, в районе мыса Миддендорфа или в заливе Ледяная Гавань. Такие же неглубоко врезанные в берег бухты характерны для северной оконечности Новой Земли. Здесь, на мысе Желания, в результате позднеголоценовой трансгрессии моря образованы широкие пляжи высотой до 10—15 м с отшнурованными от моря лагунами.

Восточная часть Карского моря мелководнее западной, отчего там достаточно много островов, в ядре которых вскрываются более древние отложения (мелового периода), окруженные четвертичными и современными морскими осадками. Последние в результате размыва и вдольбереговых потоков наносов образуют обширные аккумулятивные формы — косы, пересыпи. Наиболее характерны в этом смысле о-в Большой из архипелага островов Арктического института и остров Тройной из архипелага островов Известий ЦИК, четыре острова которого, сложенные кембрийскими породами, соединены в один остров песчаными пересыпями.

Тектонический режим играет большую роль в строении островов и берегов Карского моря. Так, восточный мыс о-ва Кирова из одноименного архипелага островов находится на пересечении практически под прямым углом береговых линий, которые являются линеаментами — указателями разломного происхождения этих берегов. Многие острова, и в частности Сложный и Северный из архипелага островов Сергея Кирова, являются полностью аккумулятивными — выведенными на поверхность тектоническими движениями.

Два из низких островов на севере Карского моря — Ушакова и Шмидта — практически полностью покрыты ледниковыми куполами. В связи с сокращением площади ледяного покрова в арктических морях сокращается и время стояния припая у побережий, из-за чего штормовые волны могут чаще воздействовать на

берега, в частности на ледяные барьеры островов Ушакова и Шмидта. Их площадь незначительно сокращается, но не катастрофически, так как эти небольшие ледниковые купола имеют область питания и убыль льда с отколом барьеров все же компенсируется, хоть и не полностью, притоком к берегам новых масс льда из центра ледниковых куполов. Еще недавно, в XVII — XIX веках — в течение Малого ледникового периода на этих широтах Карского моря — ледниковым куполом был занят и о-в Визе, наиболее беднейшие ландшафты которого до сих пор поражают прибывающих на его берега исследователей.

Характер западного побережья архипелага Северная Земля определяется тектоническим строением земной коры, разделенной разломами на блоки, по которым заложены проливы Юный, Красной Армии, Шокальского, разделяющие крупнейшие острова архипелага. Берега о-ва Комсомолец на большом протяжении являются ледяными. Здесь ледник Академии Наук спускается к морю или заполняет выводными языками фиорды. Эти ледники в настоящее время малоактивны и залегают на мелководье, что препятствует образованию айсбергов. Но в будущем подвижки западных ледниковых языков ледникового купола Академии Наук вероятны. Такое явление быстрого выдвигания ледниковой лопасти происходит в настоящее время из ледникового купола Вавилова на о-ве Октябрьской Революции. Ледник накапливал массу в течение десятков лет (Большаинов и др., 2016) и катастрофически выдвинулся в море на 12 км в период 2014—2017 гг. (Бушуева и др., 2018).

Сильная изрезанность берегов и наличие многочисленных островов, особенно в западной части архипелага, создают сложный в плане берег, который в профиле представлен невысокими клифами, сложенными коренными породами и лишь изредка четвертичными отложениями (полуострова Жилой, Парижской Коммуны). Прямой тектонический берег пролива Шокальского на о-ве Большевик воздымается уступами высотой от нескольких метров на юге о-ва Большевик до 250—300 м на севере острова. Берег пролива Шокальского со стороны о-ва Октябрьской Революции представлен также крутыми уступами верхней поверхности выравнивания и барьером ледниковых куполов Университетского и Карпинского, которые перекрывают фиорды Марата и Матусевича. Ледниковые языки с ледников заканчиваются на суше, и коренные породы подвержены разрушающему действию волн лишь два-три месяца в году. Остальное время пролив скован льдом.

Южный берег Карского моря по типу берегов, зависящему от геологического строения, разделяется на две части — западную, сложенную в основном рыхлыми четвертичными отложениями, и восточную — таймырскую, сложенную дочетвертичными образованиями часто изверженного состава.

Строение северного побережья Югорского полуострова к югу от мыса Тонкого определяется дочетвертичными образованиями хребта Пай-Хой, и берег представлен подковообразными бухтами с узкими мысами и неширокими каменистыми пляжами в кутовых частях бухт. Далее от пос. Амдерма на 300 км протянулись песчаные пляжи под невысоким абразионным уступом. Изредка в уступах размыва выходят сильно льдистые четвертичные отложения и залежи пластовых льдов, как, например, в урочище Шпиндлера. В целом прямой берег Байдарацкой губы определяется тектонической структурой и геологическим строением. В устье р. Кары и южнее развиты аккумулятивные песчаные косы, отделяющие от моря эстуарий реки и лагуну Торасавэй.

Облик северо-восточного побережья Байдарацкой губы определяется льдистыми четвертичными морскими отложениями, слагающими п-ов Ямал. Невысокие уступы размыва и песчаный пляж — характерный профиль западного побережья полуострова. Берега в силу своей льдистости размываются со скоростью 1,5—2,0 м в год (Cherkashov et al., 2002; Kamalov, 2003). Более интенсивный размыв берегов сдерживается тем, что в течение большей части года они закрыты ледовым припаем. Западная оконечность п-ова Ямал образована выступом аккумулятивных кос (Шараповы Кошки), закрывающих от моря залив Шарапов Шар. Остров Белый, сложенный морскими отложениями, по береговой линии представлен низкими уступами размыва и узкими пляжами. В северо-западной, южной и северо-восточной его частях косами отгорожены обширные лагуны, осушающиеся во время отливов.

Неповторимость южной части Карского моря обусловлена тем, что здесь находятся одни из самых протяженных в мире эстуариев — Обская губа, вдающаяся в глубь суши на юг на 800 км, Гыданская губа и Енисейский залив. Колебания уровня моря векового масштаба определяют положение дельты р. Оби, которая при повышении уровня моря мигрировала на сотни километров вверх по длине Оби, а при его понижении смещалась на сотни километров на север. В настоящее время дельта расположена в широтном изгибе устья реки; она является очень молодой — ее возраст составляет порядка 2000 лет (Макеев и др., 1988). Она сформировалась на своем месте в результате повышения уровня моря. Свидетельства пониженного по сравнению с современным уровнем моря в затопленной дельте Оби обнаруживаются в виде мелководий в северной части губы южнее мыса Ханарасалья. Берега Обской губы представляют собой уступы размыва высотой от нескольких метров до 20 м, сложенные морскими четвертичными осадками, с неширокими пляжами и широкими осушками, сложенными алеврито-песчаным материалом (Баранская и др., 2013).

Устья небольших рек, впадающих в Обскую губу, в основном не подтоплены; некоторые из них образуют конусы выноса или дельты, что свидетельствует о понижении уровня моря. Этот вывод подтверждается инструментальными наблюдениями за уровнем моря. Эти данные вступают в противоречие с принятой тектонической концепцией, предписывающей Западно-Сибирской низменности длительное унаследованное от предшествовавших геологических периодов погружение в целом, что должно вызывать повышение уровня моря. Однако в последние десятилетия в Обской губе он заметно понижается (см. рис. 2.3.1 и табл. 2.3.1).

Напротив, в эстуариях Гыданской губы и Енисейского залива уровень моря повышается. В Енисейском заливе западный и восточный берега значительно различаются высотой и строением. На западном берегу высота уступов размыва достигает лишь 10 м, а на восточном сильно льдистые толщи рыхлых осадков подвержены термоэрозии и термоденудации, благодаря чему в районе бровки уступа размыва формируются широкие термоденудационные амфитеатры, цирки, по которым насыщенная водой масса оттаявших летом грунтов сползает к урезу воды. В результате берег представлен «зубцами» ненарушенных пока пород, между которыми сформировались V-образные термоденудационные долинки. Высота уступа терморазмыва может достигать 40 м.

На выходе из Енисейского залива между Гыданским полуостровом и островом Оленьим, а также в округлой Юряцкой губе развиты ватты — осушающиеся на большой площади пространства топких алевритовых отложений с развивающейся на них пионерной растительностью. Остров Сибирякова, «запирающий» Енисейский

залив с севера, сложен морскими четвертичными отложениями. Он имеет треугольную в плане форму, сглаживаемую на мысах обширными косами. Его берега — это низкие уступы терморазмыва с узкими песчаными пляжами.

Строение восточного, таймырского побережья Енисейского залива определяется подходом к морю с востока низких гряд гор Бырранга, которые придают побережью бухтовый характер, с заливами подковообразной формы, острыми мысами сложной формы. Северный же берег западной части п-ова Таймыр, который также контролируется грядами гор Бырранга, ровный, так как соответствует западному простиранию геологических структур. От Диксона до Пясинского залива он представлен низкими абразионными уступами с узкими пляжами. Пясинский залив и устье р. Пясины — область современного повышения уровня моря (см. рис. 2.3.1 и табл. 2.3.1). Скорость размыва берегов Пясинского залива, сложенных рыхлыми и мерзлыми отложениями, достигает 1,5 м/год (Medkova, 2003). Активный рост внешней дельты р. Пясины с выдвиганием в залив кос и островов связан с выносом рекой большого количества взвешенного материала и перераспределением его вдольбереговыми течениями в устье р. Пясины.

К северу от Пясинского залива береговая зона представлена типично шхерным берегом, который и называется шхерами Минина. Это скопление большого количества низких островов, сложенных гранитоидами, с глубоко вдающимися в сушу узкими заливами, такими, как, например, фиард реки Хутудабига. Гранитные острова имеют абразионные террасы и даже песчано-галечные береговые валы позднеплейстоценового возраста, расположенные на высоте от 10 до 25 м (о-в Круглый, п-ов Михайлова). Между п-овом Михайлова и архипелагом Норденшельда на северо-восток протянулся берег с довольно глубокими воронкообразными заливами, заполняемыми наносами, но подтопленными со стороны моря эстуариями рек Ленивой и Каменной. Залив Норденшельда и массив суши, выступающий от него к северу, относятся к фиардовому типу берега. Острова архипелага Норденшельда с берегом являются типичными шхерами, так же как и шхеры Минина.

Таймырский залив — это мелководная акватория эстуария реки, заполняемая наносами и подтапливаемая со стороны моря, к тому же в условиях понижения уровня моря (см. рис. 2.3.1 и табл. 2.3.1). Далее к северу от Таймырского залива есть участок побережья п-ова Оскара и залива Толля, сложенный рыхлыми и мерзлыми аллювиально-морскими и морскими четвертичными отложениями. Округлый залив Толля принимает в себя воды р. Ленинградской, которая в устье представлена типичным эстуарием — Гафнер-фиордом. Название этой формы рельефа не совсем точно отображает рельефные особенности этой местности. Узкий подтопляемый со стороны моря залив окружен холмами высотой до 100 м, отчего он должен был бы называться фиардом, а не фиордом. Далее к северу довольно ровный берег также сложен рыхлыми четвертичными отложениями вплоть до устья р. Серебрянки в бухте Оскара, от которого очертания берега вновь контролируются дочетвертичными породами с образованием подковообразных бухт и острых мысов, пляжами-пересыпями и лагунами в кутовых частях бухт.

Море Лаптевых

Берега моря Лаптевых с запада начинаются отмелью с залегающей на ней шапкой ледника Арктического — северной оконечности архипелага Северная Земля. Этот ледник довольно низкий (78 м над уровнем моря), но находится в стабильном

состоянии, айсбергов не образует из-за мелководности акватории. Все северо-восточное побережье о-ва Комсомолец мелководно из-за того, что текущие в трапециевидных долинах реки, несут большое количество песка к морю, а на побережье он перераспределяется вдольбереговыми течениями.

Южную половину о-ва Комсомолец со стороны моря Лаптевых образуют отвесные ледяные берега с выводными ледниками, которые интенсивно вытекают из ледникового купола Академии Наук и дают большое количество айсбергов. Также крутые ледниковые стенки с откалывающимися айсбергами характерны и для южного края ледника Академии Наук, ниспадающего в пролив Красной Армии с образованием большого количества айсбергов. Ледник Русанова, лежащий уже на севере о-ва Октябрьской Революции, не дает айсбергов в пролив Красной Армии, так как его выводные ледники заканчиваются на суше или морском мелководье. Зато выводные языки, обращенные на юг, к фиорду Матусевича, питают единственный на Северной Земле шельфовый ледник Матусевича, который значительно сократился в последнее время, особенно в 2011—2012 гг. Более мощный ледник Карпинского полностью лежит на суше и его выводные ледники заканчиваются выразительными лопастями, не достигающими моря. Берег восточной части о-ва Октябрьской Революции скалистый, с несколькими островами, также сложенными дочетвертичными породами, устойчивыми к абразии. Ледники Карпинского и Университетский в целом создают ледяной барьер, тянущийся по всему восточному побережью о-ва Октябрьской Революции. Лишь фиорд Марата незаметно разделяет эти ледники и создает ложбину между ними, заполненную льдом. Здесь в отличие от фиорда Матусевича ледники плотно заняли ложбину рельефа и создали приледниковое озеро Фиордовое, лежащее с их западной стороны.

Несомненно, что в прошлом, в течение Малого ледникового периода, который имел место на Северной Земле в период 1600—1930 гг., фиорд Матусевича также был занят выводными ледниками, перегораживавшими долину и образывавшими приледниковое озеро в бухте Красной. Глубоководный пролив Шокальского шириной до 50 км ограничен скалистыми берегами островов Октябрьской Революции и Большевик. Берега последнего со стороны моря Лаптевых имеют шхерный тип с глубоко вдающимися в сушу заливами, особенно заливом Ахматова. Как проливы, так и заливы архипелага заложены по разломам земной коры. Для побережья о-ва Большевик характерны абразионные морские террасы высотой до 100 м с особенно хорошо выраженной 40-метровой террасой и ограничивающим побережье древним денудационно-тектоническим уступом высотой 200—300 м, отделяющим побережье от верхней поверхности выравнивания. Такой характер побережья с пологими морскими террасами и высоким уступом в их тыловой части иногда называется стрэндфлетом. Остров Большевик — наиболее типичный пример такого характера рельефа в море Лаптевых.

Пролив Вилькицкого со стороны моря Лаптевых перегораживают невысокие (до 30 м) острова Старокадомского и Малый Таймыр. Первый из них имеет ядро из дочетвертичных образований, второй полностью сложен рыхлыми плейстоценовыми и, возможно, неогеновыми осадками. Оба острова расположены на мелководье, и их берега в основном представлены невысокими уступами размыва с обширными приливными осушками перед ними. Южный берег о-ва Малый Таймыр интенсивно отступает (Романенко и др., 2020) в связи с возросшей продолжительностью безледного периода и повышением уровня моря.

Северо-восточная часть полуострова Таймыр через пролив Вилькицкого представлена скальными берегами с абразионными уступами в дочетвертичных породах, обнажающихся здесь в соответствии с тектоническим и геологическим строением выполаживающихся, то есть характеризующихся снижением крутизны склонов, гряд гор Бырранга. Многочисленные бухты и острова со стороны моря создают довольно изрезанный берег. Два значительных залива — Терезы Клавенес и Фаддея — далеко вдаются в глубь полуострова. На берегах и дне первого из них скважинами геологов вскрыты мощные залежи пластового льда, прикрытые лишь тонким чехлом рыхлых отложений. Это первые залежи подземного льда на западной побережье моря Лаптевых. Они, вероятно, представляют собой остатки пассивных ледниковых тел, погребенные четвертичными отложениями (Большаинов, 2006). Весь северо-восток Таймыра террасирован, морские террасы часто с рыхлым чехлом морских отложений прослеживаются до высоты 100 м, а по долинам заходят в горы Бырранга до высоты 200 м.

От залива Фаддея до залива Марии Прончищевой береговая линия изрезана многочисленными бухтами и островами (Андрея, Петра). Между мысами и островами обычны длинные косы и пересыпи, свидетельствующие об активном вдольбереговом переносе наносов. Бухта Марии Прончищевой представляет собой сложную долину тектонического происхождения, заполненную морскими водами.

Далее к югу по направлению к Хатангскому заливу берег представляет собой уступ размыва или абразионный уступ с нешироким пляжем, редкими эстуариями небольших рек, перегороженными пересыпями. Там, где гряды подходят к берегу, образуются высокие и крутые абразионные уступы высотой до 35—40 м, как, например, на мысе Цветкова. Северо-восточные берега полуострова Таймыр испытывают поднятие уровня моря, что выражается в затоплении нижних частей долин рек и образовании эстуариев.

В юго-западной части моря Лаптевых расположен уникальный эстуарий, или Хатангский залив, отгороженный от моря о-вом Большой Бегичев и п-овом Хара-Тумус. На том и другом есть выходы дочетвертичных пород, современные, голоценовые и плейстоценовые морские отложения, а также отложения ледового комплекса пород, которые в берегах представляют собой уступы терморазмыва, активно разрушающиеся и отступающие в тех точках, где морская вода в результате штормовой деятельности может прямо воздействовать на сильно льдистые породы ледового комплекса. Юго-восточное побережье Хатангского залива на значительном протяжении сложено породами ледового комплекса пород, а значит, представлено уступами терморазмыва. Ледовый комплекс пород (ЛК) — это сильно льдистая толща осадков, откладывавшаяся в период 50—17 тысяч лет тому назад в опресненном бассейне и одновременно промерзавшая из-за его мелководности в холодный период года с образованием мощных полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) (Большаинов и др., 2013).

Воронкообразно расширяющийся Хатангский залив вместе с долиной реки Хатанги и реки Хеты в нижнем течении — это геоморфологическое выражение активного разлома земной коры, трансформного по отношению к срединно-океаническому хребту Гаккеля. Он разделяет побережье и само море Лаптевых на две части, в которых режим тектонических движений существенно различный. Так, на побережье п-ова Таймыр — к северу от разлома — морские террасы развиты до высоты около 200 м. А на южном побережье моря Лаптевых морские террасы того

же позднеплейстоценового возраста имеют высоту до 40 м. Восточнее разлома Хатангского залива есть участки воздымающегося дна и суши, а также участки их погружения. Неудивительно, что и в настоящее время в море Лаптевых происходит разрушение одних островов и формирование других. В самом Хатангском заливе уровень моря понижается, как и в Оленёкском заливе, а на основной акватории моря Лаптевых он повышается. Для динамики береговой зоны Хатангского залива определяющим является вдольбереговой поток наносов, который направлен в основном в южном направлении. Терморазрыв берегов преобладает в северной части залива, где он в среднем составляет 1,8 м/год (Medkova, 1999; Медкова, 2007).

В настоящее время на акватории моря Лаптевых между Хатангским заливом и дельтой реки Лены есть песчаные острова, едва возвышающиеся над морем (о-в Песчаный, о-в Осушной) и многочисленные песчаные банки на месте прежде существовавших островов, которые в зимнее время обычно заняты стамухами.

Побережье от Анабарского залива до Оленёкского залива представлено уступами размыта ледового комплекса пород (ЛК) и морских голоценовых террас. В результате повышения уровня моря и сильной льдистости берегов берег интенсивно разрушается и большое количество обломочного материала выносится в море, где и откладывается на подводном береговом склоне, отчего он очень мелководен. На расстоянии около 12—15 км от берега глубина акватории составляет до 10 м. Уступ размыта ЛК достигает высоты 20—30 м.

Оленёкский залив вместе с устьем р. Оленёк испытывает процесс понижения уровня моря, отчего останец ЛК в дельте р. Оленёк о-в Джангылах лишен уступов размыта и не разрушается без контактов с разрушающим действием речной и морской воды. Конус выноса Оленёкской протоки дельты р. Лены активно наращивается в сторону Оленёкского залива.

Дельта Лены громадным конусом выноса выступает в море Лаптевых на 190 км и протягивается с запада на восток вдоль берега на 250 км, образуя самую крупную в Арктике дельту площадью 29 630 км². Ее кажущееся лопастное строение типичной дельты выдвигания обманчиво. Она развивалась как множество эстуариев, зажатых останцами ЛК и песчаным массивом о-ва Арга-Муора-Сисе в северо-западной стороне. Этот остров, сложенный морскими песками, является результатом тектонического подъема морского дна до современных высот в 30 м (Большаянов и др., 2013). Его западные берега размываются со скоростью до 0,8 м/год (Grigoriev et al., 2002, 2004).

Массивы ЛК, образовавшись 50—17 тыс. лет тому назад, в последующем постоянно размывались водами реки и морских трансгрессий. А сток реки мигрировал с северо-запада на юго-восток благодаря перекосу земной поверхности. Разлом земной коры, по которому река выработала главное русло, разделяет дельту на западную и восточную часть. На западе земная кора воздымается, на востоке опускается, отчего речной сток смещался с запада на восток в течение последних 8000 лет, когда образовались острова дельты (Большаянов и др., 2019). В настоящее время сток сконцентрировался в крайних восточных и юго-восточных протоках, а западные и центральные рукава дельты отмирают, и на западе дельты, в Оленёкском заливе, уровень моря понижается, а на востоке повышается. Благодаря этому Быковская протока является эстуарием и самым молодым рукавом дельты, который образовался около 1500 лет назад после разрушения барьера из пород ЛК, протянувшегося от острова Муостах через Быковский полуостров еще к северо-западу.

Острова и мели, образовавшиеся в результате разрушения ЛК вокруг дельты, исчезли, оставив как будто бы единую дельту выдвижения. Надводная ее часть лежит на пьедестале распространяющейся в море на 25 км от береговой черты подводной авандельты, где глубина составляет 6—7 м, а далее глубина резко возрастает — от 13 до 22 м. Направление берегов также контролируется разломами земной коры. Их здесь множество, что подтверждается полосой частых землетрясений вдоль восточного края дельты. Ведь здесь рифтовая долина подводного хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана имеет продолжение на сушу. По этой же причине западное побережье бухты Буор-Хая представлено скалистыми абразионными уступами и бухтами отрогов Хараулахского хребта со следами современных движений блоков земной коры в виде сбросов (переуглубленные и отшнурованные от моря косами-пересыпями лагуны).

Напротив, восточный берег залива Буор-Хая представлен уступами размыва ЛК высотой до 40 м. Полуостров с мысом Буор-Хая оканчивается загнутой на юг косой, которая составляет западную оконечность мелководного Янского залива. А его восточное замыкание приходится на мыс Святой Нос, который сложен дочетвертичными породами и возвышается над морем почти на 400 м. Это единственная высокая точка побережья Янского залива. Дельта р. Яны образована низкими островами среди мелких извилистых протоков, во время приливов превращающихся в широкие эстуарии. Мелководность залива такова, что при отливе обнажаются обширные мели, например, вокруг островов Макар и Шелонских протяженностью несколько десятков километров.

Побережье Янского залива является типично ваттовым, на котором при даже небольших отливах обнажаются обширнейшие участки суши. Это интереснейший тип берега, где граница моря и суши изменяется ежедневно на десятки километров, представляя собой то мелководную акваторию, то сушу с пионерной растительностью и засасывающей «няшей», состоящей из тиксотропных, насыщенных водой алевритов, способствующих затягиванию в нее любых предметов. Берега Селляхской, Ванькиной и Эбеляхской губ сложены голоценовыми и позднелепесточными отложениями, нередко содержащими ПЖЛ и огромное количество органического материала часто называемыми торфяниками. Однако это слоистые органо-минеральные отложения, накопившиеся на обширных площадях мелководий во время периодических подъемов уровня моря Лаптевых как в голоцене, так и в позднем неоплейстоцене (Большаинов и др., 2013). Теперь они размываются, образуя отвесные уступы высотой до 10—15 м, дающие при размыве большое количество органики в виде неразложившихся остатков растений, поступающих в море и вновь откладывающихся в прибрежной зоне. А предшествующие колебания уровня моря вызвали образование песчаных мысов, причлененных к восточному берегу Эбеляхской губы. Возраст плавниковой древесины, погребенной в песчано-галечных отложениях кос высотой до 4—5 м, составляет 400—500 радиоуглеродных лет, что и показывает некоторое повышение уровня моря в то время. Склоны мыса Святой Нос, обращенные к Эбеляхской губе испытывали каровое оледенение Малого ледникового периода, от которого остались небольшие моренные холмы и валы на этих склонах.

Восточная граница моря Лаптевых проходит по западным мысам и берегам Новосибирских островов. Полуостров Кигиллях — выдающаяся западная часть о-ва Большого Ляховского — обязана таким своим положением гранитам, которые

выходят на поверхность отдельными дайками. Берега полуострова абразионные, из слабо размываемых пород или сложенные ЛК и морскими четвертичными отложениями. Однако и эти отложения размываются слабо, по-видимому, из-за тектонических движений, ведущих к подъему берегов. Особенно явно этот тектонический режим характерен для лежащего к северу о-ва Малого Ляховского, который окружил себя низкой морской террасой и не позволяет морским водам напрямую разрушительно воздействовать на легко размываемые льдистые породы ЛК.

Напротив, через пролив Санникова южная оконечность о-ва Котельный активно размывается с образованием крутых уступов размыва мыса Медвежьего. Гора Малахатын-Тас высотой 374 м, сложенная палеозойскими породами, является хорошим ориентиром среди невысоких берегов юга острова. Она при наблюдении с востока (Земли Бунге) имеет отчетливо выраженные четыре абразионные террасы. Западное побережье о-ва Котельный, сложенного осадочными девонскими, каменноугольными, силурийскими и триасовыми породами, размывается слабо, несмотря на подъем уровня моря. Участки, сложенные четвертичными морскими отложениями и породами ЛК, разрушаются интенсивнее. Для побережья характерны лагуны, губы и заливы с активными береговыми процессами, образующими косы и пересыпи, отделяющие их от моря.

Острова Бельковский и Столбовой, лежащие к западу и юго-западу от о-ва Котельный, также сложены дочетвертичными породами, и их берега представляют собой крутые клифы и узкие пляжи.

Замечательной особенностью моря Лаптевых являются исчезающие и вновь появляющиеся острова. В настоящее время в результате преимущественного подъема уровня моря Лаптевых происходит завершение разрушения островов и полуостровов, сложенных породами ЛК. Таковы о-в Муостах, берега которого стремительно отступают со скоростью от 4 до 13 м/год (Grigoriev et al., 2002, 2004), разрушающийся Быковский полуостров. В XX веке исчезли острова Васильевский и Семёновский, в конце XIX века — остатки земли Санникова, превратившейся в мелководье к северу от о-ва Котельный, которого 9 сентября 1901 г. почти касалась килем яхта «Заря» с экспедицией Э. Толля, искавшего эту виденную ранее землю.

Геологическое и геоморфологическое строение дна моря Лаптевых показывает, что таких мелей, образовавшихся в результате исчезновения барьера островов, сложенных льдистыми породами ЛК и протянувшегося от северной части полуострова Таймыр до Новосибирских островов, в море Лаптевых много (Большаинов и др., 2013). После своего разрушения острова продолжали деградировать из-за таяния льда и в подводных условиях. Но тектонические движения снова выводят часть этих мелководий на поверхность. Таков, например, о-в Яя, появившийся в последние годы на Семёновском мелководье в точке с координатами 73° с.ш., 134° в.д., или о-в Осушной (74° 05' 00" с.ш., 120° 28' 17" в.д.), или о-в Песчаный (74° 16' 23" с.ш., 115° 57' 27" в.д.). Эти острова расположены на поднимающихся блоках земной коры, так же как и о-в Малый Ляховский, упоминавшийся ранее. Таким образом, существовавшие совсем недавно — даже не в геологическом прошлом, а на человеческой памяти — земли в море Лаптевых, которые Я.Я. Гаккель называл Арктидой (Говоруха, 1968), буквально рождены морем, морем и уничтожены, чтобы в ближайшее время возродиться.

Конфигурация суши в море Лаптевых постоянно изменялась, что и обуславливало возникновение новых объектов, таких, например, как дельта р. Лены, которая осво-

бодилась от превращавших ее протоки в эстуарии останцов ЛК всего около 1000 лет назад (Большаинов и др., 2013). Современные движения земной коры очень активны в акватории моря Лаптевых и на его берегах, о чем свидетельствуют: сосредоточение землетрясений в виде полосы, протянувшейся от срединного океанического хребта Северного Ледовитого океана к суше; сейсмический пояс вдоль дельты р. Лены на северо-запад по направлению к п-ову Таймыр (Имаева и др., 2019); перекосы земной поверхности в дельте р. Лены; разнонаправленность уровня режима моря к западу и востоку от дельты р. Лены. На фоне общего поднятия уровня моря Лаптевых в Хатангском и Оленёкском заливах уровень моря в течение по меньшей мере последних десятилетий понижается (см. рис. 2.3.1). Однако и эта картина упрощена из-за недостаточно плотной наблюдательной сети. Размыв останцов ЛК, появление новых островов в море Лаптевых, современный подъем острова Малого Ляховского свидетельствуют о блоковом характере тектонических движений, которые активно изменяют береговую линию моря.

Восточно-Сибирское море

Берега Восточно-Сибирского моря (ВСМ) на первый взгляд менее разнообразны по сравнению с морем Лаптевых. Однако это впечатление обманчиво в связи с их значительно меньшей изученностью. Сам о-в Котельный, который составляет единое целое с о-вом Фаддеевский уже в самом определении названия таит в себе тайну происхождения. Острова Фаддеевский и Котельный соединяются в один массив суши загадочной Землей Бунге — обширной песчаной арктической пустыней, высота которой достигает нескольких десятков метров в средней части, в которой из-под покрова навейных золотых песков читается термокарстово-эрозийное основание, характерное как для о-ва Котельный, так и для о-ва Фаддеевский. Остальная же часть Земли Бунге — это песчаное дно моря, выведенное тектоническими движениями на несколько метров над современным его уровнем, скорее всего, уже в последние десять тысяч лет. Датированные радиоуглеродным методом обломки древесных стволов (плавника) в юго-западной части Земли Бунге на высоте залегания 2—3 м имеют возраст от 1000 до 4500 лет, и это говорит о том, что эта аккумулятивная морская поверхность существует в условиях постоянных колебаний уровня моря (как современных приливо-отливных и сгонно-нагонных, так и вековых) уже в течение первых тысячелетий.

Земля Бунге — основное аккумулятивное тело ВСМ, поднятое в настоящее время над уровнем моря. Оно, вероятно, аналогично острову Арга-Муора-Сисе, территориально принадлежащего дельте р. Лены, но с той разницей, что этот остров был выведен на поверхность уже более нескольких десятков тысяч лет назад и теперь его высота достигает 30 м. Низкие аккумулятивные берега Земли Бунге сменяются на востоке уступами размыва о-ва Фаддеевский высотой несколько метров, которые сложены морскими отложениями и осадками ЛК. И южная оконечность Земли Бунге представлена островком выхода на поверхность палеозойских пород с лежащими на них отложениями ЛК.

Такой же характер берегов наблюдается и на о-ве Новая Сибирь, который расположен к востоку через Благовещенский пролив. На севере острова в глубоко вдающихся к югу бухтах, например в бухте Мира, в уступах терморазмыва и термоденудации часто вскрываются пластовые подземные льды большой мощности (более 20 м). Здесь пласты льда представлены залежами льдов морского происхождения (инъекционными и внутригрунтовыми) (Иванова, 2012) в отличие от возможных

погребенных пассивных ледниковых тел на полуострове Таймыр (залив Терезы Клавенес). Берега такого типа быстро разрушаются и отступают.

Также и южное побережье острова Новая Сибирь представлено в основном уступами размыва, выработанными наступающим морем в морских отложениях верхнего неоплейстоцена и залегающих на них отложениях ЛК (Большиянов и др., 2013). Эти берега отступают со скоростью 1,8—2,9 м/год (Dobrynin et al., 2003). Лишь на юго-западном побережье острова, где в береговых уступах размыва вскрыты меловые пески с углями, скорость разрушения берега меньше. Здесь в урочище Деревянные Горы четко выражены морские террасы и береговые валы на высоте 20—25, 40—50 м, и они воздымаются до наивысшей точки урочища, что свидетельствует о современном поднятии поверхности Деревянных гор в результате неотектонических движений земной коры. По этой причине и уступ размыва не сильно подвержен здесь разрушающему действию морских факторов. Тем не менее его крутизна и обнажения меловых пород все же свидетельствует о значительном влиянии моря на облик этого урочища. Неотектонические движения, скорее всего, сформировали валы из глинистого материала, залегающие на дне проливов Благовещенского и Санникова. Они ориентированы согласно с южными и западными берегами о-ва Новая Сибирь.

Южное побережье ВСМ уникально тем, что оно образовано породами ЛК и протянулось на сотни километров от мыса Святой Нос на восток, образуя уступы размыва, которые часто представлены ледяными стенками повторножильных льдов и вмещающих их осадков высотой до 20—30 м. Здесь многолетнемерзлые породы (МЛП) интенсивно размываются морскими водами. Обрушение берегов происходит катастрофически — тогда, когда в летние месяцы штормовые нагоны способствуют непосредственному разрушению крутых уступов терморазмыва с образованием ниши в зоне прибоя и обваливанию больших блоков льдистых пород по ледяным жилам. Таких ситуаций летом может и не возникнуть, если берег защищен ледяным припаем. За один эффективный шторм берег может отступить на десятки метров. Однако такие штормовые события в условиях свободного от припая берега происходят редко, и средняя скорость отступления уступа размыва составляет несколько метров в год.

В районе мыса Малый Чукочий средняя скорость отступления бровки уступа размыва составляет 3 м/год (Ostroumov, 2003). В результате размыва в море отступают не только органо-минеральные отложения, слагающие берега, но часто скелеты и трупы мамонтов и других животных мамонтового палеонтологического комплекса, отчего на прибрежном мелководье образуются россыпные месторождения мамонтовой кости. Едома, т.е. съедаемые морем льдистые алевритовые осадки (так называемый ледовый комплекс), — это типичные осадки побережья западной части ВСМ, и ее распространение на восток прерывается лишь дельтами рек Индигирки и Колымы, которые образуют заполненные голоценовыми осадками эстуарии воронкообразной формы. Здесь снова много берегов вагтового типа, которые распространяются по протокам дельт в виде эстуариев. У северо-западного входа в Колымский залив расположилось пять островов архипелага, который называется Медвежьими островами. В отличие от побережья все острова сложены дочетвертичными породами, и их берега представляют собой невысокие клифы с узкими полосками пляжами в бухтах с плавными очертаниями.

Восточнее дельты р. Колымы характер берегов ВСМ резко меняется в связи с подходом к береговой линии низкогорий Чукотки. Абразионные клифы сочетаются

с острыми (мыс Медвежий) и округлыми (мыс Большой Баранов) мысами. Лишь о-в Айон с широкой прибрежной полосой материка вновь характеризуется уступами размыва льдистых пород ЛК.

К востоку от самой глубоко вдающейся в сушу Чаунской губы ВСМ очертания береговой черты определяются абразией клифов и аккумуляцией галечного материала в косах-пересыпях, отделяющих от моря небольшие лагуны. Эти формы рельефа создаются вдольбереговыми потоками наносов, а общая спрямленность береговой черты определена тектоническими (разрывными и складчатыми) процессами. На этом участке примечательна небольшая бухта Нольде, восточный берег которой образован морскими песками, в настоящее время развеваемыми ветром и образующими дюнные поля. К югу и востоку сохранились останцы ЛК, которые быстро разрушаются, благодаря чему из-под отложений ЛК выступают развеваемые пески.

Очень примечательный мыс Биллингса образован встречными (с запада и востока) потоками наносов, которые в голоцене косами отшнуровали от моря серию озер-лагун правильной овальной формы. По этому мысу проводится граница между ВСМ и Чукотским морями.

Таким образом, берега ВСМ сильно различаются в восточной и западной его частях. На западе берега на сотни километров представляют собой быстро отступающие уступы размыва ЛК, на востоке — медленно абрадируемые клифы и галечные косы с отшнурованными от моря лагунами.

Ежегодно в результате процессов разрушения арктических берегов Россия теряет более 11 км² территории. Только побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского сокращается ежегодно на 10,7 км². Берега этих морей поставляют наибольшее количество обломочного материала (152 млн т/год) и органического углерода (4 млн т/год), откладывающихся на мелководье и поступающих в Арктический бассейн (Григорьев и др., 2006). Поэтому сотни километров берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского представляют собой уступ размыва льдистых берегов высотой до 30 м и очень пологое дно сублиторали, на которую и откладывается в основном материал разрушенных береговых обрывов.

Чукотское море

Южный берег Чукотского моря довольно однообразен. Низкие горы или увалы, подходящие близко к берегу, определяют вещественный состав пород, подвергающихся разрушению. Однако скорость разрушения коренного берега мала, так как практически весь берег защищен косами, стрелками, тянущимися на десятки и сотни километров. Они обособляют от моря длинные и узкие мелкие лагуны, и только один залив далеко вдается в материковую сушу — Колючинская губа, депрессия и направления берегов которой контролируются разломами земной коры. В целом побережье Чукотского моря прямолинейное и направлено с северо-запада на юго-восток; оно также определяется зонами разломов и генерально является тектоническим побережьем. Вдольбереговые потоки песчано-галечного материала определяют основную особенность берегов — широкое распространение кос-пересыпей и отшнурованных ими от моря лагун. Для американского берега Чукотского моря также характерны склоны гор и отшнурованные от моря лагуны — там, где горы подходят к побережью. Однако, как только горы отдаляются от моря, берега снова слагаются легко размываемыми льдистыми породами ЛК.

Более половины длины береговой черты о-ва Врангеля (все северное побережье, участки южного побережья) представлено пологими склонами гор с лагунами, отделенными от моря узкими косами. Остальные берега представлены крутыми клифами, выработанными в осадочных породах карбона, девона и триаса. Одинокий о-в Геральд, лежащий к востоку от о-ва Врангеля, представляет собой гряду гранитоидов, возвышающуюся над уровнем моря. Его прямые крутые склоны спускаются прямо к береговой черте, где образуются очень узкие пляжи с грубообломочным материалом на поверхности. К западу от его северо-западного мыса протягивается длинная коса, созданная на мелководье вдольбереговыми потоками наносов.

Таким образом, для морей российской Арктики характерны самые различные типы берегов в зависимости от геологического и мерзлотного строения, ледовых условий, колебаний уровня моря. Тем не менее генерально они определяются геотектоническим строением северной окраины континента, для которой характерны самые обширные в мире шельфовые пространства с мелководными морями. Лишь шельф Баренцева моря опущен глубже шельфа других морей российской Арктики. Активнейшие тектонические движения на этой части шельфа происходят в настоящее время. Однако и в морях восточного сектора российской Арктики тектонические движения заметно влияют на строение и динамику береговых линий континента и островов. Изменения берегов, особенно сложенных рыхлыми мерзлыми отложениями, можно проследивать даже в период жизни одного наблюдателя.

3. Метеорологический режим арктических морей

Под термином «метеорологический режим» понимается многолетний режим погоды, т.е. средние многолетние значения метеорологических параметров (давление, температура и влажность воздуха, направление и скорость ветра и др.) различного временного разрешения (месячного, сезонного, годового) в конкретном регионе. В конечном итоге метеорологический режим той или иной территории формируется под воздействием комплекса физико-географических условий, регулирующих атмосферные процессы.

Основными факторами, под влиянием которых формируются те или иные климатические характеристики, являются радиационный режим, перенос тепла и влаги в системе атмосферной циркуляции и перенос тепла в системе океанических течений.

Главным источником энергии на Земле является поступление солнечной радиации к поверхности и процессы трансформации тепловой, переизлученной поверхностью энергии в атмосфере. Количество солнечной радиации, приходящее на верхнюю границу атмосферы (солнечная постоянная), составляет примерно 1370 Вт/м^2 . Следующим по значимости является геотермальное тепло, поток которого равен $6 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$, т. е. почти в 23 000 раз меньше потока солнечной энергии. Поэтому те факторы, которые регулируют поступление солнечной радиации и ее перераспределение в системе Земля — атмосфера, в первую очередь формируют радиационный режим и на планете в целом, и в отдельных ее частях.

Около 30 % поступающей на верхнюю границу атмосферы солнечной энергии отражается и уходит в космическое пространство. Оставшаяся ее часть — примерно 70 % — преобразуется в системе Земля — атмосфера в тепловую и переносится в виде потоков явного и скрытого тепла в системах атмосферной и океанической циркуляций в различные регионы планеты.

В зависимости от физического состояния подстилающей поверхности (открытая вода, суша, ледяной покров), интенсивности атмосферной циркуляции, характеристик воздушных масс происходит обмен теплом, влагой и количеством движения между атмосферой и поверхностью.

Посредством океанических течений осуществляется межширотный обмен теплом в океане. В процессе этого обмена из тропических широт в высокие широты переносятся массы теплой воды. В холодное время года тепло с водной поверхности посредством физических механизмов переносится в атмосферу. Таким образом, океан играет значительную роль в формировании особенностей поля температуры и циркуляционных процессов в атмосфере.

Радиационный режим любого района земного шара определяется его географическим положением, характером атмосферной циркуляции и связанным с ним режимом облачности, структурой атмосферы, прозрачностью атмосферы и свойствами подстилающей поверхности (альбедо).

Территория Арктики, включая и окраинные моря, расположена преимущественно за Полярным кругом. Наличие полярного дня и полярной ночи приводит к крайне неравномерному поступлению солнечной радиации в течение года. Из множества факторов, влияющих на величину радиационного баланса и его изменчивость в различных временных масштабах, основными являются облачность, альбедо подстилающей поверхности и стратификация атмосферы. Их роль в разные сезоны различается. В темное время года приток солнечной радиации отсутствует, поэтому радиационный баланс определяется длинноволновым излучением поверхности и зависит от облачности и стратификации атмосферы. В светлое время возрастает влияние поглощенной радиации, величина которой, в свою очередь, определяется

количеством суммарной радиации и, главным образом, альbedo подстилающей поверхности. Альbedo естественных поверхностей изменяется в очень широких пределах: от 5 % для водных поверхностей до 98 % для сухого свежеснежного покрова. Колебания годовых значений радиационного баланса определяются всем комплексом перечисленных факторов и рядом других.

Циклоническая деятельность, особенно развитая над акваториями Баренцева и Карского морей, существенно смягчает суровость зимних условий. Тепло, накопленное в течение лета водными массами, зимой отдается прилегающим слоям воздуха через многочисленные полыньи и разводья в ледяном покрове и частично через лед.

Наличие или отсутствие ледяного покрова влияет на характеристики радиационного режима. Появление ледяного покрова приводит к скачкообразному изменению альbedo морской поверхности от 0,1 до 0,6—0,8 и связанному с этим изменению температуры приповерхностного слоя воздуха. Изменения в положении границ льда (в масштабе от одного до нескольких десятилетий) сказываются на путях распространения атлантических циклонов, т. е. на динамических характеристиках атмосферного переноса тепла и влаги в Арктику. На распространение морских льдов зимой и на изменение площади открытой воды и температуры воздуха влияет приток теплых атлантических вод в Североευропейский бассейн. В результате метеорологический режим окраинных морей Северного Ледовитого океана различается.

Эти особенности ранее были описаны в фундаментальной монографии З.М. Прик Климат Советской Арктики (метеорологический режим) (Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 279 с.).

1. Атлантический район... включает Гренландское и Баренцево моря, западную часть Карского моря и участок Арктического бассейна, расположенный к северу от них. Зимой этот район отличается максимальной повторяемостью циклонов, неустойчивой погодой с частыми потеплениями. Температура воздуха значительно выше, чем в других районах... Облачность, скорость ветра, количество осадков также больше, чем в других районах... Летом температура воздуха к северу района понижается также довольно резко... Пасмурное небо и туманы очень часты, особенно на севере района.

2. Сибирский район охватывает восточную часть Карского моря, море Лаптевых, западную половину Восточно-Сибирского моря и часть океана к северу от них. Зимой метеорологические условия района обуславливаются воздействием сибирского антициклона... Температура воздуха очень низка (ниже, чем в других районах) и мало меняется в пространстве. Облачность также меньше, осадки выпадают реже и в меньшем количестве, чем в других районах. Летом значительное повышение температуры воздуха отмечается только вблизи побережья и в южной части морей. В остальной части района температура низка и устойчива, облачность велика, как и в других районах, но повторяемость туманов больше.

3. Тихоокеанский район... включает восточную половину Восточно-Сибирского моря, Чукотское море, небольшую западную часть моря Бофорта и участок Арктического бассейна (примерно до 75° с.ш.). Этот район зимой оказывается под сильным воздействием тихоокеанских циклонов. Температура воздуха выше, скорость ветра, облачность, количество осадков больше, чем в смежных районах. Летом... отмечается наибольшая... повторяемость циклонов».

В настоящем разделе представлены обобщенные данные, характеризующие метеорологический режим окраинных арктических морей РФ, которые были полу-

чены на основе результатов многолетних стандартных гидрометеорологических наблюдений на береговых, островных и материковых метеорологических станциях в районах этих морей. Списки станций и периоды наблюдений на них приводятся ниже при описании метеорологического режима каждого из морей.

Результаты наблюдений на станциях собраны в регулярно пополняемом специализированном архиве. Он содержит наборы данных в электронном виде различной дискретности: срочные, суточные и месячные. При создании архива были использованы материалы фондов АНИИ, Главной геофизической обсерватории (ГГО), Государственного гидрологического института (ГГИ). Часть информации была почерпнута из источников, расположенных на метеорологических сайтах в Интернете.

Анализировались и обобщались материалы наблюдений за следующими метеорологическими элементами: температурой и относительной влажностью воздуха, скоростью ветра, количеством осадков, повторяемостью туманов и видимостью.

Климатические характеристики этих метеозлементов в различных частях акваторий рассматриваемых морей представлены в соответствующих таблицах на примере результатов наблюдений нескольких выбранных из общего числа станций, для которых имеются надежные, статистически обеспеченные данные, адекватно характеризующие климат той или иной части моря. Они помечены звездочкой в таблицах списка станций в каждом из морей.

Средние характеристики рассчитывались за период 1985—2015 гг., экстремальные характеристики определялись за весь период с начала наблюдений.

3.1. БАРЕНЦЕВО МОРЕ

Е.И. Александров, В.Ф. Радионов

Характер подстилающей поверхности оказывает большое влияние на климат региона. Баренцево море относится к ледовитым морям, часть года покрытым дрейфующим льдом, а у побережий ледяным припаем. Минимальная ледовитость отмечается в сентябре, максимальная — в апреле. Вследствие различия теплопроводности, излучательной и отражательной способности водная поверхность, ледовые поля различного возраста и сплоченности по-разному влияют на формирование потоков тепла и влаги. Эти особенности приводят к тому, что разные поверхности моря получают неодинаковое количество тепла от Солнца при равных условиях его получения.

На рис. 3.1.1 приведена сеть станций, а в табл. 3.1.1 — периоды работы станций.

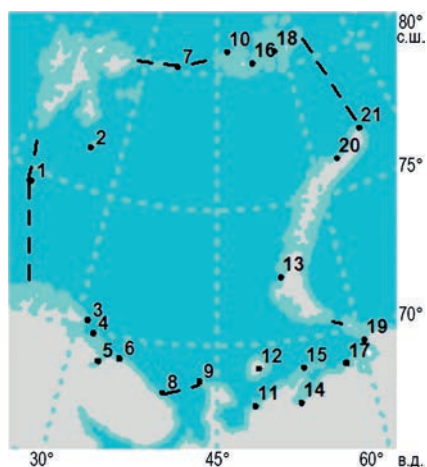


Рис. 3.1.1. Сеть метеорологических станций и границы моря.

Таблица 3.1.1

Сеть метеорологических станций

№ п/п	Синоп. номер	Станция	φ° с.ш.	λ° з. д.	Высота над ур. м., м	Период наблюдений
1*	01028	Вьогноуа (Норвегия)	74,517	19,000	18	1923—2015
2	01062	Норен (Норвегия)	76,500	25,067	10	1946—2015
3	01098	Vardo (Норвегия)	70,367	31,100	15	1840—2015
4	22003	Вайда-Губа	69,933	31,983	8	1959—2015
5*	22113	Мурманск	68,967	33,050	51	1918—2015
6	22028	Териберка	69,200	35,117	30	1891—2015
7	20026	Виктория Остров	80,167	36,750	9	1959—2002
8	22140	Святой Нос	68,150	39,767	12	1959—2015
9*	22165	Канин Нос	68,650	43,300	49	1915—2015
10	20034	Нагурское	80,817	47,417	18	1952—2003
11*	22292	Индига	67,683	48,683	4	1936—2015
12	22095	Колгуев Остров	69,083	49,250	24	1936—2015

№ п/п	Синоп. номер	Станция	φ° с.ш.	λ° з. д.	Высота над ур. м., м	Период наблюдений
13*	20744	Малые Кармакулы	72,367	52,700	15	1922—2015
14	23205	Нарьян-Мар	67,633	53,033	12	1932—2015
15	23103	Ходовариха	68,933	53,767	11	1933—2010
16	20049	Остров Рудольфа	84,800	57,966	10	1932—1978
17	23112	Варандей	68,804	57,986	7	1959—2015
18*	20046	Им. Кренкеля	80,617	58,050	22	1957—2015
19*	23024	Мыс Белый	69,483	60,333	6	1959—2005
20	20357	Русская Гавань	76,183	63,567	9	1935—2005
21*	20353	Мыс Желания	76,950	68,550	8	1931—2015

* Станции, на которых есть надежные, статистически обеспеченные данные, характеризующие климат той или иной части моря.

3.1.1. Температура воздуха

Географическое положение Баренцева моря и особенности атмосферной циркуляции над его акваторией обуславливают различия в режиме температуры воздуха над разными его районами. Среднегодовая температура воздуха по акватории изменяется от близкой к 0 °С в южной части до –11 °С в северной (табл. 3.1.2). Наибольшая межгодовая изменчивость среднегодовой температуры отмечается на севере района, а внутри года приходится на холодные месяцы.

В табл. 3.1.2 наряду с нормой за 1985—2015 гг. приводится также норма за 1961—1990 гг., а на рис. 3.1.2 — годовой ход среднемесячной температуры воздуха в целом по району моря для обоих периодов. Существенные различия наблюдаются в холодные месяцы года. В декабре — январе разность двух норм составляет около 2 °С. Наименьшие различия отмечаются в летние месяцы (в июне—июле) и составляют от 0,3 до 0,5 °С.

Таблица 3.1.2.

Значения среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха и среднеквадратического отклонения (СКО) на станциях (°С)

Станция	Параметр	1961—1990 гг.												
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Медвежий	Среднее	–7,4	–6,5	–6,7	–4,8	–0,7	2,5	5,1	5,0	3,2	0,4	–2,6	–6,5	–1,6
	СКО	3,6	3,2	3,5	2,1	1,1	1,2	1,0	0,9	1,0	1,6	2,2	3,6	1,1
Имени Кренкеля	Среднее	–25,6	–25,1	–25,2	–19,9	–10,1	–1,7	0,8	0,0	–3,4	–11,9	–19,6	–23,2	–13,7
	СКО	4,5	4,8	3,9	3,0	1,7	0,7	0,5	0,5	1,4	3,4	4,1	4,7	1,3
Малые Кармакулы	Среднее	–15,7	–15,5	–13,5	–11,0	–4,6	1,6	7,4	6,5	3,3	–2,8	–8,7	–12,0	–5,4
	СКО	3,6	4,0	4,4	3,0	1,5	1,4	1,9	1,5	1,2	2,3	4,0	3,8	1,2
Мыс Канин Нос	Среднее	–9,3	–10,3	–7,7	–4,8	–1,0	4,2	8,4	8,3	6,0	1,9	–1,9	–6,1	–1,0
	СКО	2,8	3,5	2,5	2,0	1,5	1,6	2,3	1,4	1,2	1,4	1,8	2,1	1,1
1985—2015 гг.														
Остров Медвежий	Среднее	–4,7	–5,3	–5,1	–3,5	0,0	3,1	5,4	5,8	3,9	0,9	–1,5	–4,2	–0,5
	СКО	3,0	2,9	2,3	2,6	1,0	1,2	0,8	1,0	0,8	1,4	2,2	3,2	1,0

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Имени Кренкеля	Среднее	-22,0	-22,0	-22,0	-17,6	-8,2	-1,1	0,9	0,4	-2,4	-9,7	-16,0	-20,1	-11,4
	СКО	4,8	5,1	4,1	3,7	1,7	1,0	1,0	1,0	1,5	4,5	5,1	5,2	2,2
Малые Кармакулы	Среднее	-14,2	-14,5	-11,3	-8,9	-3,3	2,7	7,3	6,8	4,0	-1,6	-6,6	-10,6	-4,2
	СКО	4,2	4,3	3,8	3,3	2,1	1,5	2,1	1,4	1,4	2,3	3,1	3,3	1,5
Мыс Канин Нос	Среднее	-8,4	-9,1	-6,8	-3,8	0,0	5,2	9,1	8,7	6,5	2,7	-1,8	-5,1	-0,2
	СКО	3,2	3,4	2,4	2,1	1,7	1,5	1,9	1,4	1,3	1,8	2,0	2,4	1,2

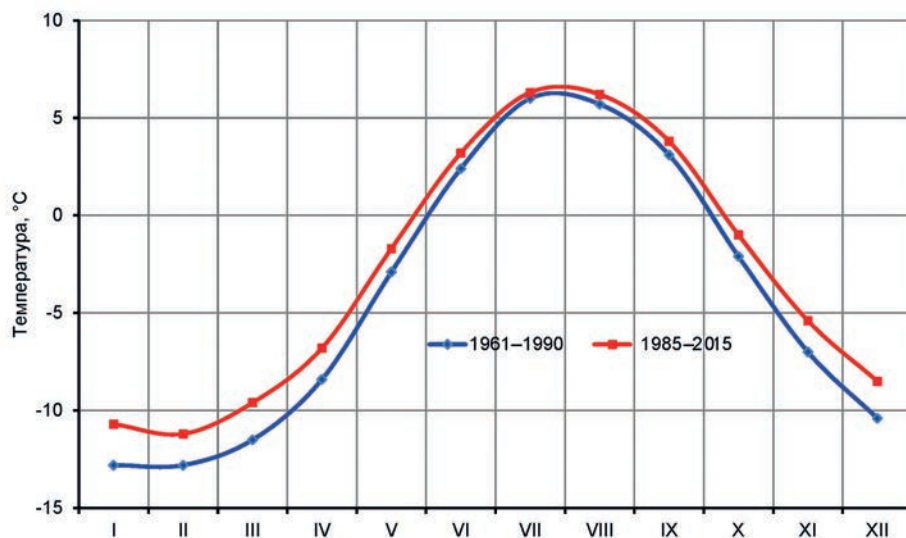


Рис. 3.1.2. Годовой ход среднемесячной температуры воздуха (°C).

Зимой характер термического поля над Баренцевым морем от месяца к месяцу меняется мало. Средняя месячная температура воздуха января в юго-западной части моря составляет около -2°C , на севере $-20\dots-22^{\circ}\text{C}$, на юго-востоке $-16\dots-18^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.1.3).

С апреля—мая начинается интенсивное ее повышение температуры воздуха. В июле температура воздуха над морем положительная. В северной, открытой части моря она удерживается примерно в диапазоне $0\dots2^{\circ}\text{C}$. На юге моря температура воздуха в июле составляет $8\dots10^{\circ}\text{C}$. В октябре наступает резкое похолодание — до -8°C на севере и до слаболожительной температуры (2°C) на юге, а в ноябре наступает зима. Устойчивый переход температуры воздуха через 0°C весной к положительной температуре воздуха происходит в конце апреля — начале мая на юго-западе, в конце мая на юго-востоке и в конце июня на севере. Осенью переход к отрицательной температуре воздуха осуществляется на севере в последней декаде августа, на юго-востоке в середине октября и на юго-западе в конце ноября. Продолжительность периода с отрицательной температурой воздуха составляет на севере моря $280\dots300$ дней, на Кольском побережье $175\dots200$ дней, на юго-востоке $220\dots240$ дней за год. Период с положительной среднесуточной температурой воздуха составляет в северной части $60\dots90$ дней, на юго-западе в прибрежной зоне $160\dots180$ дней, на юго-востоке $120\dots130$ дней.

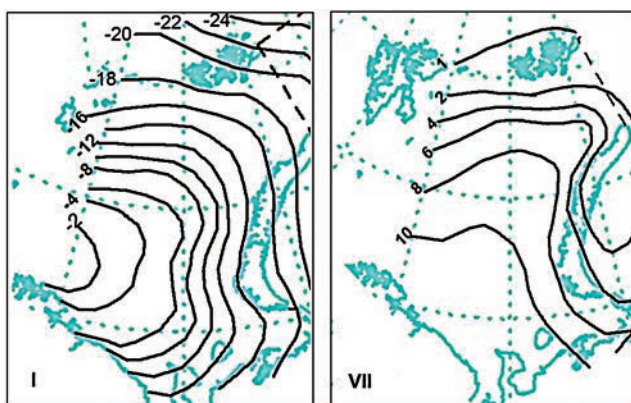


Рис. 3.1.3. Пространственное распределение среднемесячной температуры воздуха (°С) в январе (I) и июле (VII).

Экстремальные значения температуры воздуха за период работы станций приведены в табл. 3.1.3. Летоабсолютный максимум вблизи материкового побережья достигает 28 °С, а на севере моря составляет менее 16 °С. Абсолютный минимум температуры воздуха над морем на севере составил зимой –45 °С; у материкового побережья он изменяется от –20 °С на юго-западе моря до –48 °С на юго-востоке.

Таблица 3.1.3

Абсолютный максимум и абсолютный минимум температуры воздуха (°С)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Абсолютный максимум</i>													
Мыс Желания	2	1	1	5	13	15	21	21	15	7	5	3	21
Остров Медвежий	5	4	6	6	16	24	22	16	14	10	8	6	24
Малые Кармакулы	2	2	2	6	14	22	28	24	18	10	5	3	28
Мурманск	7	7	9	15	27	31	33	29	24	14	10	5	33
Мыс Канин Нос	4	2	2	9	19	26	31	28	20	12	7	4	31
Индига	3	2	5	10	22	30	31	29	23	15	7	3	31
Мыс Белый Нос	1	1	2	4	11	24	31	24	18	11	2	2	31
<i>Абсолютный минимум</i>													
Мыс Желания	–46	–44	–49	–39	–31	–20	–13	–6	–16	–27	–38	–41	–49
Остров Медвежий	–30	–29	–30	–23	–16	–8	–6	–2	–10	–22	–21	–28	–30
Малые Кармакулы	–41	–44	–44	–32	–24	–17	–10	–2	–13	–21	–34	–36	–44
Мурманск	–39	–39	–33	–22	–10	–3	–2	–2	–2	–5	–21	–28	–33
Мыс Канин Нос	–31	–33	–30	–25	–17	–6	–2	–1	–3	–13	–22	–30	–33
Индига	–42	–42	–41	–35	–25	–7	–1	–3	–9	–25	–36	–43	–43
Мыс Белый Нос	–40	–42	–41	–33	–29	–13	–3	–3	–6	–24	–31	–38	–42

3.1.2. Влажность воздуха

Относительная влажность воздуха над акваторией Баренцева моря значительна. В среднем за год она составляет 80—87 % (табл. 3.1.4). В годовом ходе максимум относительной влажности в большей части района приходится на июль — сентябрь (рис. 3.1.4). В северной части моря она достигает 92—93 %, в восточной — 82—84 %. Годовая амплитуда колебаний ее среднемесячных значений на западе района

**Среднемесячные и среднегодовые значения относительной влажности воздуха
и их среднеквадратические отклонения (СКО)
на станциях (%)**

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров Медвежий	Среднее	87,7	88,4	88,8	87,7	88,5	90,3	92,1	91,1	89,0	86,3	86,2	87,0	88,6
	СКО	4,5	4,5	4,1	4,4	4,5	3,9	3,3	3,4	3,8	4,4	3,9	3,9	3,3
Имени Кренкеля	Среднее	85,4	83,8	82,5	83,2	85,1	88,6	91,7	92,1	89,8	87,0	86,9	86,1	86,7
	СКО	2,9	3,9	4,3	4,1	3,1	1,6	1,3	1,3	2,1	2,1	2,6	3,7	1,6
Малые Кармакулы	Среднее	78,1	78,1	79,3	77,2	80,8	83,6	79,9	81,8	84,0	82,9	80,6	79,9	80,5
	СКО	4,8	4,6	4,5	4,5	3,4	3,2	6,8	5,3	3,3	3,8	4,9	5,1	2,0
Мыс Канин Нос	Среднее	87,4	88,5	88,4	85,9	85,9	85,1	86,0	88,2	87,2	84,2	85,3	86,5	86,5
	СКО	2,9	3,3	3,3	3,2	3,4	3,9	3,4	3,9	2,7	3,0	2,7	2,9	1,5
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров Медвежий	Среднее	88,1	89,0	88,7	87,8	88,0	89,7	92,2	91,6	89,5	85,2	86,7	86,9	88,6
	СКО	3,1	3,6	3,6	3,5	3,6	3,1	2,4	2,3	2,6	4,3	4,0	2,7	2,2
Имени Кренкеля	Среднее	84,2	84,4	83,2	83,3	86,2	88,9	92,0	92,6	91,3	87,3	86,5	84,8	87,0
	СКО	3,7	3,8	3,9	4,0	2,8	2,3	1,9	1,8	2,6	3,1	2,8	3,5	2,0
Малые Кармакулы	Среднее	79,1	78,7	79,3	78,1	79,7	81,1	82,7	82,9	83,9	82,8	81,1	79,8	80,8
	СКО	4,5	3,8	4,2	4,9	2,9	5,8	5,4	5,3	3,8	3,5	3,6	3,9	2,0
Мыс Канин Нос	Среднее	88,2	88,7	88,9	87,2	86,7	84,5	87,0	88,6	87,7	85,5	86,8	87,3	87,2
	СКО	2,8	2,9	3,3	4,0	3,7	3,9	3,4	3,7	2,8	3,0	2,9	3,1	2,0

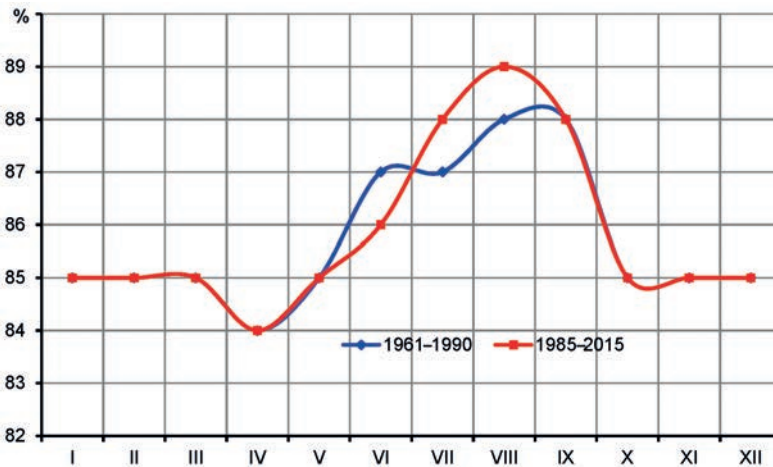


Рис. 3.1.4. Годовой ход относительной влажности воздуха (%).

составляет около 7 %, в северной — 9—10 %. В южной части района годовой ход выражен слабее. Здесь годовая амплитуда колебаний среднемесячных значений составляет 3—4 %. На рис. 3.2.4 также показан годовой ход среднемесячного значения влажности за период 1961—1990 гг. Небольшие различия не превышают 1 % и отмечаются с июня по август.

Число дней с относительной влажностью 80 % и выше в среднем за год увеличивается с запада на восток от 152 до 275 дней. Наибольшее число дней с относи-

тельной влажностью не более 30 % наблюдается в июне, когда в среднем за месяц на юго-западе района отмечается около трех таких дней. Над остальной частью территории таких дней не наблюдается.

3.1.3. Ветер

Определяющее влияние на погоду оказывает атмосферная циркуляция. Для Баренцева моря в связи с особенностями атмосферной циркуляции характерно муссонное распределение преобладающих направлений ветра. В холодный период года здесь велика повторяемость циклонов, перемещающихся с Северной Атлантики и обуславливающих устойчивый юго-западный ветер (рис. 3.1.5).

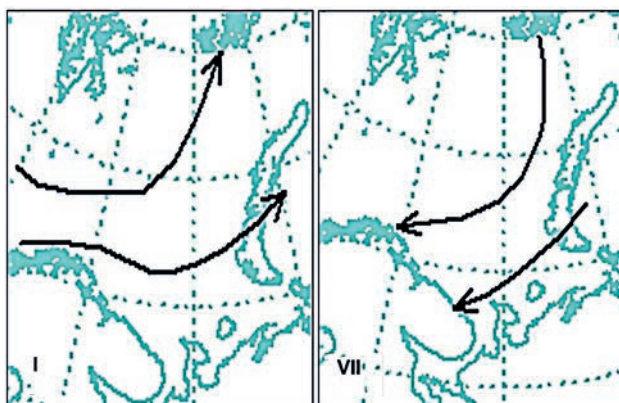


Рис. 3.1.5. Преобладающие направления воздушных потоков в январе (I) и июле (VII).

Повторяемость направлений ветра в январе и июле представлена на рис. 3.1.6, а в целом за год — в табл. 3.1.5. В зимнее время преобладают направления южной четверти (22—40 %), а в летнее — северной четверти (18—25 %).

Зимой в восточной части моря преобладает ветер южной четверти, а летом — северной. Повторяемость ветра южных румбов в январе составляет у мыса Желания 55 %, у мыса Канин Нос 50 %, а летом уменьшается до 37 % у мыса Желания и 34 % у мыса Канин Нос.

Суммарная повторяемость ветра северных румбов в январе составляет 18 % у мыса Желания и 20 % у мыса Канин Нос. Летом, в июле, она соответственно равна 32 % у мыса Желания и 37 % у мыса Канин Нос.

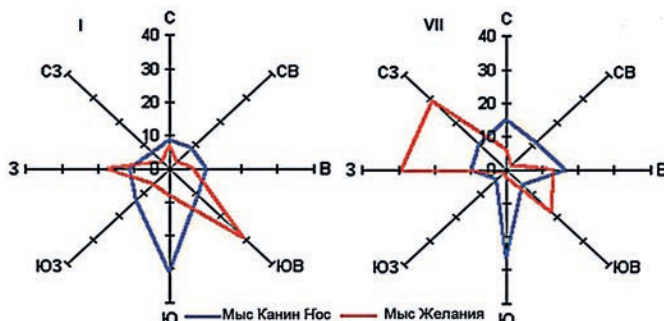


Рис. 3.1.6. Повторяемость направлений ветра на станциях в январе (I) и июле (VII).

Повторяемость (%) направлений ветра на станциях в целом за год

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Остров Надежды	16	30	14	4	6	13	11	7
Имени Кренкеля	10	19	13	16	9	10	14	8
Мыс Желания	7	3	9	24	12	4	23	17
Малые Кармакулы	14	5	25	18	17	7	7	7
Остров Колгуев	13	9	14	9	17	16	14	8
Мыс Канин Нос	12	9	13	10	28	9	11	7

В летнее время, когда ослабевают исландский минимум и сибирский антициклон, влияние на Баренцево море оказывают циклоны с материка Евразия и околополюсная депрессия, которые обуславливают большую повторяемость пасмурной погоды с туманами.

Однако в северной части моря роза ветров более сглажена, а в прибрежных районах материка, полуостровов и островов велико влияние местных орографических особенностей местности.

Средняя годовая скорость ветра колеблется от 5 до 8 м/с. На северо-западе она составляет около 5 м/с, на юго-востоке, в районе станции Малые Кармакулы, близка к 8 м/с. Годовой ход средней скорости ветра приведен в табл. 3.1.6. Здесь же приводится норма за 1985—2015 гг. Сравнение норм для двух периодов показало небольшие различия. В ноябре — феврале и августе — сентябре в последнем периоде отмечается превышение скорости ветра в период 1985—2015 гг. на 0,2—0,4 м/с (рис. 3.1.7). Лишь в северо-западной части моря отмечается увеличение скорости ветра в последнем периоде.

Таблица 3.1.6

Значения среднемесячной и среднегодовой скорости ветра и среднеквадратического отклонения (СКО) на станциях (м/с)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров Надежды	Среднее	5,7	5,5	5,5	4,6	4,0	4,0	4,2	4,1	4,7	5,2	5,9	5,9	4,9
	СКО	1,2	1,2	1,3	0,9	1,1	0,8	0,9	1,0	1,0	1,1	1,2	1,5	0,7
Имени Кренкеля	Среднее	6,2	6,1	5,7	5,7	5,4	5,4	4,5	4,7	6,1	6,3	6,2	6,1	5,7
	СКО	1,2	1,1	1,3	1,5	0,8	0,7	1,0	0,7	0,7	0,9	1,1	0,9	0,4
Малые Кармакулы	Среднее	9,1	9,1	8,6	7,3	6,5	6,1	5,9	6,1	7,1	7,4	8,7	9,4	7,7
	СКО	2,2	2,2	1,7	1,7	1,2	1,0	1,1	1,1	1,4	1,2	1,7	1,9	0,6
Мыс Канин Нос	Среднее	9,8	9,1	7,8	7,5	6,9	6,8	6,5	6,8	7,0	8,3	9,0	9,6	7,9
	СКО	1,6	1,9	0,7	0,9	0,8	0,7	0,8	0,7	1,1	1,2	0,9	1,0	0,5
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров Надежды	Среднее	6,3	6,2	6,1	5,4	4,5	4,4	4,8	4,8	5,3	6,2	6,2	6,3	5,5
	СКО	0,8	1,2	0,7	0,9	0,9	0,7	0,8	0,6	0,7	0,9	0,8	0,8	0,4
Имени Кренкеля	Среднее	6,2	5,7	5,9	5,8	5,3	5,1	4,8	4,6	5,8	6,6	6,2	6,1	5,7
	СКО	1,4	1,1	0,9	1,2	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	1,1	1,3	0,5
Малые Кармакулы	Среднее	9,4	9,6	8,8	8,1	7,0	6,5	5,8	6,2	6,7	7,6	8,5	9,4	7,8
	СКО	2,0	2,5	1,5	2,2	1,3	1,4	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,8	0,7
Мыс Канин Нос	Среднее	8,5	8,4	7,6	7,0	6,7	6,4	6,2	6,1	6,6	7,9	8,2	8,6	7,4
	СКО	1,1	1,2	1,1	1,0	0,8	0,8	0,8	0,9	1,0	1,1	0,9	1,0	0,6

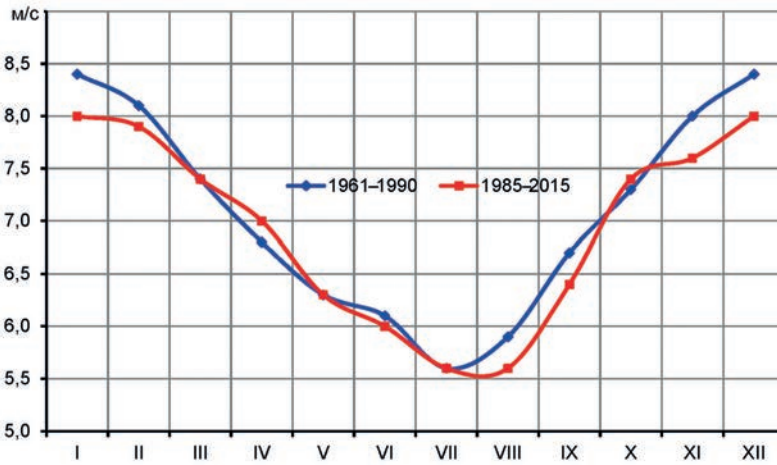


Рис. 3.1.7. Годовой ход среднемесячной скорости ветра (м/с).

Зимой, в январе, в западной и северной частях моря средняя скорость ветра составляет около 6 м/с. В восточной части моря она увеличивается до 9 м/с. Летом отмечается годовой минимум скорости ветра. Над большей частью акватории средняя скорость ветра в июле уменьшается до 5—6 м/с.

Максимальные значения скорости ветра за год составляют над акваторией моря более 40 м/с. Годовой ход максимума скорости ветра приведен в табл. 3.1.7.

Таблица 3.1.7

Максимальная скорость ветра и скорость ветра в порыве (м/с)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Надежды	Максимум	23	31	25	20	19	17	20	21	22	27	29	26	31
	Порыв	39	34	31	30	22	24	26	28	25	39	36	35	39
Имени Кренкеля	Максимум	28	31	28	25	25	29	27	18	27	24	30	27	32
	Порыв	39	39	32	29	30	34	28	23	29	29	32	34	39
Малые Кармакулы	Максимум	40	40	44	39	38	30	34	30	35	30	34	37	44
	Порыв	45	45	50	49	45	36	40	36	42	44	40	50	50
Мыс Канин Нос	Максимум	34	29	27	29	28	23	20	25	29	26	32	28	34
	Порыв	39	32	28	30	29	29	29	30	35	29	34	35	39

В зимние месяцы максимальная скорость ветра в разных районах колеблется от 31 до 44 м/с, а в летние — от 20 до 34 м/с. Максимальная скорость порывов ветра, особенно при новоземельской буре, может достигать 50 м/с.

Среднее число дней с высокой скоростью ветра (15 м/с и более) приведено в табл. 3.1.8.

Число дней с сильным ветром увеличивается с запада на восток. В западной части моря сильный ветер наблюдается в среднем около 15 дней. В восточной части моря, на станции Малые Кармакулы, число дней с сильным ветром составляет 82 дня за год. Вблизи южного побережья, на станции мыс Канин Нос, сильный ветер (15 м/с и более) наблюдается в среднем около 66 дней за год. В годовом ходе максимум повторяемости сильного ветра отмечается в зимний период.

Таблица 3.1.8

Среднее число дней с высокой скоростью ветра (15 м/с и более)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Надежды	2,8	2,6	1,7	0,8	0,5	0,1	0,1	0,2	0,6	1,7	1,5	2,4	14,9
Имени Кренкеля	4,4	4,0	3,0	2,7	1,0	1,0	1,0	0,6	2,3	3,0	3,3	4,0	30,2
Малые Кармакулы	11,3	9,8	9,7	7,2	4,7	3,9	3,8	3,1	4,1	5,8	8,2	10,4	82,1
Мыс Канин Нос	10,6	7,5	5,4	4,3	3,6	2,7	1,8	2,3	3,6	7,0	7,7	9,6	66,2

Повторяемость штилей в западной и южной частях моря невелика и за год составляет 2—5 % (табл. 3.1.9). Относительно высокая повторяемость штилей отмечена у архипелага Новая Земля и на севере моря. Здесь штили наблюдаются в 8—10 % всех случаев наблюдений.

Таблица 3.1.9

Повторяемость (%) штилей на станциях Баренцева моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Надежды	7	6	7	7	5	6	7	5	4	2	4	5	5
Имени Кренкеля	11	14	13	12	8	7	11	11	5	6	10	11	10
Малые Кармакулы	9	9	10	14	8	8	10	9	6	5	5	7	8
Мыс Канин Нос	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1	2

3.1.4. Осадки

Годовое количество осадков в районе Баренцева моря составляет 250—500 мм. Годовой ход осадков (табл. 3.1.10, рис. 3.1.8) характеризуется максимумом (45—46 мм) в летне-осенний период, (август — октябрь) и минимумом (23 мм) в весенний период (май).

Таблица 3.1.10

Среднемесячное и среднегодовое количество осадков(мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>													
Остров Медвежий	29	33	26	22	18	24	31	36	43	44	33	31	370
Имени Кренкеля	25	27	23	15	16	14	25	24	30	23	23	23	268
Малые Кармакулы	28	26	24	23	28	29	41	44	47	44	31	26	391
Мыс Канин Нос	27	21	22	20	24	36	40	54	46	52	38	34	414
<i>1985—2015 гг.</i>													
Остров Медвежий	43	41	38	33	23	19	26	30	46	45	41	47	432
Имени Кренкеля	26	29	22	16	15	13	19	21	29	20	23	25	258
Малые Кармакулы	21	23	22	18	21	24	36	33	41	39	23	26	327
Мыс Канин Нос	34	30	26	21	23	32	33	44	42	53	39	37	414

В табл. 3.1.10 для тех же станций приводится норма за 1961—1990 гг. Сравнение годового хода количества осадков за два периода (см. рис. 3.1.8) показало, что к настоящему времени в холодные месяцы оно возросло (примерно на 3 мм в месяц), а в теплые месяцы — уменьшилось (на 3—5 мм в месяц).

В районе Баренцева моря осадки выпадают в основном в твердом виде и возможны в любые месяцы года. Жидкие осадки отмечаются только в июне — сентябре, а на юго-западе — с апреля до ноября.

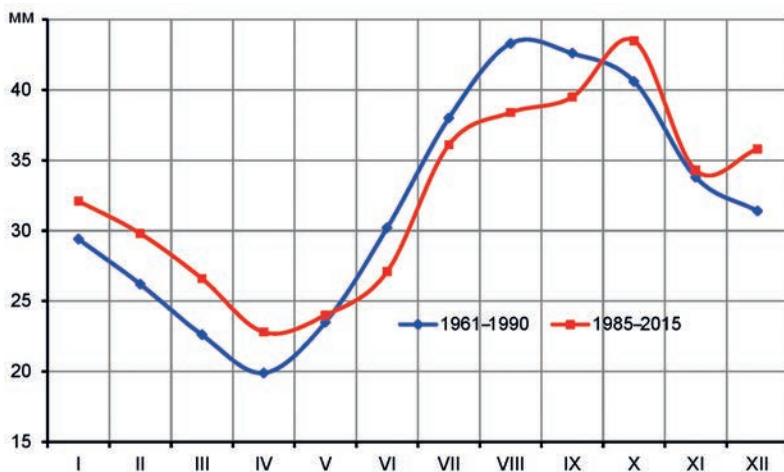


Рис. 3.1.8. Годовой ход среднемесячного количества осадков (мм).

Доля твердых осадков в годовом количестве составляет в восточной части моря от 43 до 76 % (табл. 3.1.11). Твердые осадки могут выпадать и летом, и на севере района в июле они составляют около 21 % общей суммы. Жидкие осадки отмечаются с июня по октябрь на севере района и с апреля по ноябрь на юге. Смешанные осадки в прибрежной зоне Новой Земли могут наблюдаться в течение года.

Таблица 3.1.11

Средние многолетние месячные и годовые суммы жидких (ж), твердых (т) и смешанных (с) осадков(мм)

Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>им. Кренкеля</i>													
ж						2	6	4	4	2			18
т	25	29	22	16	13	4	4	8	18	13	21	22	195
с	1				2	7	9	9	7	5	2	3	45
<i>Малые Кармакулы</i>													
ж				1	2	14	33	31	30	10	2		123
т	20	22	20	14	13	2			2	11	14	23	141
с	1	1	2	3	6	8	3	2	9	18	7	3	63
<i>Нарьян-Мар</i>													
ж				2	12	36	50	67	50	15	2		234
т	27	21	20	16	10	1			2	17	25	30	169
с	3	2	4	12	14	7		1	8	25	16	7	99

Осадки на акватории Баренцева моря выпадают достаточно часто — около 180—200 дней в году (табл. 3.2.12). Максимум повторяемости (17—20 дней в месяц) отмечается зимой, в январе, а минимум (11—16 дней в месяц) — летом.

Таблица 3.1.12

Число дней с суммой осадков 0,1 мм и более

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Русская Гавань	17	13	15	15	17	13	12	15	16	18	15	15	181
Малые Кармакулы	19	15	18	15	15	13	12	16	17	19	15	17	191
Мыс Канин Нос	20	17	17	15	14	12	11	15	19	22	20	19	201

Суточный максимум количества осадков в летний период достигает 30—40 мм (табл. 3.1.13).

Таблица 3.1.13

Среднее и максимальное суточное количество осадков (мм)				
Параметр	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
<i>Русская Гавань</i>				
Среднее	6	7	8	8
Максимум	18	41	41	18
Минимум	1	1	1	2
<i>Малые Кармакулы</i>				
Среднее	5	6	8	7
Максимум	17	24	31	18
Минимум	1	2	1	2

Годовая продолжительность выпадения осадков в среднем по району Баренцева моря составляет 2200—2700 часов. Максимум годовой продолжительности осадков за период наблюдений достигает 3000—4000 часов. Интенсивность осадков невелика и в среднем составляет зимой менее 0,1 мм/ч, а летом 0,2—0,3 мм/ч. Интенсивность сильных летних осадков достигает 3 мм/ч при максимуме 4,2 мм/ч на мысе Желания. Для снегопада максимальная интенсивность равна 1,6 мм/ч.

3.1.5. Туманы

За год в районе Баренцева моря наблюдается от 18 до 23 дней с туманом на северо-востоке моря и от 50 до 80 дней на островах и в открытом море (табл. 3.1.14, рис. 3.1.9).

Таблица 3.1.14

Среднее и максимальное число дней с туманом в районе Баренцева моря														
Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Надежды	Среднее	2	2	3	4	5	12	19	15	8	4	3	2	77
	Максимум	10	6	9	12	11	19	28	28	15	19	15	5	
Имени Кренкеля	Среднее	0	0	0	0	0	2	6	6	3	0	0	0	18
	Максимум	1	3	3	1	3	6	11	18	14	2	1	1	
Малые Кармакулы	Среднее	0	0	1	2	2	4	5	3	2	1	1	1	23
	Максимум	6	3	3	9	8	15	13	12	6	7	4	4	
Мыс Канин Нос	Среднее	1	1	2	5	7	8	9	7	5	1	1	1	49
	Максимум	6	7	7	12	16	19	18	15	15	9	6	7	

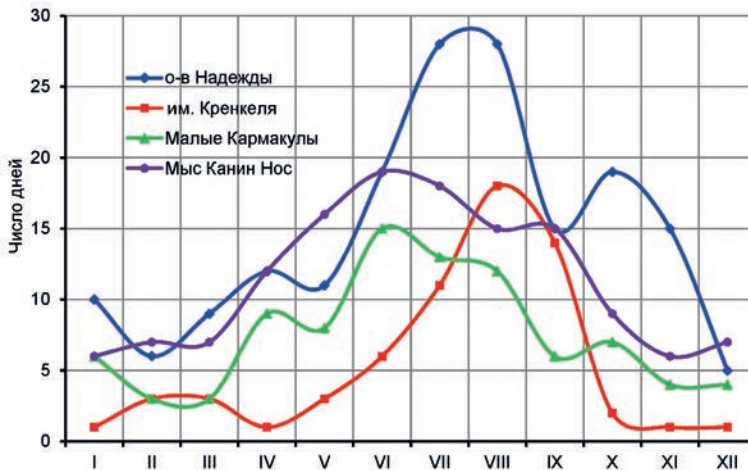


Рис. 3.1.9. Максимальное число дней с туманом.

Средняя продолжительность (часы) туманов в районе Баренцева моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мурманск	30	19	18	5	4	2	6	16	12	14	20	28	174
Мыс Желания	2	5	7	10	10	64	113	85	30	4	3	2	335
Мыс Канин Нос	13	12	17	35	55	87	94	93	51	13	10	17	497
Нарьян-Мар	17	11	14	14	13	9	9	13	13	23	16	17	169

Минимум повторяемости туманов отмечается в зимний период, когда они в отдельные месяцы наблюдаются не ежегодно. Средняя суммарная продолжительность туманов за год у побережья Новой Земли составляет 100—300 часов, у мыса Канин Нос — около 500 ч (табл. 3.1.15).

В портах Мурманск и Нарьян-Мар средняя продолжительность туманов за год составляет около 170 часов. Максимальная суммарная продолжительность туманов за год у мыса Желания составляет 500 часов, у мыса Канин Нос — более 800 ч. В 60—70% всех случаев продолжительность тумана не превышает четырех часов.

3.1.6. Ограниченная видимость

Основными причинами уменьшения дальности видимости над морем являются туманы, осадки, метели и низкая облачность. Интенсивное таяние льдов в весенне-летний период и увеличение температурного контраста между сушей и морем в июне — августе способствуют более частому образованию густых туманов и ухудшению видимости. Область наибольшей повторяемости плохой видимости весной и летом перемещается на север вместе с ледовой кромкой, с которой связаны зоны наиболее частого туманообразования.

В годовом ходе повторяемость плохой видимости (менее 2 км) имеет максимум в летний сезон, что связано с большой повторяемостью в это время туманов (рис. 3.1.10). Минимум наблюдается в зимние месяцы. Повторяемость значений горизонтальной дальности видимости менее 2 км в этом районе составляет в среднем за год около 17 % на западе района, 7 % на севере и 11 % на юге (табл. 3.1.16). На востоке района, вблизи побережья Новой Земли, повторяемость плохой видимости (менее 2 км) составляет около 50 %.

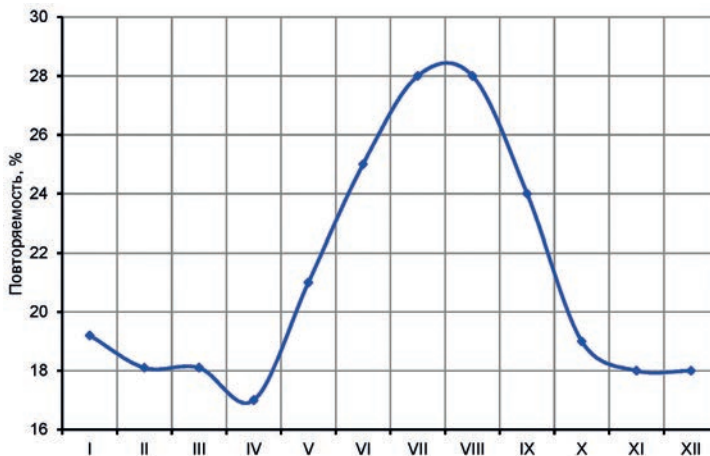


Рис. 3.1.10. Годовой ход повторяемости (%) значений горизонтальной дальности видимости 2000 м и менее.

Таблица 3.1.16

**Среднемесячная и среднегодовая повторяемость (%) различных градаций
горизонтальной дальности видимости**

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Видимость 200 м и менее</i>												
Остров Надежды	2,5	2,0	2,1	2,1	2,1	3,5	8,4	9,4	4,5	1,6	0,7	2,0
Имени Кренкеля	1,6	1,4	1,1	1,0	0,1	0,1	0,9	0,5	0,4	0,2	0,2	0,3
Малые Кармакулы	3,8	4,2	5,2	4,3	5,5	13,2	15,5	10,2	5,8	4,1	3,5	4,0
Мыс Канин Нос	2,4	1,4	1,6	2,3	3,1	5,0	5,4	5,0	3,1	0,7	0,9	1,3
<i>Видимость 2000 м и менее</i>												
Остров Надежды	13,5	13,9	14,1	15,1	11,8	18,9	33,2	29,8	19,2	14,0	12,8	12,1
Имени Кренкеля	10,8	9,9	8,6	7,3	3,3	4,2	10,5	9,3	6,4	4,8	4,8	5,7
Малые Кармакулы	37,3	37,2	40,5	37,0	58,6	62,9	52,4	59,9	63,1	53,3	47,9	45,4
Мыс Канин Нос	15,4	11,5	9,1	9,8	10,0	13,5	15,3	13,8	9,1	3,7	5,9	10,8
<i>Видимость 10000 м и более</i>												
Остров Надежды	64,2	60,6	59,6	63,7	68,7	62,3	47,2	51,0	61,3	62,4	61,9	65,8
Имени Кренкеля	66,2	65,8	66,1	72,2	81,6	82,9	74,8	72,9	73,2	72,7	72,1	65,8
Малые Кармакулы	44,8	43,2	41,1	45,7	26,4	23,1	31,0	25,2	18,7	28,9	34,3	36,9
Мыс Канин Нос	51,8	56,4	61,2	68,1	71,8	71,9	71,0	72,2	74,8	73,4	63,9	54,6

В целом за год повторяемость количества дней с ухудшением видимости до 200 м и менее у побережья Новой Земли составляет около 7 % случаев ухудшения видимости до значений менее 2000 м.

Повторяемость видимости более 10 км в среднем за год в целом по району достигает 60 %.

3.2. КАРСКОЕ МОРЕ

Е.И. Александров, В.Ф. Радионов

По физико-географическим и климатическим условиям море подразделяют на северо-восточную и юго-западную часть. Условная граница проходит по линии от мыса Желания на севере Новой Земли до о-ва Диксон в устье Енисея.

Сеть станций приведена на рис. 3.2.1, а периоды их работы — в табл. 3.2.1.

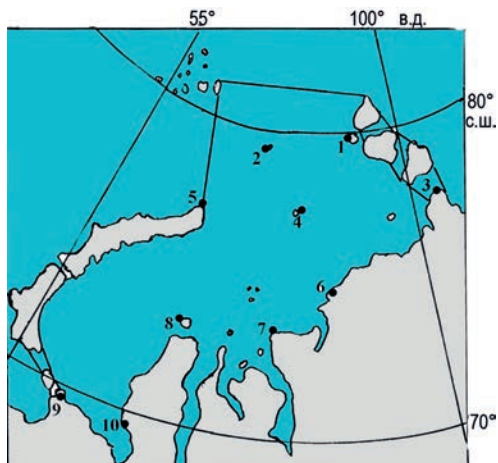


Рис. 3.2.1. Сеть метеорологических станций и границы моря.

Таблица 3.2.1

Сеть метеорологических станций

№ п/п	Синоп. номер	Станция	φ° с.ш.	λ° в.д.	Высота над ур. м., м	Период наблюдений
1	20087	Остров Голомянный	79,550	90,567	8	1954—2015
2*	20069	Остров Визе	79,483	76,983	10	1945—2015
3*	20292	ГМО им. Е.К. Фёдорова	77,717	104,300	15	1932—2015
4	20274	Остров Уединения	77,500	82,200	23	1935—1996
5	20353	Мыс Желания	76,950	68,550	8	1931—2015
6	20476	Мыс Стерлегова	75,417	88,900	11	1934—2015
7*	20674	Остров Диксон	73,500	80,400	47	1916—2015
8	20667	Имени Попова	73,333	70,050	7	1933—2015
9*	23022	Амдерма	69,750	61,700	49	1933—2015
10	23032	Марсале	69,717	66,800	25	1914—2015

* Станции, на которых есть надежные, статистически обеспеченные данные, характеризующие климат той или иной части моря.

3.2.1. Температура воздуха

Географическое положение моря и особенности атмосферной циркуляции над ним создают различия в режиме температуры воздуха над его различными районами. Среднегодовая температура воздуха по району моря изменяется примерно в два раза — от -6°C на юго-западе до -14°C на востоке (табл. 3.2.2).

В табл. 3.2.2 наряду с нормой за 1985—2015 гг. приводится также норма за 1961—1990 гг., а на рис. 3.2.2 — годовой ход среднемесячной температуры воздуха в целом по району моря для обоих периодов. Среднемесячная температура воздуха в период 1985—2015 гг. оказалась выше, чем в период 1961—1990 гг. Разность в холодные месяцы года составляет около 2 °С, в теплые — 0,3—0,8 °С. Наиболее заметное потепление отмечается в северной части моря в холодные месяцы года — от 2,0 до 3,5 °С.

Таблица 3.2.2

Значения среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях (°С)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Амдерма	Среднее	-19,9	-19,8	-15,8	-12,2	-5,1	1,5	6,9	6,2	3,4	-3,7	-10,9	-15,2	-7,0
	СКО	3,7	4,5	4,8	3,9	2,1	1,5	2,7	2,3	1,4	2,4	4,3	3,9	1,3
Остров Диксон	Среднее	-26,9	-26,4	-23,4	-17,9	-9,1	-0,3	4,3	4,5	1,1	-8,5	-18,9	-22,9	-12,0
	СКО	3,8	4,0	3,7	3,3	1,8	1,2	1,7	1,6	1,2	3,0	5,1	4,2	1,0
Остров Визе	Среднее	-27,3	-27,1	-26,8	-20,7	-10,5	-1,7	0,5	-3	-3,4	-12,2	-20,8	-24,3	-14,5
	СКО	4,0	4,2	3,6	2,8	1,7	0,6	0,5	0,5	1,6	3,7	4,0	4,7	1,1
ГМО им. Е.К. Фёдорова	Среднее	-29,2	-29,5	-28,3	-21,3	-11,3	-1,7	1,2	0,6	-2,7	-12,9	-22,7	-26,1	-15,3
	СКО	3,4	3,5	2,9	2,6	1,8	0,7	0,6	0,7	1,4	2,2	3,1	3,5	1,0
<i>1985—2015 гг.</i>														
Амдерма	Среднее	-18,7	-19,1	-14,2	-10,6	-3,9	2,8	7,4	7,1	3,9	-2,2	-9,7	-15,0	-6,1
	СКО	4,8	4,6	4,1	4,1	2,1	1,9	2,5	1,8	1,7	2,5	3,6	4,3	1,6
Остров Диксон	Среднее	-24,8	-25,2	-21,4	-16,3	-7,1	0,4	5,2	5,3	1,9	-7,0	-17,2	-22,2	-10,7
	СКО	4,6	4,0	3,9	4,0	1,6	2,3	1,7	1,7	1,9	3,1	3,6	3,9	3,0
Остров Визе	Среднее	-24,3	-24,6	-23,7	-18,5	-8,8	-1,4	0,6	0,3	-2,1	-9,8	-17,3	-22,1	-12,6
	СКО	4,7	5,1	4,2	3,8	1,4	0,9	0,5	0,9	1,9	4,9	5,4	5,5	3,3
ГМО им. Е.К. Фёдорова	Среднее	-28,4	-28,1	-25,8	-19,5	-9,3	-1,1	1,5	1,1	-1,5	-10,9	-20,1	-25,1	-13,9
	СКО	3,7	4,0	4,0	3,2	1,8	1,1	0,6	1,1	2,2	3,6	3,5	3,5	2,7

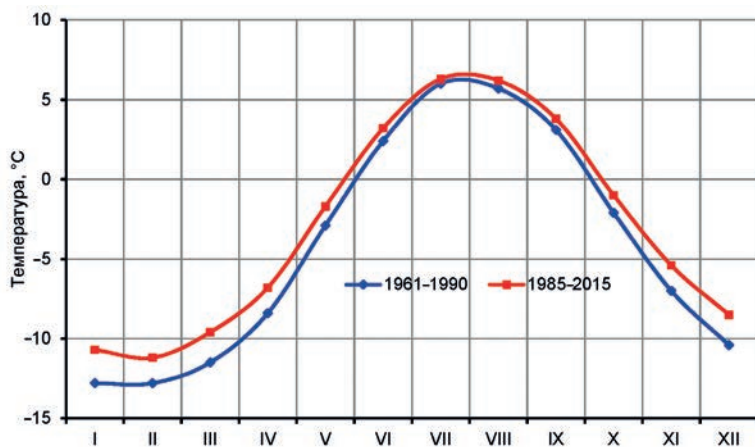


Рис. 3.2.2. Годовой ход среднемесячной температуры воздуха (°С).

Зимой характер термического поля над Карским морем от месяца к месяцу меняется мало. Средняя месячная температура воздуха в январе составляет в юго-западной части моря -17...-20 °С, а в северо-восточной -24...-28 °С (рис. 3.2.3).



Рис. 3.2.3. Пространственное распределение среднемесячной температуры воздуха (°С) в январе (I) и июле (VII).

С апреля — мая начинается интенсивное повышение температуры воздуха. В июле над Карским морем она почти всюду положительная (см. рис. 3.2.3). В северной, открытой части моря температура воздуха в летний период устойчиво удерживается около 0 °С. На юге моря температура воздуха в июле составляет 5—6 °С. В октябре происходит резкое похолодание — до –10 °С на севере и до –1 °С на юге, и в ноябре наступает зима. Устойчивый переход температуры воздуха через 0 °С весной происходит на юге моря в начале июня, а на северо-востоке в конце июня. Осенью переход осуществляется на юге в конце сентября — начале октября, а на севере во второй половине августа. Период с положительными значениями среднесуточной температуры воздуха составляет в северной части 1—2 месяца, а на юге, в прибрежной зоне, 3—4 месяца.

Межгодовая изменчивость температуры воздуха сравнительно невысока. Среднеквадратическое отклонение среднегодовой температуры воздуха в районе Карского моря составляет около 3 °С. Максимум межгодовой изменчивости отмечается в декабре—феврале (4—5 °С), минимум — в июле (1—2 °С).

Экстремальные значения температуры воздуха приведены в табл. 3.3.3. Абсолютный максимум температуры воздуха в северной части района достигает 9 °С (о-в Визе), в юго-западной части — 32 °С (Амдерма), а в восточной — 27 °С (о-в Диксон). Абсолютный минимум температуры воздуха в этих районах равен –48, –45 и –49 °С, соответственно.

Таблица 3.2.3

Абсолютный максимум и абсолютный минимум температуры воздуха (°С)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Абсолютный максимум</i>												
Амдерма	2	2	2	8	15	28	32	29	21	12	4	1
Остров Диксон	–1	0	–1	4	10	22	27	27	17	8	3	0
Остров Визе	–1	–1	–1	0	2	5	9	8	4	1	1	0
ГМО им. Е.К. Фёдорова	0	–1	–3	1	8	12	24	22	13	4	–1	–1
<i>Абсолютный минимум</i>												
Амдерма	–42	–45	–43	–34	–26	–9	–5	–3	–10	–28	–35	–40
Остров Диксон	–46	–49	–44	–38	–29	–17	–3	–4	–12	–31	–43	–47
Остров Визе	–48	–45	–47	–44	–32	–15	–5	–9	–22	–38	–41	–43
ГМО им. Е.К. Фёдорова	–49	–46	–46	–42	–29	–18	–6	–11	–20	–33	–42	–46

3.2.2. Влажность воздуха

Относительная влажность воздуха над акваторией Карского моря велика в течение всего года (более 80 %) (табл. 3.2.4, рис. 3.2.4). На рис. 3.2.4 показан годовой ход среднемесячной влажности воздуха за периоды 1961—1990 и 1985—2015 гг. Нормы двух периодов близки друг к другу с небольшими различиями. В период 1985—2015 гг. в холодные месяцы года (октября по март) относительная влажность увеличилась на 0,2—0,6 %. В июне и августе — сентябре относительная влажность уменьшилась на 0,3—0,7 % в месяц.

Таблица 3.2.4

Значения среднемесячной и среднегодовой относительной влажности воздуха и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях (%)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Амдерма	Среднее	83,3	83,2	83,5	83,9	86,8	88,6	85,9	88,5	88,4	86,9	87,0	84,6	85,9
	СКО	3,1	3,4	3,8	3,5	2,1	2,4	4,4	4,3	2,8	2,6	3,1	3,0	1,4
Остров Диксон	Среднее	84,6	84,2	85,2	85,9	87,7	91,9	90,4	91,2	89,3	88,0	86,8	86,1	87,6
	СКО	2,9	3,1	4,1	4,1	2,6	2,1	3,4	2,8	2,4	2,4	3,1	4,0	1,6
Остров Визе	Среднее	83,2	83,4	83,4	84,8	88,1	91,7	94,5	95,0	92,2	88,2	86,4	84,3	87,9
	СКО	4,3	3,5	4,4	3,4	2,6	2,3	2,0	1,6	2,2	2,4	4,5	4,4	1,9
ГМО им. Е.К. Фёдорова	Среднее	81,9	81,8	81,7	84,4	87,2	91,0	93,0	93,9	90,9	86,6	84,0	82,6	86,6
	СКО	3,5	3,6	3,0	3,5	3,0	1,9	2,1	1,8	2,1	2,6	3,7	4,5	1,7
<i>1985—2015 гг.</i>														
Амдерма	Среднее	84,3	83,7	84,5	85,2	87,4	87,5	87,2	88,7	87,7	88,7	87,4	86,0	86,5
	СКО	3,5	3,8	4,7	4,6	3,1	3,4	3,7	3,6	2,1	2,5	2,9	3,4	2,0
Остров Диксон	Среднее	83,8	84,0	85,5	85,1	87,9	90,2	89,0	89,4	88,6	88,0	86,8	84,9	86,9
	СКО	3,9	3,9	4,0	3,5	3,2	2,7	3,1	3,6	3,4	2,0	3,0	3,2	1,6
Остров Визе	Среднее	82,7	82,6	82,7	84,6	88,0	92,0	94,8	94,6	91,9	86,4	85,3	83,7	87,4
	СКО	3,0	2,6	4,2	3,2	2,7	2,1	2,0	2,3	2,5	3,4	3,3	3,6	1,6
ГМО им. Е.К. Фёдорова	Среднее	84,6	84,4	84,1	84,8	87,4	90,5	93,0	93,9	91,5	87,7	85,7	84,7	87,7
	СКО	4,0	4,5	4,2	3,3	3,5	3,7	2,7	1,7	2,0	2,7	3,5	3,8	2,0

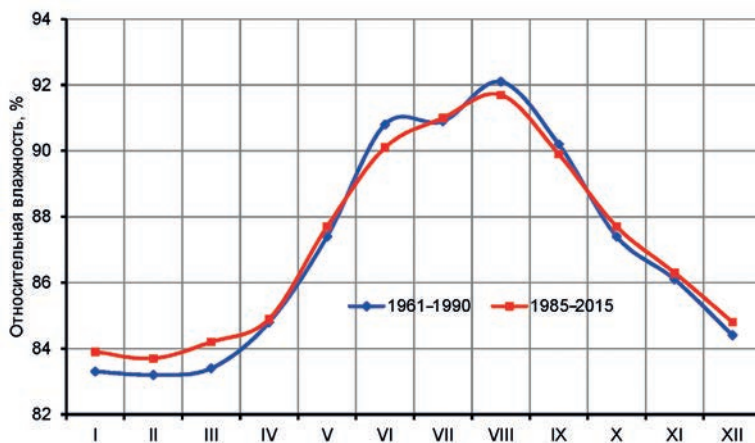


Рис. 3.2.4. Годовой ход относительной влажности воздуха (%).

Среднегодовое значение относительной влажности увеличивается с запада на восток на 2 % (от 86 до 88 %). Годовая амплитуда колебаний ее среднемесячных значений на юго-западе района составляет 3—5 %, а в северной и восточной частях района — 8—12 %. В отличие от других районов в Арктике наибольшие значения относительной влажности отмечаются не зимой, а летом. В августе над южной частью акватории и прибрежными районами она составляет около 89 %, а над северо-восточной частью — около 94 %. В переходные сезоны относительная влажность несколько уменьшается и составляет 85—92 %. В центральные зимние месяцы она нигде не превышает 85 %.

Весной относительная влажность также почти не изменяется ни во времени, ни в пространстве. Несколько меньшие ее значения отмечаются на западе района и несколько большие — на востоке. В среднем в марте и апреле над районом она составляет около 83—85 %, а в мае увеличивается до 87—88 %.

В летние месяцы, с увеличением площади открытой воды, наблюдаются увеличение испарения и относительной влажности. Наиболее всего, до 95 %, она возрастает на севере района (о-в Визе). В южной части моря относительная влажность составляет около 89 %.

В сентябре значения относительной влажности еще сравнительно высоки и составляют около 88—92 %. В оставшиеся осенние месяцы с сокращением открытых водных поверхностей наблюдается постепенное уменьшение относительной влажности.

Межгодовая изменчивость относительной влажности сравнительно невелика. Среднеквадратическое отклонение средней за год относительной влажности воздуха над юго-западной частью Карского моря составляет 1,8—2,4 %. Максимум межгодовой изменчивости отмечается в феврале—марте (4—5 %), минимум — в июне и сентябре (2—4 %).

На протяжении всего года над Карским морем относительная влажность превышает 80 %. В любом месяце года более 20 дней отмечается высокая относительная влажность. Относительная влажность меньше 30 % отмечается крайне редко и только летом на западе района. Так, в Амдерме в летние месяцы такие значения наблюдаются реже чем один день за десять лет.

3.2.3. Ветер

Направление и скорость ветра тесно связаны с распределением барических полей, обусловливаемым особенностями общей циркуляции атмосферы над акваторией Карского моря. Повторяемость направлений ветра соответствует муссонному характеру циркуляции (рис. 3.2.5).

Преобладающее направление ветра и его повторяемость в январе и июле показаны на рис. 3.2.6, а в целом за год приведены в табл. 3.2.5. В зимнее время преобладают направления южной четверти (22—40 %), а в летнее — северной четверти (18—25 %).

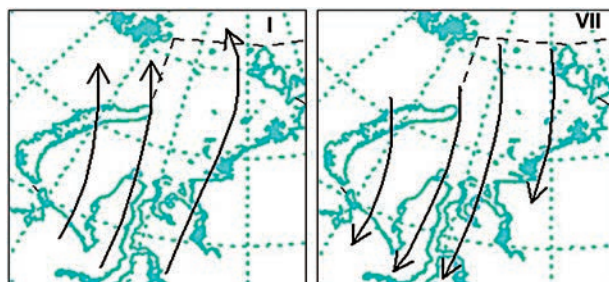


Рис. 3.2.5. Преобладающие направления воздушных потоков в январе (I) и июле (VII).

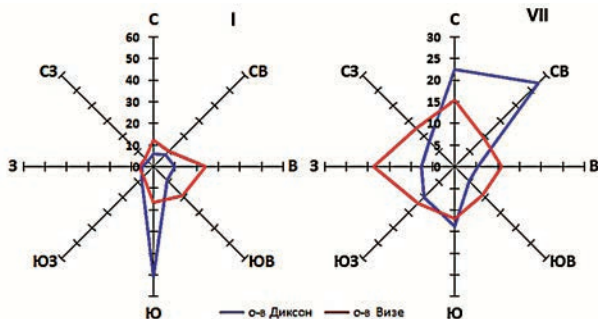


Рис. 3.2.6. Повторяемость (%) направлений ветра на станциях Карского моря в январе (I) и июле (VII).

Таблица 3.2.5

Повторяемость (%) направлений ветра на станциях Карского моря в целом за год

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Амдерма	9	11	13	8	19	19	12	9
Остров Диксон	13	17	9	9	25	11	6	8
Остров Визе	17	12	17	13	14	7	10	10
ГМО им. Е.К. Фёдорова	3	14	24	7	10	20	20	2

Скорость ветра в районе Карского моря имеет хорошо выраженный годовой ход. На рис. 3.2.7 приведен годовой ход среднемесячной скорости ветра для двух 30-летних периодов. Можно отметить уменьшение среднемесячной скорости ветра в период 1985—2015 гг. в течение почти всего года за исключением небольшого повышения скорости в июле. Наиболее это уменьшение заметно в декабре — феврале (0,4—0,6 м/с в месяц).

Максимум скорости ветра приходится на октябрь — январь, минимум — на июль — август. Средняя скорость ветра составляет летом 5—6 м/с, зимой 6—8 м/с, а среднегодовая — около 6 м/с (табл. 3.2.6).

Максимальные значения скорости ветра за год составляют в районе моря 29—34 м/с, порывы ветра достигают 40 м/с (табл. 3.2.7).

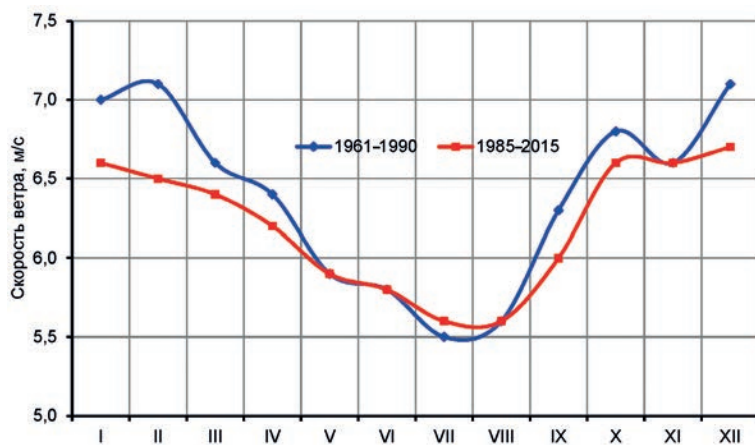


Рис. 3.2.7. Годовой ход среднемесячной скорости ветра (м/с).

Таблица 3.2.6

**Значения среднемесячной и среднегодовой скорости ветра
и среднеквадратического отклонения (СКО) на станциях (м/с)**

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Амдерма	Максимум	32	34	33	29	28	24	22	20	24	30	31	34
	Порыв	40	37	40	40	30	28	27	25	32	40	40	40
Остров Диксон	Максимум	33	34	31	34	32	29	25	26	29	30	32	33
	Порыв	40	40	34	40	37	32	31	28	34	40	40	40
Остров Визе	Максимум	24	28	26	26	29	22	22	26	26	26	27	28
	Порыв	33	34	30	30	34	25	28	30	30	29	32	32
ГМО им. Е.К. Фёдорова	Максимум	25	25	24	24	26	23	22	22	31	25	29	24
	Порыв	29	33	29	29	31	25	26	24	35	29	33	33

Таблица 3.2.7

Максимальная скорость ветра и скорость ветра в порывах (м/с)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Амдерма	13	10	10	8	5	3	2	3	5	9	12	12	92
Остров Диксон	11	9	10	8	6	5	2	3	6	9	9	11	89
Остров Визе	4	4	3	2	2	1	1	2	4	5	4	4	36
ГМО им. Е.К. Фёдорова	7	7	6	5	4	4	4	3	5	7	5	8	65

В зимние месяцы максимальная скорость ветра в разных районах колеблется от 24 до 34 м/с, а в летние — от 20 до 32 м/с. Максимальная скорость порывов ветра, особенно при новоземельской боре, может превышать 40 м/с.

Среднее число дней с сильным ветром (15 м/с и более) приведено в табл. 3.2.8.

Таблица 3.2.8

Среднее число дней с сильным ветром (15 м/с и более)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Амдерма	13	10	10	8	5	3	2	3	5	9	12	12	92
Остров Диксон	11	9	10	8	6	5	2	3	6	9	9	11	89
Остров Визе	4	4	3	2	2	1	1	2	4	5	4	4	36
ГМО им. Е.К. Фёдорова	7	7	6	5	4	4	4	3	5	7	5	8	65

На южном побережье сильный ветер наблюдается в среднем около 90 дней в год. Число дней с сильным ветром в северной части моря на станции о. Визе составляет немногим менее 40 дней в год. В годовом ходе максимальная повторяемость сильного ветра отмечается в зимний период.

Повторяемость штилей составляет зимой в целом по району 5—7 %; исключение составляет его юго-восточная часть, где она выше и составляет 8—11 % (табл. 3.2.9). Летом повторяемость штилей меньше (2—5 %).

Таблица 3.2.9

Повторяемость штилей на станциях Карского моря (%)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Амдерма	3	4	4	3	2	3	3	3	3	2	2	2	3
Остров Диксон	8	8	8	5	3	3	3	3	3	5	7	7	5
Остров Визе	4	4	4	3	3	3	2	3	4	3	4	5	3
ГМО им. Е.К. Фёдорова	9	10	11	9	6	5	5	4	5	5	6	7	7

3.2.4. Осадки

Количество осадков в районе Карского моря составляет 200—420 мм в год. Годовой ход количества осадков (табл. 3.2.10, рис. 3.2.8) характеризуется максимумом в теплый период (в августе 30—50 мм) и минимумом в холодный период (в апреле 10—20 мм). В табл. 3.2.10 для этих станций наряду с нормой 1985—2015 гг. приведена норма 1961—1990 гг. Сравнение годового хода количества осадков для двух периодов показало его увеличение к настоящему времени в холодные месяцы (около 3 мм) и уменьшение в теплые месяцы (3—4 мм в месяц).

Таблица 3.2.10

Среднемесячное и среднегодовое количество осадков (мм)													
Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>													
Амдерма	24	20	19	20	28	34	45	51	48	44	28	28	389
Остров Диксон	19	16	16	13	21	32	39	46	45	34	17	19	317
Остров Визе	13	12	12	8	11	12	24	29	25	20	12	14	192
ГМО им. Е.К. Фёдорова	11	14	12	10	17	25	33	32	30	21	10	12	227
<i>1985—2015 гг.</i>													
Амдерма	27	19	20	23	28	37	51	52	49	49	35	31	421
Остров Диксон	31	26	26	20	25	29	36	42	44	39	28	33	379
Остров Визе	12	10	11	10	13	13	18	26	23	25	17	16	194
ГМО им. Е.К. Фёдорова	12	11	12	10	16	17	27	33	24	23	13	13	211

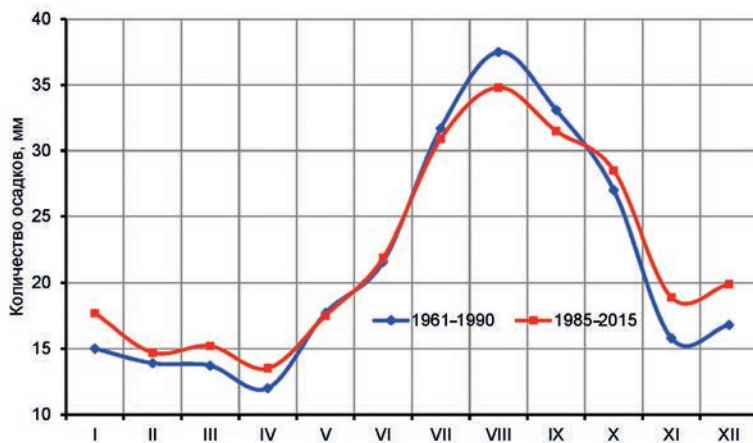


Рис. 3.2.8. Годовой ход среднемесячного количества осадков (мм).

Распределение годовых сумм осадков в районе Карского моря отображает воздействие наиболее устойчивых и продолжительных зимних циркуляционных процессов. Поле осадков в основном характеризуется довольно четкой зональностью и уменьшением их сумм с юго-запада на северо-восток. Максимальное количество осадков за месяц достигает на юго-западе Карского моря 52 мм (август, Амдерма). Минимальное количество осадков (около 10 мм) отмечалось на многих станциях в марте—апреле.

С апреля до августа количество осадков от месяца к месяцу в среднем по акватории возрастает, а с сентября по январь — уменьшается (см. рис. 3.2.8). Наи-

большой рост сумм осадков происходит от июня к июлю, когда твердые осадки сменяются на жидкие, а уменьшение — от октября к ноябрю при смене жидких осадков на твердые.

Характер пространственного распределения сумм осадков во все сезоны примерно одинаков, однако значения их в зависимости от сезона существенно различаются. В холодный период (ноябрь — апрель) выпадает в среднем 15—23 мм в месяц, в мае и июне — по 21—25 мм. Максимум количества осадков приходится на июль — сентябрь (33—38 мм в месяц), а в октябре уже уменьшается до 33 мм.

Доля твердых осадков в годовом количестве составляет в исследуемом районе от 63 до 65 % (табл. 3.2.11). Твердые осадки могут выпадать и летом. На севере района выпадает от 6 % твердых осадков в июле. Жидкие осадки отмечаются с мая по октябрь (около 21 % на севере района и 28 % на юге), а смешанные — с мая по ноябрь (12 %).

Таблица 3.2.11

Средние многолетние месячные и годовые суммы жидких (ж), твердых (т) и смешанных (с) осадков (мм)

Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Остров Визе</i>													
ж						3	12	18	7				40
т	12	10	11	10	12	4	1	3	5	23	16	15	122
с					1	6	5	5	11	2	1	1	32
<i>Остров Диксон</i>													
ж					1	14	34	39	22	2			112
т	31	26	26	20	19	4			6	28	27	33	220
с					5	11	2	3	16	9	1		47

Таблица 3.2.12

Наибольшее и наименьшее месячное количество осадков (мм)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Амдерма	Максимум	65	47	65	44	65	78	112	138	122	112	88	55
	Минимум	5	4	6	1	4	7	11	19	4	19	10	0
Остров Диксон	Максимум	81	83	70	46	54	68	86	84	83	73	51	80
	Минимум	2	0.5	7	3	3	4	4	12	6	16	1	6
Остров Визе	Максимум	27	21	28	32	30	54	65	80	66	65	43	30
	Минимум	0	1	3	1	5	1	2	4	7	7	3	0
ГМО им. Е.К. Фёдорова	Максимум	36	36	32	31	65	54	79	106	61	61	25	49
	Минимум	1	2	0	1	3	3	2	5	7	6	3	2

Пределы изменчивости количества осадков в районе представлены значениями максимального и минимального количества осадков на станциях (табл. 3.2.12).

В целом за год в районе Карского моря насчитывается значительное число дней с осадками: от 180 дней на севере до 208 дней на юго-востоке.

3.2.5. Туманы

В районе Карского моря среднегодовая повторяемость туманов изменяется от 39 дней у мыса Челюскин до 63 дней в Амдерме (табл. 3.3.14). В отдельные годы повторяемость туманов может достигать на юго-западе Карского моря 92 дней (1986 г.) в Амдерме 80 дней (2014 г.) у мыса Челюскин (рис. 3.3.9). Максимум отмечается летом, в июле или августе, и составляет 12—14 дней.

Среднее и максимальное число дней с туманом

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Амдерма	Среднее	1	1	2	4	6	12	14	10	6	4	2	2	63
	Максимум	5	6	5	11	13	20	24	26	20	11	7	5	92
Остров Диксон	Среднее	1	1	2	3	3	5	5	5	3	3	2	2	34
	Максимум	2	1	1	5	10	20	22	22	15	8	4	3	70
Остров Визе	Среднее	0	0	0	1	3	10	13	10	5	3	1	0	47
	Максимум	1	3	4	8	7	14	25	25	18	4	2	1	78
ГМО им. Е.К. Фёдорова	Среднее	0	0	0	1	1	7	12	12	5	1	0	0	39
	Максимум	1	3	3	6	6	19	23	23	16	4	4	1	80

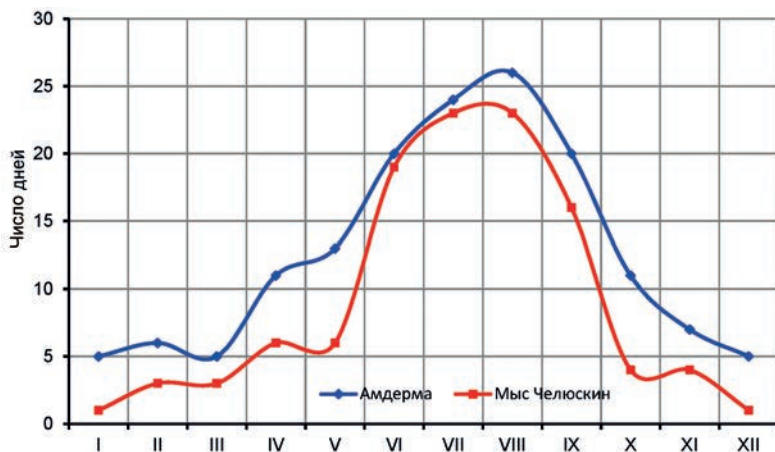


Рис. 3.2.9. Максимальное число дней с туманами.

Средняя годовая продолжительность туманов по району изменяется от 105 ч на востоке на станции Обсерватория Федорова (Мыс Челюскин) до 162 ч и более на южном побережье района, вблизи станции Остров Диксон (табл. 3.2.14).

Таблица 3.2.14

Средняя продолжительность (ч) туманов в районе Карского моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Амдерма	10	8	10	13	15	22	26	28	22	10	14	8	128
Остров Диксон	13	18	16	23	21	25	29	25	21	14	12	10	162
Остров Визе	4	6	8	7	13	19	29	29	21	12	9	8	111
ГМО им. Е.К. Фёдорова	10	6	13	13	10	22	27	28	20	7	10	12	105

3.2.6. Ограниченная видимость

В Карском море повторяемость ограниченной видимости менее 2000 м имеет в годовом ходе два максимума — летний, связанный с большой повторяемостью туманов, и зимний, обусловленный частыми метелями (рис. 3.2.10). В июле — августе повторяемость плохой видимости в годовом ходе составляет 20—25 %, уменьшаясь вдоль побережья к востоку до 15 %. Зимой повторяемость плохой видимости над морем составляет около 15 %, увеличиваясь вдоль побережья к западу до 20—22 % (табл. 3.2.15).

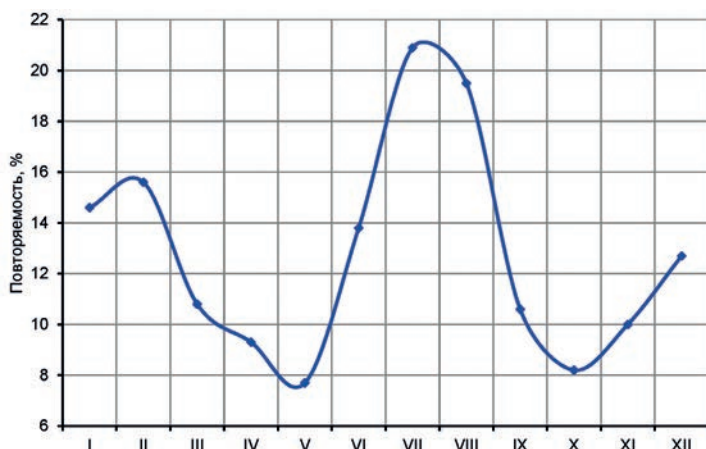


Рис. 3.2.10. Годовой ход повторяемости горизонтальной дальности видимости 2000 м и менее.

Таблица 3.2.15

Среднемесячная и среднегодовая повторяемость (%) различных градаций горизонтальной дальности видимости

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Видимость 200 м и менее</i>												
Амдерма	4,0	3,3	1,8	1,2	2,0	5,3	6,8	5,4	2,5	1,1	1,5	2,5
Остров Диксон	3,5	2,0	1,8	0,8	0,9	4,0	5,1	3,5	1,3	0,8	0,9	2,8
Остров Визе	0,1	0,3	0,6	0,3	0,1	0,2	0,7	0,9	1,0	0,3	0,2	0,3
ГМО им.	2,4	3,3	2,2	1,5	0,6	1,3	2,8	2,3	1,6	0,5	1,2	1,7
Е.К. Фёдорова												
<i>Видимость 2000 м и менее</i>												
Амдерма	21,3	21,8	14,7	12,1	10,8	17,8	19,9	16,2	8,9	10,1	15,5	20,1
Остров Диксон	19,0	18,8	12,2	9,2	8,0	16,9	21,5	16,2	8,6	8,7	10,8	15,6
Остров Визе	4,5	6,2	4,8	5,3	3,7	8,9	21,2	24,3	14,3	6,1	5,5	4,9
ГМО им.	13,4	15,8	11,4	10,6	8,2	11,7	20,9	21,2	10,7	8,0	8,3	10,1
Е.К. Фёдорова												
<i>Видимость 10000 м и более</i>												
Амдерма	8,6	9,7	10,0	13,4	14,6	17,2	17,1	16,7	18,2	14,6	10,6	8,1
Остров Диксон	52,5	53,7	63,7	68,1	72,2	67,7	65,9	68,1	74,9	67,1	61,6	56,4
Остров Визе	73,9	73,0	77,3	80,1	78,8	72,9	56,0	51,3	58,9	68,3	74,4	74,5
ГМО им.	59,7	58,0	64,8	64,5	67,3	70,5	61,6	57,7	64,2	61,9	64,4	60,6
Е.К. Фёдорова												

В среднем за год по всему району моря наблюдается около 50 дней с видимостью менее 2000 м. При этом в юго-западной части района (Амдерма) повторяемость видимости менее 2000 м составляет 58 дней в год, а минимум отмечается в северной части, на станции Остров Визе, где она составляет всего 33 дня за год. Зимой, в декабре — марте, в среднем по району повторяемость дальности видимости менее 2000 м составляет 3—4 дня в месяц, а в июле — августе 5—6 дней.

Ухудшение видимости до 200 м и менее происходит у южного побережья Карского моря и обычно зимой, при метелях, отмечается в среднем 1—2 дня в месяц, а летом не более 2—3 дней в месяц. Продолжительность опасной видимости (менее 50 м) составляет от одного до четырех метеорологических сроков подряд, т.е. не превышает 12 часов.

3.3. МОРЕ ЛАПТЕВЫХ

Е.И. Александров, В.Ф. Радионов

Сеть станций в районе моря приведена на рис. 3.3.1, а периоды их работы — в табл. 3.3.1.

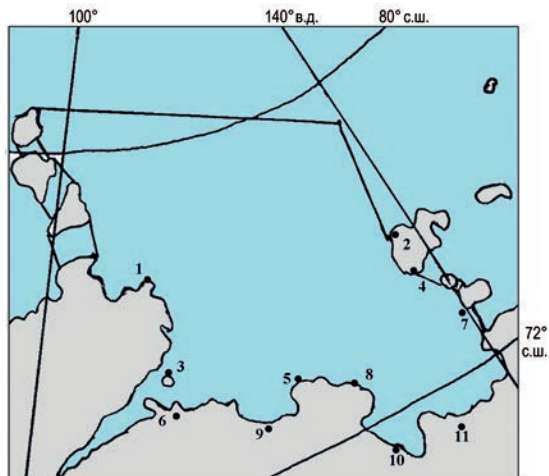


Рис. 3.3.1. Сеть метеорологических станций и границы моря.

Таблица 3.3.1

Сеть метеорологических станций

№ п/п	Синоп. номер	Станция	φ ° с.ш.	λ ° в.д.	Высота над ур. м., м	Период наблюдений
1*	213010	Андрея Остров	76,800	110,833	6	1942—1999
2*	214320	Остров Котельный	76,000	137,867	8	1933—2015
3	215040	Остров Преображения	74,667	112,933	57	1934—2002
4	215350	Пролив Санникова	74,667	138,900	15	1940—2015
5	216130	Остров Дунай	73,900	124,600	9	1954—1994
6	216080	Анабар	73,217	113,500	13	1988—2015
7*	216360	Мыс Кигилях	73,169	139,869	25	1934—2015
8	216270	Антипинский	73,167	128,833	5	1963—2005
9	217110	Усть-Оленек	73,000	119,867	15	1940—2015
10*	218240	Тикси	71,583	128,917	7	1932—2015
11	219310	Юбилейная	70,767	136,217	24	1934—2015

* Станции, на которых есть надежные, статистически обеспеченные данные, характеризующие климат той или иной части моря.

3.3.1. Температура воздуха

Своеобразие термического режима моря Лаптевых обуславливают удаленность моря от исландского и алеутского минимумов и доминирующее воздействие сибирского антициклона в зимний период. В результате здесь отмечаются самые большие значения годовой амплитуды температуры воздуха, достигающие в среднем

по району моря 35 °С (рис. 3.3.3). В северной части моря амплитуда годовой температуры составляет 30 °С, а в южной — около 40 °С (табл. 3.3.2). Наиболее однородные температурные условия в отличие от других морей отмечаются не летом, а зимой, когда различия температуры между разными районами моря не превышают 2—4 °С (в летние месяцы они в два раза больше). В холодный период года (ноябрь — март) наиболее теплой является северная часть моря, а холодной — южная (см. табл. 3.3.2, рис. 3.3.2). В центральные зимние месяцы (январь — февраль) температура воздуха на юге моря составляет –30... –32 °С, а севернее — около –29 °С. В апреле температура повышается уже с севера на юг: от –21 до –10 °С.

Межгодовая изменчивость температуры воздуха сравнительно невысока. Среднеквадратическое отклонение среднегодовой температуры воздуха в районе моря Лаптевых составляет около 1,0—1,5 °С. Максимум межгодовой изменчивости отмечается в декабре — феврале (3—4 °С), минимум — в июле (1—2 °С).

Таблица 3.3.2

Значения среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях (°С)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров Котельный	Среднее	–30,4	–30,7	–28,2	–21,4	–9,6	–0,6	2,6	1,6	–2,1	–12,5	–23,2	–27,7	–15,2
	СКО	2,8	2,6	2,2	1,8	1,6	1,3	1,2	1,5	1,6	2,2	2,5	2,4	0,9
Мыс Кигилях	Среднее	–31,7	–32,3	–29,6	–22,1	–9,5	–0,3	2,4	1,5	–1,7	–12,0	–23,8	–28,9	–15,7
	СКО	2,7	2,7	2,4	1,8	1,8	1,0	0,7	1,3	1,5	2,1	2,6	2,3	0,9
Тикси	Среднее	–31,8	–30,0	–26,2	–18,8	–7,0	2,9	7,2	6,8	1,4	–11,4	–24,5	–28,5	–13,3
	СКО	3,5	4,1	3,7	3,2	1,9	1,5	1,6	1,8	1,4	2,1	3,2	2,8	1,2
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров Котельный	Среднее	–29,3	–29,6	–27,1	–19,3	–8	–0,1	3,3	2,5	–0,9	–10,2	–21,1	–26,6	–13,9
	СКО	2,0	2,5	2,4	2,8	1,5	1,0	1,6	1,9	1,9	3,3	3,3	2,8	1,4
Мыс Кигилях	Среднее	–30,1	–30,4	–27,1	–19,3	–7,6	0,6	3,4	3,7	0,6	–8,6	–21,1	–27,1	–13,6
	СКО	1,8	2,6	2,4	2,3	1,9	1,1	1,3	1,9	1,5	2,7	2,9	2,5	1,2
Тикси	Среднее	–30,5	–30,1	–25,6	–17,7	–5,9	3,3	7,9	8,0	1,9	–10,3	–22,7	–27,9	–12,5
	СКО	3,1	3,9	4,4	3,9	2,1	1,6	2,0	1,8	1,4	2,4	3,0	3,1	1,3

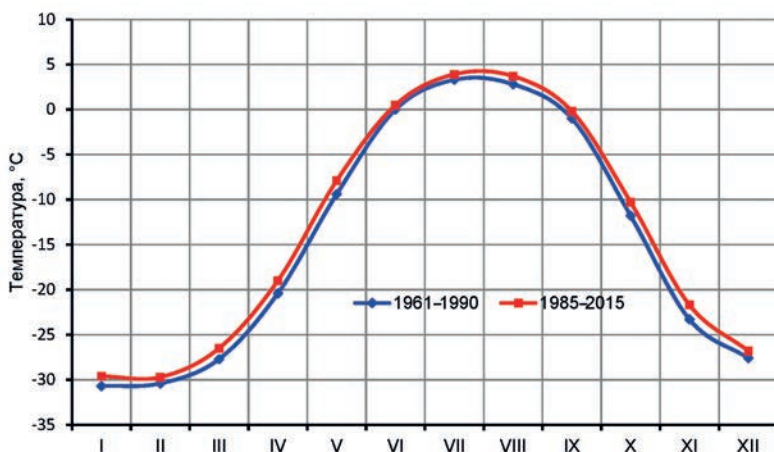


Рис. 3.3.2. Годовой ход среднемесячной температуры воздуха (°С).

В табл. 3.3.2 наряду с нормой за 1985—2015 гг. приводится также норма за 1961—1990 гг. В целом потепление в период 1985—2015 гг. затронуло все месяцы года. Наиболее заметно потепление в весенние и осенние месяцы: в апреле — мае и в октябре — ноябре различие между нормами составляет от 1,4 до 1,6 °С. В летние месяцы потепление составило 0,5—0,6 °С.

Межгодовая изменчивость температуры воздуха сравнительно невысока. Среднеквадратическое отклонение среднегодовой температуры воздуха в районе моря Лаптевых составляет около 1,0—1,5 °С. Максимум межгодовой изменчивости отмечается в декабре — феврале (3—4 °С), минимум — в июле (1—2 °С).

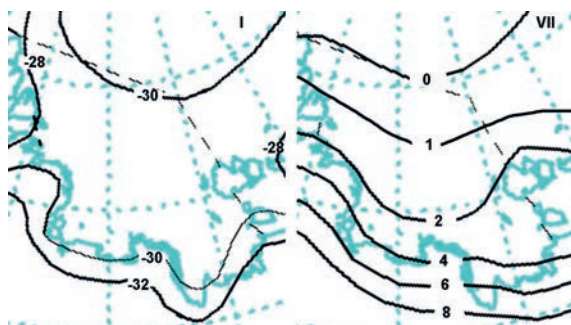


Рис. 3.3.3. Пространственное распределение среднемесячной температуры воздуха (°С) в январе (I) и июле (VII).

Абсолютный максимум температуры воздуха в июле достигает в северной части моря 25 °С и в южной 27—33 °С (табл. 3.3.3).

Минимальная температура воздуха на островах и побережье моря может в отдельные дни понижаться до -50...-54 °С.

Таблица 3.3.3

Абсолютный максимум и абсолютный минимум температуры воздуха (°С)													
Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Абсолютный максимум</i>													
Андрея Остров	-5,2	-2,3	-2,0	3,6	8,3	20,7	30,1	23,3	15,3	6,4	-0,9	-3,0	30,1
Мыс Кигилях	-11,0	-3,9	-7,3	2,3	9,4	21,6	21,6	17,3	11,7	3,7	-4,0	-8,9	21,6
Остров Котельный	-7,2	-3,3	-4,8	0,3	6,2	20,7	25,1	20,2	13,6	1,8	-2,5	-3,1	25,1
Тикси	-3,7	-5,2	0,6	5,9	23,6	32,8	32,9	29,8	23,0	7,8	-1,8	-0,7	32,9
<i>Абсолютный минимум</i>													
Андрея Остров	-51,3	-53,1	-50,2	-44,1	-34,0	-22,0	-7,1	-7,0	-23,5	-36,2	-46,2	-52,7	-53,1
Мыс Кигилях	-48,8	-45,4	-44,7	-43,8	-28,4	-14,4	-3,6	-6,0	-16,5	-31,6	-39,6	-50,2	-50,2
Остров Котельный	-44,2	-49,9	-46,1	-46,2	-28,6	-14,9	-6,0	-9,2	-18,6	-40,2	-40,2	-42,9	-49,9
Тикси	-48,4	-50,3	-47,2	-46,9	-31,2	-14,2	-3,9	-4,0	-18,2	-37,3	-45,0	-48,7	-50,3

3.3.2. Влажность воздуха

Относительная влажность воздуха над акваторией моря Лаптевых в течение всего года превышает 80 % (табл. 3.3.4, рис. 3.3.4). На рис. 3.3.4 также показан годовой ход среднемесячной влажности за период 1961—1990 гг. В период 1985—2015 гг. в холодные месяцы года, с ноября по апрель, относительная влажность увеличилась на 0,4—1,2 %. С мая по сентябрь наблюдается уменьшение относительной влажности на 0,4—1,1 % в месяц.

Среднегодовое значение относительной влажности увеличивается с юга на север на 3 % (от 83 до 87 %). Годовая амплитуда колебаний среднемесячных значений относительной влажности наиболее велика в западной и северной частях района, где она составляет 7—8 %. В южной и восточной частях района изменение влажности от месяца к месяцу не превышает 1—2 %. Наибольшие значения относительной влажности отмечаются летом. В августе влажность составляет около 90 %.

Межгодовая изменчивость относительной влажности сравнительно невелика. Среднеквадратическое отклонение годовой влажности воздуха на прибрежных станциях моря составляет 1,2—2,4 %. Максимум межгодовой изменчивости отмечается в холодные месяцы года (4—5 %), минимум — в сентябре — октябре (2—3 %).

Таблица 3.3.4

Среднемесячная и среднегодовая относительная влажность воздуха и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях (%)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров Котельный	Среднее	85,0	85,0	85,7	87,0	88,6	90,2	91,2	91,8	90,3	88,2	85,4	84,8	87,8
	СКО	3,6	3,6	3,6	3,6	2,5	2,3	3,0	2,4	1,9	2,1	2,7	3,0	1,7
Мыс Кигилях	Среднее	85,3	84,4	85,2	86,5	88,6	90,0	90,9	92,2	90,5	88,1	86,8	85,4	87,8
	СКО	5,2	5,3	5,6	3,9	2,2	1,8	2,8	3,0	2,0	1,8	4,1	5,0	2,3
Тикси	Среднее	79,3	80,3	81,5	82,1	84,7	83,0	83,5	84,2	83,0	81,9	79,9	78,7	81,8
	СКО	4,6	4,3	4,3	4,1	4,5	5,0	3,4	3,4	2,7	1,9	3,0	3,7	1,7
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров Котельный	Среднее	83,3	83,2	83,7	85,0	87,5	89,8	89,8	91,3	90,0	88,2	85,5	83,4	86,7
	СКО	4,9	4,5	5,0	5,4	3,7	2,9	3,2	2,6	2,7	2,7	3,3	4,0	2,4
Мыс Кигилях	Среднее	88,2	88,0	88,6	88,3	88,1	87,2	88,1	89,6	88,4	87,3	87,7	87,3	88,1
	СКО	2,9	3,0	2,2	1,9	2,2	2,5	2,8	2,0	2,0	2,1	2,5	3,3	1,2
Тикси	Среднее	82,4	82,5	83,0	84,0	85,7	81,6	81,9	82,1	82,5	83,5	83,0	82,5	82,9
	СКО	3,7	3,9	3,5	4,5	3,9	4,0	4,2	3,1	2,6	2,0	2,8	3,4	1,6

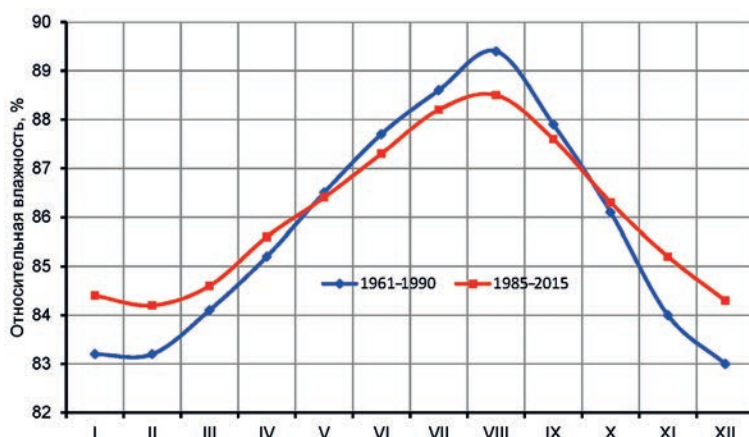


Рис. 3.3.4. Годовой ход относительной влажности воздуха (%).

Район моря Лаптевых характеризуется высокой степенью насыщенности воздуха водяным паром: относительная влажность там превышает 80 % (см. табл. 3.3.4). В любом месяце повторяемость высоких значений относительной влажности со-

ставляет более 20 дней. Сухого воздуха (с относительной влажностью меньше 30 %) в северной части моря не наблюдается, и крайне редко он отмечается только летом на юге района. Так, в Тикси в летние месяцы сухой воздух наблюдается менее одного дня за десять лет.

3.3.3. Ветер

Направление и скорость ветра тесно связаны с распределением барических полей, обусловливаемым особенностями общей циркуляции атмосферы в данном районе. Повторяемость направлений ветра соответствует их муссонному характеру (рис. 3.3.5).

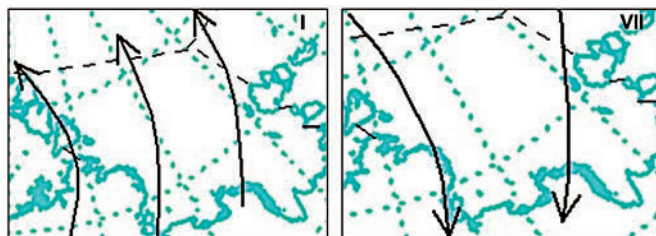


Рис. 3.3.5. Преобладающие направления воздушных потоков над морем Лаптевых в январе (I) и июле (VII).

Зимой, когда над материком располагается сибирский антициклон, а над акваторией моря — область пониженного давления, над морем Лаптевых преобладает ветер, направленный с суши на море, — в основном южный и юго-западный (зимний муссон). Летом преобладает ветер, направленный с моря на сушу (летний муссон). Преобладающее направление ветра и его повторяемость в январе и июле показаны на рис. 3.3.6, а в целом за год приведены в табл. 3.3.5. В западной части моря наблюдается в основном восточный и западный ветер, а в восточной — восточный, северо-восточный, западный и юго-западный.

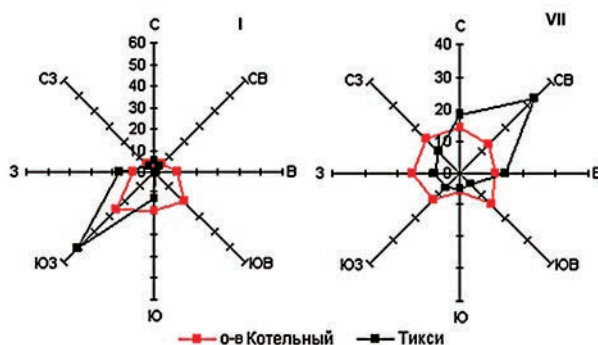


Рис. 3.3.6. Повторяемость (%) направлений ветра в январе (I) и июле (VII).

Таблица 3.3.5

Повторяемость (%) направлений ветра в целом за год

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Андрея Остров	5	7	17	17	8	22	17	7
Мыс Кигилях	6	6	14	19	22	20	8	5
Остров Котельный	9	15	23	14	7	9	13	10
Тикси	11	11	7	3	19	27	16	6

Над центральной и северной частями моря направление ветра малоустойчиво. Существенное влияние на ветер оказывает орография береговой линии. Вблизи высоких берегов воздушный поток отклоняется от первоначального направления и движется вдоль берега.

Среднегодовая скорость ветра составляет 5—6 м/с (табл. 3.3.6).

Таблица 3.3.6

Значения среднемесячной и среднегодовой скорости ветра и их среднеквадратического отклонения (СКО) на станциях (м/с)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Мыс Кигилях	Среднее	5,4	5,1	5,5	6,6	6,7	6,6	6,2	5,9	6,0	5,9	5,5	5,6	5,9
	СКО	1,2	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,6	1,1	1,2
Остров Котельный	Среднее	5,7	5,7	5,7	6,0	6,1	6,4	6,1	6,0	6,5	6,0	5,6	6,0	6,0
	СКО	1,3	1,1	1,1	1,0	1,1	0,8	0,9	0,8	1,2	0,8	1,0	1,1	,4
Тикси	Среднее	5,5	6,0	4,4	4,1	4,4	4,6	4,3	4,7	5,0	5,5	5,7	6,2	5,0
	СКО	2,4	2,3	1,6	1,5	1,1	0,6	0,5	0,6	1,0	1,5	2,1	1,7	0,6
<i>1985—2015 гг.</i>														
Мыс Кигилях	Среднее	5,0	5,0	5,5	6,0	6,5	6,0	5,9	5,8	5,7	5,2	4,9	4,9	5,5
	СКО	1,1	1,4	1,1	1,2	0,9	1,1	1,0	0,6	1,1	0,9	1,2	1,7	0,7
Остров Котельный	Среднее	5,5	5,2	5,6	5,5	5,7	6,0	6,0	5,9	6,1	5,9	5,3	5,4	5,7
	СКО	1,0	1,3	1,6	1,5	1,0	0,8	0,9	0,8	1,0	0,9	1,0	1,1	0,6
Тикси	Среднее	5,4	5,2	4,4	4,0	4,4	4,5	4,4	4,6	5,0	5,3	5,2	5,9	4,9
	СКО	1,9	1,9	1,8	1,7	1,1	0,6	0,5	0,6	0,8	1,4	1,3	2,0	0,8

Скорость ветра в районе моря Лаптевых имеет слабо выраженный годовой ход. В северной части моря (Остров Котельный) максимум скорости ветра приходится на июнь — октябрь (около 6 м/с), минимум — на февраль и ноябрь — декабрь (около 5 м/с) (рис. 3.3.7). В южной части моря (Тикси) максимум скорости ветра наблюдается в декабре (около 6 м/с), минимум — в апреле (около 4 м/с). Среднемесячная скорость ветра над акваторией от сезона к сезону изменяется незначительно, и годовая амплитуда не превышает 1 м/с. Сравнение средних значений для двух периодов показало небольшое уменьшение скорости ветра в период 1985—2015 гг. (см. табл. 3.3.6).

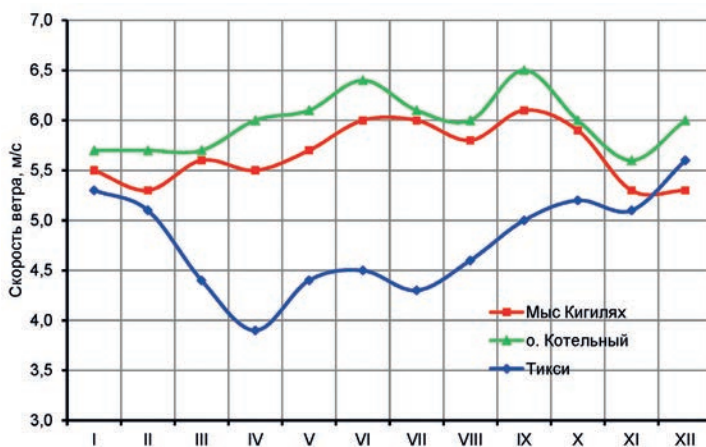


Рис. 3.3.7. Годовой ход среднемесячной скорости ветра (м/с).

Максимальная скорость ветра зимой составляет 20—42 м/с, а в порыве может достигать 47 м/с. Летом максимальная скорость составляет 17—29 м/с, в порыве достигает 32 м/с (табл. 3.3.7).

Таблица 3.3.7

Максимальная скорость и скорость ветра в порыве (м/с)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Котельный	Максимум	20	21	24	21	22	21	23	24	24	21	25	23
	Порыв	26	25	28	26	28	27	25	29	28	24	28	29
Мыс Кигилях	Максимум	22	22	17	18	17	20	19	18	28	20	17	20
	Порыв	29	29	24	28	29	28	24	26	34	28	31	24
Тикси	Максимум	27	28	29	27	24	28	20	18	22	30	29	42
	Порыв	39	35	36	33	29	31	25	21	29	38	39	47

Годовой ход повторяемости сильного ветра имеет максимум в холодные месяцы (3—5 дней в месяц) и минимум летом (2—4 дня в месяц). На побережье повторяемость сильного ветра (15 м/с и более) составляет около 45 дней в год, а к северу уменьшается до 14 дней в год (табл. 3.3.8).

Таблица 3.3.8

Среднее число дней с сильным ветром (15 м/с и более)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мыс Кигилях	3	3	4	4	3	3	3	4	4	3	2	4	40
Остров Котельный	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	14
Тикси	4	4	5	5	5	3	2	2	3	4	3	5	45

Повторяемость штилей составляет зимой в целом по району 10—14 %; исключением является восточная часть моря, где она равна 14—17 % (табл. 3.3.9). Летом повторяемость штилей меньше: 2—8 %.

Таблица 3.3.9

Повторяемость (%) штилей на станциях моря Лаптевых

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Мыс Кигилях	8	12	11	8	4	2	2	2	2	3	7	7	6
Остров Котельный	16	17	13	10	6	2	4	4	4	8	14	14	9
Тикси	9	13	15	12	5	3	3	3	3	5	7	7	7

3.3.4. Осадки

В среднем за год на акватории моря Лаптевых отмечается 140—180 дней с осадками. Количество осадков за год составляет около 330 мм в южной части моря и 150 мм в северной (табл. 3.3.10). Максимум осадков приходится на июль — сентябрь, когда выпадает почти половина годовой суммы. Минимум осадков отмечается в феврале — апреле (рис. 3.3.8). В 1985—2015 гг. преимущественно наблюдается уменьшение количества осадков по сравнению с периодом 1961—1990 гг.

Таблица 3.3.10

Среднемесячное и среднегодовое количество осадков (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>													
Мыс Кигилях	6	6	5	4	9	17	30	25	24	14	7	5	152
Остров Котельный	6	7	8	8	13	18	32	27	20	15	8	7	169
Тикси	26	25	19	14	20	31	46	48	30	22	19	33	333
<i>1985—2015 гг.</i>													
Мыс Кигилях	6	5	6	7	9	20	27	23	22	15	8	7	155
Остров Котельный	5	5	6	5	8	15	26	24	23	14	7	5	143
Тикси	29	20	18	9	14	29	49	54	30	17	22	36	327

Изменения количества осадков от месяца к месяцу в среднем по акватории имеют положительные значения с апреля до августа и отрицательные с сентября по март. Наибольшее увеличение количества осадков происходит от июня к июлю, когда твердые осадки сменяются жидкими, а уменьшение — от сентября к октябрю при смене жидких осадков твердыми.

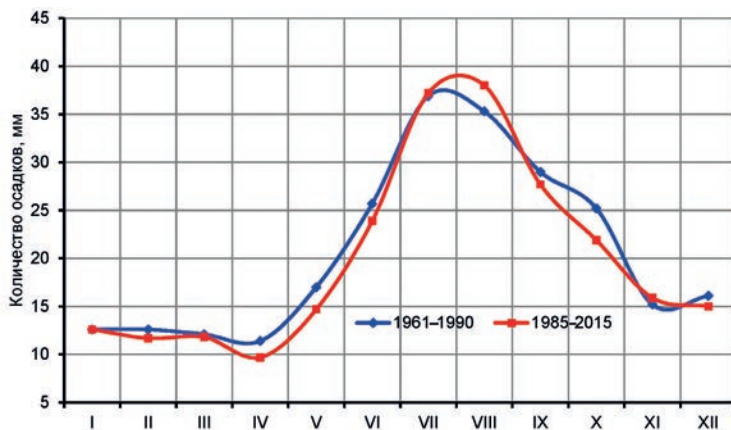


Рис. 3.3.8. Годовой ход среднемесячного количества осадков (мм).

Доля твердых осадков в годовом количестве составляет 61 % на юге района и 48 % на севере (около 200 и 70 мм соответственно) (табл. 3.3.11). Зимой выпадают только твердые осадки. При этом твердые осадки могут выпадать и летом. Жидкие осадки отмечаются с апреля по октябрь (26—29 %), а смешанные — с апреля по ноябрь (13—23 %).

Таблица 3.3.11

Средние многолетние месячные и годовые суммы (мм) жидких (ж), твердых (т) и смешанных (с) осадков

Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Остров Котельный</i>													
ж						7	18	16	4	—			45
т	6	5	6	5	8	4	—	1	9	14	8	7	73
с					1	9	9	6	9	1			35
<i>Тикси</i>													
ж					1	15	46	23	—				85
т	29	20	18	9	11	3	—	6	28	17	22	36	199
с					2	10	3	25	2				42

Пределы изменчивости количества выпадающих осадков в районе представлены значениями максимального и минимального количества осадков на станциях (табл. 3.3.12).

Таблица 3.3.12

Наибольшее и наименьшее месячное количество осадков (мм)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Котельный	Максимум	21	14	20	39	31	52	57	58	57	45	17	35
	Минимум	0	0	1	0	1	3	5	3	2	4	1	0
Мыс Кигилях	Максимум	13	15	13	31	40	49	68	90	61	41	24	20
	Минимум	0	0	1	0	0	2	2	2	0	1	0	0
Тикси	Максимум	99	86	92	57	38	53	143	133	69	34	76	145
	Минимум	3	1	2	0	0	8	13	21	5	6	7	3

Летом суточный максимум количества осадков на севере моря Лаптевых (о-в Котельный) достигает 40 мм, на юге (Тикси) — 48 мм и на востоке (мыс Кигилях) — 56 мм (табл. 3.3.13). Зимой суточный максимум количества осадков очень редко достигает 5—10 мм. Измеренный суточный максимум в день с метелью бывает в два-три раза больше указанного в табл. 3.3.13 за счет надува снега в осадкомер.

Таблица 3.3.13

Среднее и максимальное суточное количество осадков (мм)													
Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Котельный	Среднее	2	2	2	2	2	5	9	8	4	3	2	2
	Максимум	8	27	23	10	7	17	39	26	16	7	8	13
Мыс Кигилях	Среднее	2	2	2	2	2	6	10	8	5	3	2	2
	Максимум	16	9	46	12	12	13	56	30	23	10	7	9
Тикси	Среднее	6	7	4	3	4	10	14	14	8	6	9	10
	Максимум	41	36	31	20	21	33	49	34	26	29	54	40

В среднем за год на акватории моря насчитывается около 160 дней с суточной суммой осадков более 0,1 мм (табл. 3.3.14). Число дней с осадками в районе моря изменяется от 150 дней на западе и востоке до 170 дней на севере и юге.

Таблица 3.3.14

Среднее число дней с суточной суммой осадков более 0,1 мм													
Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Котельный	13	12	13	12	13	10	13	16	17	22	15	13	169
Мыс Кигилях	11	9	11	10	12	9	12	16	17	20	14	11	152
Тикси	15	14	13	13	14	13	13	15	15	17	15	17	174

3.3.5. Туманы

Туманы — характерная черта климата моря Лаптевых в летний период. Туманы на акватории моря Лаптевых связаны с адвекцией теплого и влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность (льды, вода). Они охватывают значительные площади акватории, отличаются большой вертикальной мощностью, продолжительностью и внезапностью появления. В прибрежных районах отмечается в среднем за год 30—50 дней с туманом, а в северной части моря — до 60 дней (табл. 3.3.15, рис. 3.3.9).

Таблица 3.3.15

Среднее и максимальное число дней с туманом														
Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Котельный	Среднее	1	2	3	3	4	10	14	10	7	2	2	1	59
	Максимум	4	6	8	10	12	19	18	19	12	6	5	4	
Мыс Кигилях	Среднее	0,2	0,3	0,3	1	4	9	15	12	4	1	0,3	0,3	47
	Максимум	2	4	2	5	10	17	26	25	12	4	2	3	
Тикси	Среднее	0	0,1	0,2	2	5	9	10	3	2	1	0,1	0,1	33
	Максимум	3	3	4	4	14	20	23	13	11	6	5	3	

Для морских условий годовой ход повторяемости туманов характеризуется летним максимумом и зимним минимумом. Летом повторяемость туманов обычно составляет 9—15 дней в месяц, а наибольшая повторяемость — 20—30 дней в месяц. Зимой повторяемость туманов в среднем составляет 1—2 дня в месяц, а максимальная достигает 9 дней в месяц.

Весной, в мае, повторяемость туманов возрастает до 4—5 дней в западной части моря и 6—8 дней в восточной. Осенью, наоборот, повторяемость туманов уменьшается и в среднем по району не превышает 1—2 дней в месяц.

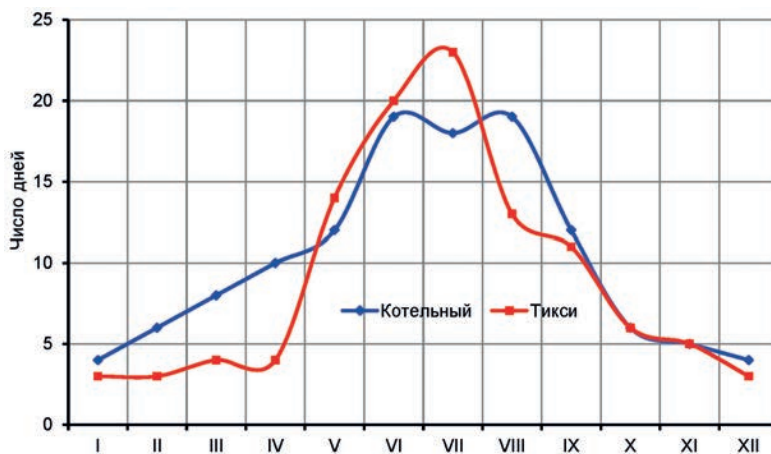


Рис. 3.3.9. Максимальное число дней с туманами.

Продолжительность тумана зимой невелика и не превышает 10 часов в месяц. Летом она возрастает до 100 часов в месяц (табл. 3.3.16). Непрерывная продолжительность одного тумана не превышает 3 часов.

Таблица 3.3.16

Средняя продолжительность (часы) туманов

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Котельный	0,2	4	5	5	19	38	67	70	23	11	7	1	250
Тикси	0,3	2	1	1	30	64	67	58	12	2	1	0	208

В целом за год суммарная продолжительность туманов достигает 200—330 часов.

3.3.6. Ограниченная видимость

В годовом ходе повторяемости плохой видимости (менее 2 км) имеются два максимума — хорошо выраженный летний (туманы) и менее выраженный зимний (метели и осадки) (рис. 3.3.10). В июне — августе повторяемость плохой видимости в среднем по району превышает 10—14 %. В зимние месяцы, несмотря на частые метели, повторяемость плохой видимости не превышает 8—9 %; это связано с тем, что при метелях видимость не всегда бывает менее 2 км. Вместе с тем на отдельных станциях значения горизонтальной видимости могут отличаться от средних значений по району.

На станции Тикси в годовом ходе дальности видимости основной максимум повторяемости плохой видимости 2000 м и менее приходится на зимние месяцы — от 12 до 17 % в месяц. В летние месяцы наибольшее значение повторяемости видимости менее 2000 м не превышает 10 %.

В северо-западной и южной частях моря ухудшение видимости до 200 м и менее происходит чаще и отмечается в зимние месяцы. Повторяемость такой видимости в январе составляет от 2 до 5 %.

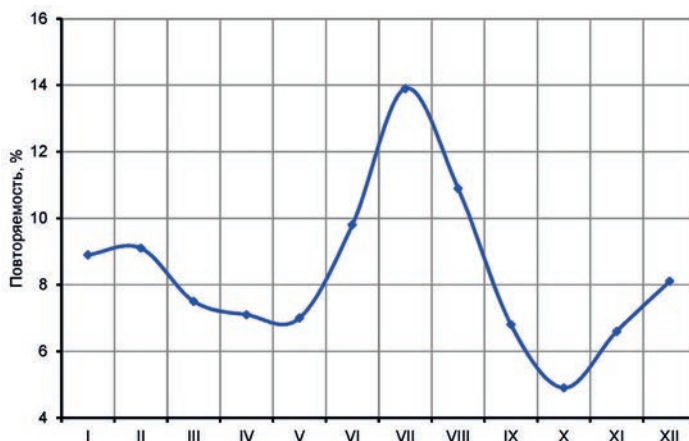


Рис. 3.3.10. Годовой ход повторяемости горизонтальной дальности видимости 2000 м и менее.

Таблица 3.3.17

Среднемесячная и среднегодовая повторяемость (%) различных градаций горизонтальной дальности видимости

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Видимость 200 м и менее</i>													
Андрея Остров	2,2	2,3	2,3	1,7	1,0	0,6	1,2	1,1	1,1	0,6	0,6	0,6	1,3
Остров Котельный	0,4	0,9	0,7	0,9	0,5	0,4	0,7	0,7	0,2	0,1	0,2	0,5	0,5
Мыс Кигилях	0,9	0,9	0,2	0,6	0,4	1,0	1,8	2,1	0,8	0,1	0,1	0,2	0,8
Тикси	4,9	3,9	1,9	0,8	0,4	0,8	1,4	0,3	0,1	0,3	1,8	5,8	1,9
<i>Видимость 2000 м и менее</i>													
Андрея Остров	7,7	9,9	9,9	10,4	6,4	9,6	12,0	12,4	12,4	6,4	6,5	6,7	9,2
Остров Котельный	6,8	8,7	8,8	8,0	6,6	6,7	12,1	10,2	4,8	4,4	5,4	6,8	7,4
Мыс Кигилях	3,8	4,2	3,0	5,2	7,1	14,0	21,6	17,8	7,8	3,8	3,1	2,4	7,8
Тикси	17,1	13,7	8,1	4,8	7,7	8,7	9,7	3,3	2,0	5,0	11,2	16,5	9,0
<i>Видимость 10000 м и более</i>													
Андрея Остров	60,8	62,7	63,8	59,9	67,9	69,4	72,2	69,2	69,2	66,8	62,1	65,4	65,8
Остров Котельный	69,5	66,4	65,1	66,0	66,4	70,5	64,7	65,2	66,6	60,9	68,2	70,1	66,6
Мыс Кигилях	74,4	76,8	79,0	74,2	71,9	70,3	61,1	63,4	72,5	71,0	77,3	78,8	72,6
Тикси	54,5	58,0	70,0	66,8	71,3	76,7	75,9	77,4	79,0	70,4	58,6	63,1	68,5

В целом в районе моря Лаптевых горизонтальная видимость довольно хорошая. Повторяемость видимости 10 км и более за год в среднем по району моря составляет около 70 %.

3.4. ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ

Е.И. Александров, В.Ф. Радионов

Восточно-Сибирское море находится в зоне атмосферных воздействий Атлантического и Тихого океанов. Климат моря — полярный морской, но с признаками континентальности.

Сеть станций в районе моря приведена на рис. 3.4.1, а периоды их работы — в табл. 3.4.1.

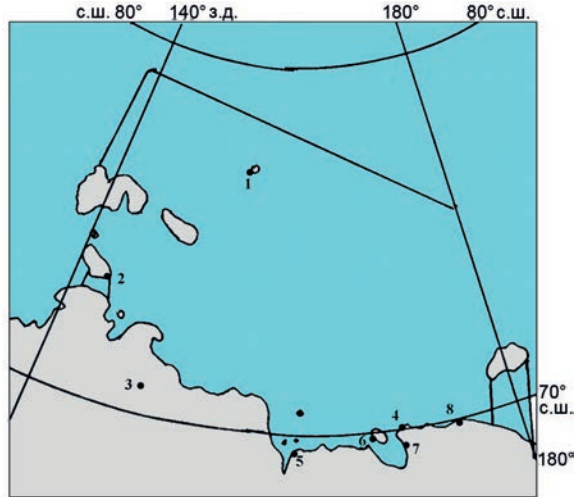


Рис. 3.4.1. Сеть метеорологических станций и границы моря.

Таблица 3.4.1

Сеть метеорологических станций

№ п/п	Синоп. номер	Станция	φ° с.ш.	λ° з. д.	Высота над ур. м., м	Период наблюдений
1*	21358	Остров Жохова	76,15	152,83	14	1955—1996
2*	21647	Мыс Шалаурова	73,18	143,23	22	1928—2003
3*	21946	Чокурдах	70,62	147,88	61	1955—2015
4	21978	Валькаркай	70,08	170,93	6	1948—2015
5*	25034	Бухта Амбарчик	69,62	162,30	23	1948—2015
6	25042	Айон Остров	69,92	167,97	14	1955—2015
7	25051	Певек	69,78	171,00	3	1955—2015
8*	25062	Мыс Биллингс	69,88	175,77	3	1955—2015

* Станции, на которых есть надежные, статистически обеспеченные данные, характеризующие климат той или иной части моря.

3.4.1. Температура воздуха

В целом над морем в течение всего года преобладают массы холодного и сухого арктического воздуха или континентального воздуха умеренных широт, холодного зимой и теплого летом.

Средняя годовая температура воздуха составляет от $-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ на севере до $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юго-востоке акватории моря (табл. 3.4.2). В среднем по району моря амплитуда годовой температуры составляет $33\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.4.2).

В табл. 3.4.2 наряду с нормой температуры воздуха за 1985—2015 гг. для тех же станций приводится также норма за 1961—1990 гг., а на рис. 3.4.2 — годовой ход среднемесячной температуры в целом по району моря для обоих периодов. В целом по району моря температура стала выше. Лишь в январе различие норм незначительно. Наиболее значительное потепление наблюдается в осенние месяцы: в октябре — ноябре различие между нормами составляет 2,0—2,3 °С. В летние месяцы разность норм равна 0,8 °С.

Таблица 3.4.2

Значения среднемесячной и среднегодовой температуры воздуха и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях(°С)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров Жохова*	Среднее	-29,1	-30,0	-27,5	-20,9	-9,5	-1,4	0,7	-0,2	-4,0	-13,5	-23,0	-27,3	-15,5
	СКО	2,5	2,8	2,2	2,0	1,6	1,0	0,6	1,1	2,2	2,6	2,3	2,6	1,0
Чокурдах	Среднее	-34,6	-33,6	-28,1	-19,1	-5,7	5,6	9,6	6,8	,5	-12,8	-26,7	-32,4	-14,2
	СКО	3,2	2,9	2,8	2,4	2,5	2,9	1,7	1,6	1,8	1,7	2,6	2,6	0,9
Бухта Амбарчик	Среднее	-29,9	-29,8	-25,8	-17,8	-4,7	3,9	6,8	5,1	0,6	-10,4	-22,6	-28,2	-12,7
	СКО	3,3	3,7	2,8	2,6	2,5	2,1	2,2	1,8	2,0	2,2	3,1	3,1	0,8
Мыс Шалаурова	Среднее	-31,2	-31,5	-28,6	-20,9	-9,0	-0,2	2,5	2,3	-0,8	-11,3	-23,4	-28,7	-15,1
	СКО	2,8	2,5	2,2	1,7	1,5	1,1	0,8	1,7	1,6	1,9	2,2	2,2	0,9
Мыс Биллингс	Среднее	-26,3	-28,4	-26,4	-19,6	-7,0	0,8	2,8	2,4	-8	-10,3	-18,9	-24,8	-13,1
	СКО	3,4	4,7	2,7	2,9	2,5	1,2	1,0	1,8	1,6	2,6	3,8	3,2	0,9
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров Жохова*	Среднее	-28,4	-28,0	-27,3	-19,8	-8,7	-1,0	1,2	0,2	-3,2	-12,5	-21,9	-26,7	-14,7
	СКО	1,7	2,4	2,0	1,7	1,5	0,7	1,1	1,5	2,4	2,8	2,7	3,0	1,1
Чокурдах	Среднее	-33,8	-32,7	-27,1	-17,7	-5,2	6,2	10,6	7,7	1,4	-11,4	-24,4	-31,2	-13,1
	СКО	1,9	3,6	3,0	2,9	2,3	2,9	1,9	2,2	1,6	2,4	2,9	2,8	1,2
Бухта Амбарчик	Среднее	-29,9	-29,6	-24,0	-16,4	-4,3	4,5	7,7	5,8	1,5	-8,8	-19,6	-27,5	-11,7
	СКО	2,9	4,1	3,1	3,1	2,3	1,9	2,0	2,3	1,7	2,1	3,8	4,0	1,3
Мыс Шалаурова	Среднее	-30,0	-30,8	-27,2	-19,5	-7,9	0,3	3,1	3,5	0,2	-9,4	-21,5	-27,5	-13,9
	СКО	2,0	2,8	2,8	2,3	1,5	1,0	1,2	1,9	1,5	2,5	2,9	2,9	1,2
Мыс Биллингс	Среднее	-26,8	-26,7	-24,4	-17,4	-5,3	1,8	3,8	3,4	0,6	-7,5	-16,4	-23,5	-11,6
	СКО	2,6	4,3	3,3	2,8	1,7	1,2	1,5	2,1	2,0	3,1	3,7	4,2	1,4

* Для станции о-в Жохова представлена норма за период 1985—1996 гг.

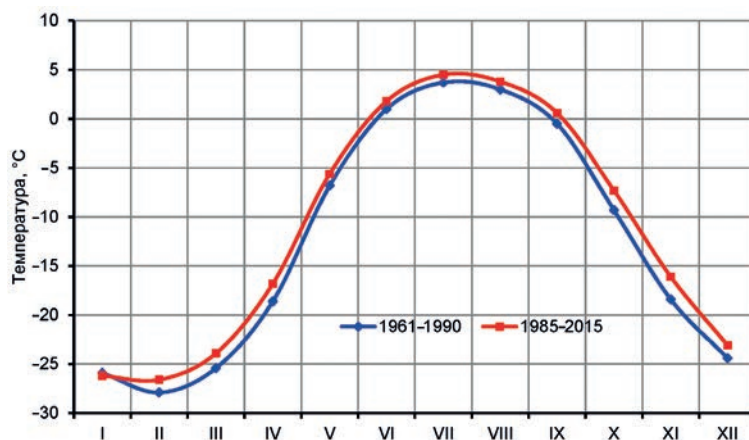


Рис. 3.4.2. Годовой ход среднемесячной температуры воздуха (°С).

Для годового хода средней температуры воздуха характерны довольно близкие ее значения в центральные зимние месяцы. Зимой среднемесячная температура воздуха самых холодных месяцев изменяется от -27°C в юго-восточной части района до -30°C близ Новосибирских островов и -32°C в устьях рек Индигирки и Колымы (рис. 3.4.3).

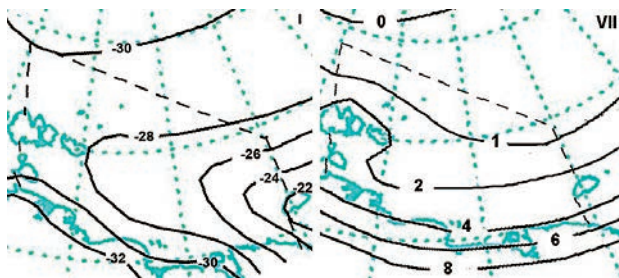


Рис. 3.4.3. Пространственное распределение среднемесячной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в январе (I) и июле (VII).

Весной температура воздуха изменяется от -18°C на востоке до -21°C над северо-западной частью моря. Летом, в июне — августе, над северной частью моря устойчиво удерживается температура около $-1 \dots 0^{\circ}\text{C}$, но у побережья она положительная и равна $4 \text{—} 8^{\circ}\text{C}$. Устойчивый переход температуры воздуха через 0°C весной происходит в начале июня у побережья и в начале июля на севере моря, а осенью в середине сентября над всей акваторией устанавливается отрицательная температура воздуха. Продолжительность периода с положительными значениями среднесуточной температуры составляет менее двух месяцев на севере моря и $3,0 \text{—} 3,5$ месяца в его южной части.

Межгодовая изменчивость температуры воздуха сравнительно невелика. Среднеквадратическое отклонение среднегодовой температуры в районе Восточно-Сибирского моря составляет около $1,0 \text{—} 1,4^{\circ}\text{C}$. Максимум межгодовой изменчивости отмечается в декабре — феврале ($3 \text{—} 4^{\circ}\text{C}$), минимум — в июле ($1 \text{—} 2^{\circ}\text{C}$).

Экстремальные значения температуры воздуха по месяцам и за год представлены в табл. 3.4.3.

Таблица 3.4.3

Абсолютный максимум и абсолютный минимум температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Абсолютный максимум</i>												
Остров Жохова	-8	-3	-3	-3	7	11	15	8	8	1	0	-3
Бухта Амбарчик	-2	0	1	6	21	31	32	29	18	14	1	1
Чокурдах	-10	-11	-3	3	23	30	32	29	21	6	-2	-11
Мыс Шалаурова	-5	-7	-9	1	10	17	22	23	13	7	-2	-4
Мыс Биллингс	-8	-1	4	8	13	25	28	22	15	6	4	1
<i>Абсолютный минимум</i>												
Остров Жохова	-49	-48	-47	-44	-32	-16	-8	-12	-26	-38	-42	-48
Бухта Амбарчик	-46	-46	-43	-38	-24	-12	-5	-5	-11	-31	-38	-45
Чокурдах	-54	-50	-48	-43	-30	-11	-1	-5	-18	-35	-47	-50
Мыс Шалаурова	-49	-51	-47	-44	-29	-16	-14	-6	-21	-32	-41	-47
Мыс Биллингс	-46	-49	-45	-39	-27	-14	-3	-6	-14	-30	-40	-44

Для акватории моря характерна большая амплитуда колебаний экстремальных значений температуры воздуха в течение года. Так, на севере района (о. Жохова) разность январских и июльских значений составляет 64 °С, а на южном побережье (Мыс Биллингс) — 77 °С. Летом над большей частью акватории можно ожидать понижения температуры воздуха до 0 °С и ниже. Амплитуда суточных колебаний невелика, осенью и зимой не превышает 1 °С, весной составляет 3—4 °С, а летом 1—2 °С.

3.4.2. Влажность воздуха

Относительная влажность воздуха над Восточно-Сибирским морем в течение всего года превышает 80 % (табл. 3.4.4, рис. 3.4.4). На рис. 3.4.4 также показан годовой ход среднемесячной влажности за период 1961—1990 гг. В целом по акватории значения относительной влажности в двух периодах близки. С января по июль в период 1985—2015 гг. отмечается небольшое уменьшение относительной влажности (не более 0,1—0,4 %), а с августа по октябрь — ее небольшое увеличение.

Среднегодовое значение относительной влажности увеличивается с юга на север на 4 % (от 84 до 88 %). Годовая амплитуда колебаний среднемесячных значений относительной влажности максимальна в западной и северной частях района и составляет от 6 до 9 %. В южной и восточной частях района изменения значений относительной влажности от месяца к месяцу не превышают 2—5 %. Наибольшие значения относительной влажности отмечаются летом. В августе в северной части моря она составляет около 93 %, а в южной — около 86 %.

Межгодовая изменчивость относительной влажности сравнительно невысока. Среднеквадратическое отклонение средней за год относительной влажности

Таблица 3.4.4

Среднемесячная и среднегодовая относительная влажность воздуха и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях (%)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров Жохова	Среднее	84,9	84,9	85,3	85,7	87,6	91,2	93,5	93,8	91,3	87,4	85,1	83,9	88,0
	СКО	4,2	4,5	4,0	3,7	3,0	2,5	2,2	2,5	2,5	3,6	4,8	5,4	2,7
Бухта Амбарчик	Среднее	82,5	83,4	82,9	84,8	84,0	81,8	83,1	86,0	84,9	83,0	81,0	80,4	83,2
	СКО	3,9	3,7	3,9	4,3	4,4	5,2	3,8	4,0	3,6	2,5	3,5	3,7	1,7
Мыс Шалаурова	Среднее	86,3	85,9	86,8	88,0	89,1	89,0	89,8	91,9	89,0	87,9	87,9	87,5	88,3
	СКО	3,7	3,9	3,1	2,7	2,8	2,6	2,7	1,7	2,0	2,0	3,4	4,4	1,3
Мыс Биллингс	Среднее	84,4	81,8	82,6	85,4	88,2	89,7	90,6	92,3	90,4	86,6	85,1	83,5	86,7
	СКО	4,8	4,3	4,2	3,6	2,2	2,6	2,9	2,2	2,9	2,7	3,5	3,8	1,8
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров Жохова*	Среднее	82,1	84,1	84,0	86,2	86,7	88,4	90,6	90,6	88,5	85,4	81,0	80,3	85,7
	СКО	4,5	4,8	4,8	3,0	3,0	4,3	3,8	4,2	2,5	3,8	4,4	5,1	2,2
Бухта Амбарчик	Среднее	84,2	84,4	84,4	85,9	85,4	80,1	82,9	86,3	86,7	85,2	83,9	83,3	84,4
	СКО	3,8	4,1	3,6	3,7	4,8	8,5	4,5	4,3	2,9	2,9	3,8	4,0	1,7
Мыс Шалаурова	Среднее	83,0	83,3	84,6	86,8	89,3	90,4	91,3	92,2	89,7	87,1	85,1	83,8	87,2
	СКО	3,8	4,1	3,8	2,9	2,5	2,2	2,2	1,9	2,6	2,2	3,5	4,0	1,4
Мыс Биллингс	Среднее	84,6	82,9	83,1	86,1	88,9	88,4	89,4	91,2	90,9	87,0	85,2	84,3	86,8
	СКО	4,2	4,3	3,8	3,6	2,5	2,8	3,4	3,6	2,7	2,3	3,4	3,0	1,5

* Для станции о-в Жохова представлена норма за период 1985—1996 гг.

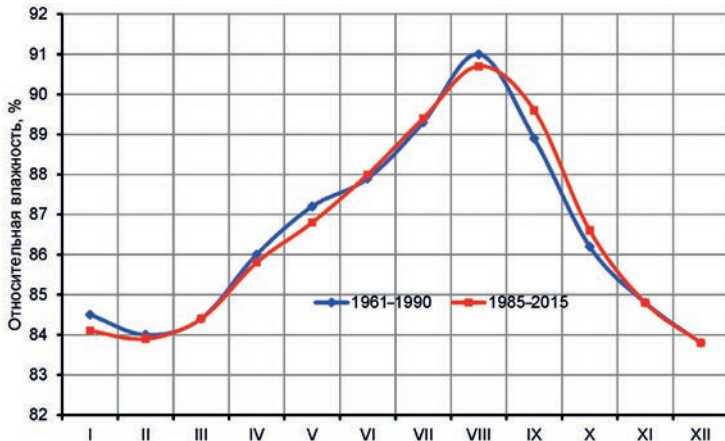


Рис. 3.4.4. Годовой ход относительной влажности воздуха (%).

воздуха на прибрежных станциях составляет 1,5—2,7 %. Максимум межгодовой изменчивости отмечается в холодные месяцы года (4—5 %), минимум — в сентябре — октябре (2—3 %).

Как видно из представленных в таблице и на рисунке данных, на протяжении всего года для района Восточно-Сибирского моря характерна высокая степень насыщенности воздуха водяным паром: относительная влажность превышает 80 %. В любом месяце повторяемость высокой относительной влажности составляет более 20 дней. Сухой воздух с относительной влажностью меньше 30 % в северной части моря не наблюдался. По данным наблюдений на станции Амбарчик, только летом на юге района крайне редко может наблюдаться влажность менее 30 % — не чаще одного дня за тридцать лет.

3.4.3. Ветер

По циркуляционным условиям атмосферы район отличается от районов других арктических морей тем, что через него зимой проходит полоса высокого давления, соединяющая два климатических центра действия атмосферы — канадский и сибирский антициклоны. Зимой основное влияние на погоду над акваторией моря оказывает отрог сибирского максимума. Летом на погоду района оказывает влияние арктический антициклон в восточной части Арктического бассейна. Направление преобладающих воздушных потоков над Восточно-Сибирским морем показано на рис. 3.4.5.

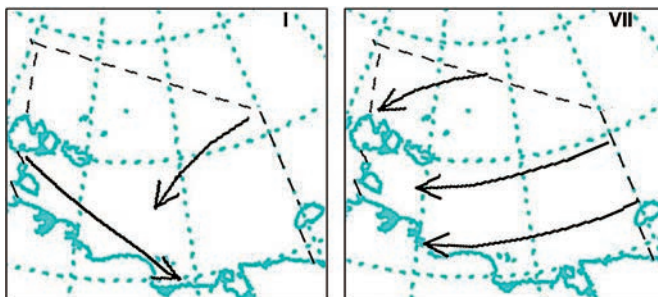


Рис. 3.4.5. Преобладающие направления воздушных потоков в январе (I) и июле (VII).

Ветровой режим над Восточно-Сибирским морем отличается значительным разнообразием. Над южной частью моря зимой преобладают западные потоки (рис. 3.4.6). Над северной частью моря ветер неустойчив по направлению.

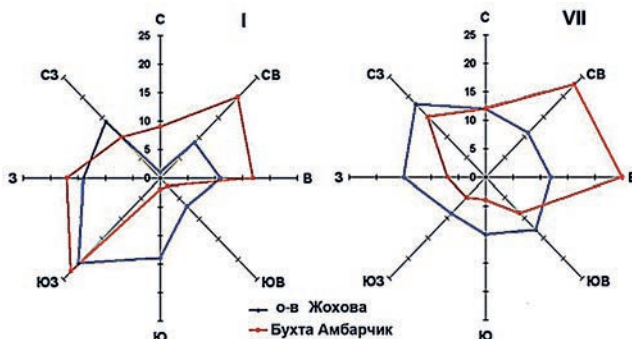


Рис. 3.4.6. Повторяемость (%) направлений ветра в январе (I) и июле (VII).

Весной над всем морем господствуют восточные потоки, в которых по мере удаления от материка все более заметной становится северная составляющая. Аналогичная картина сохраняется в летние месяцы. В сентябре в связи с быстрой перестройкой барического поля картина изменяется, и в западной части моря отмечается незначительное преобладание южных потоков, тогда как в самой восточной части преобладает ветер северных направлений. Та же картина наблюдается и в октябре, а с ноября направления ветров уже аналогичны их направлениям в собственно зимние месяцы. Преобладающее направление ветра и его повторяемость в целом за год приведены в табл. 3.4.5.

Таблица 3.4.5

Повторяемость (%) направлений ветра на станциях Восточно-Сибирского моря в целом за год

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Остров Жохова	11	12	13	14	12	13	13	12
Бухта Амбарчик	3	20	15	11	7	35	5	4
Мыс Шалаурова	8	22	25	7	3	7	18	10
Мыс Биллингс	4	8	28	8	8	13	19	12

Скорость ветра в районе Восточно-Сибирского моря имеет хорошо выраженный годовой ход. На рис. 3.4.7 приведен годовой ход среднемесячной скорости ветра для двух периодов: 1961—1990 и 1985—2015 гг. В период 1985—2015 гг. наблюдается уменьшение среднемесячной скорости ветра почти во всех месяцах. Наиболее это уменьшение заметно в апреле — июне и ноябре (0,2—0,4 м/с в месяц).

Максимум скорости ветра приходится на август — сентябрь, минимум — на март — апрель (рис. 3.4.7). Средняя скорость ветра летом составляет 5—6 м/с, зимой — около 5 м/с. Среднемесячные значения скорости ветра от сезона к сезону изменяются незначительно. Среднегодовая скорость ветра над морем составляет чуть более 5 м/с (табл. 3.4.6).

Максимальные значения скорости ветра сравнительно невелики и находятся в основном в диапазоне от 18 до 32 м/с. Скорость ветра в порыве может достигать 34 м/с (табл. 3.4.7).

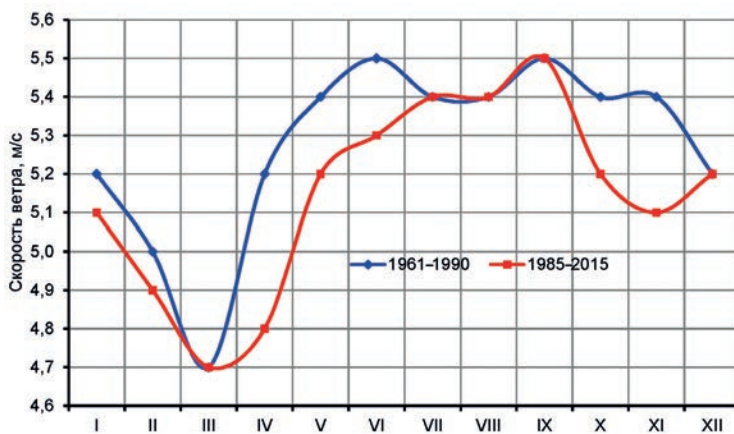


Рис. 3.4.7. Годовой ход среднемесячной скорости ветра (м/с).

Таблица 3.4.6

Среднемесячная и среднегодовая скорость ветра и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях(м/с)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров Жохова*	Среднее	4,9	4,8	4,6	4,8	5,2	5,4	5,4	5,6	5,7	5,4	4,8	4,8	5,1
	СКО	1,2	1,0	1,0	1,0	1,1	0,7	0,8	0,6	1,0	0,9	1,0	1,2	0,4
Бухта Амбарчик	Среднее	6,2	6,0	4,7	4,9	4,8	5,1	5,1	5,1	5,1	5,7	6,3	6,2	5,4
	СКО	1,6	1,7	1,4	1,1	0,8	0,5	0,6	0,6	0,8	1,1	1,7	1,1	0,5
Мыс Шалаурова	Среднее	4,7	4,5	4,8	6,2	6,3	6,3	6,0	5,9	5,9	5,7	5,0	4,8	5,5
	СКО	1,2	1,1	1,1	1,2	0,9	1,0	0,9	1,0	1,2	1,0	1,2	1,0	0,6
Мыс Биллингс	Среднее	4,8	4,7	4,7	4,7	5,2	5,4	5,2	5,0	5,2	4,9	5,5	5,0	5,0
	СКО	0,8	0,9	0,9	0,9	1,1	1,0	0,8	0,8	0,8	1,0	1,2	0,9	0,4
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров Жохова*	Среднее	4,9	4,5	5,2	5,3	5,0	5,4	5,8	5,9	6,4	5,4	4,8	5,0	5,3
	СКО	1,3	0,8	0,8	1,1	1,2	0,8	0,9	0,6	1,2	0,7	0,7	1,2	0,4
Бухта Амбарчик	Среднее	6,2	6,0	4,7	4,9	4,8	5,1	5,1	5,1	5,1	5,7	6,3	6,2	5,4
	СКО	1,6	1,7	1,4	1,1	0,8	0,5	0,6	0,6	0,8	1,1	1,7	1,1	0,5
Мыс Шалаурова	Среднее	4,4	4,5	5,0	5,8	6,2	5,7	5,4	5,7	5,8	5,3	4,8	4,7	5,3
	СКО	1,2	1,3	1,1	1,1	0,8	0,8	0,7	0,6	1,0	0,9	0,8	0,8	0,5
Мыс Биллингс	Среднее	4,9	4,8	4,8	4,6	4,6	5,3	5,6	5,4	5,4	5,0	5,1	5,2	5,1
	СКО	0,9	0,8	0,7	0,5	0,6	1,1	1,0	1,0	0,9	0,7	1,1	1,0	0,4

* Для станции о-в Жохова представлена норма за период 1985—1996 гг.

Таблица 3.4.7

Максимальная скорость ветра и скорость ветра в порыве (м/с)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Жохова	Максимум	20	19	22	18	18	20	21	18	20	25	22	18
	Порыв	25	21	26	23	23	24	24	24	24	25	28	25
Бухта Амбарчик	Максимум	24	26	24	20	20	16	23	20	16	30	28	23
	Порыв	29	30	28	27	23	22	27	22	22	32	32	33
Мыс Шалаурова	Максимум	32	26	24	25	28	25	20	26	27	28	30	32
	Порыв	34	28	27	27	31	27	27	28	29	30	32	34
Мыс Биллингс	Максимум	24	22	23	24	23	21	22	18	20	24	25	24
	Порыв	27	26	27	28	28	25	25	22	24	27	28	28

Скорость ветра 15 м/с и более наблюдается на севере района в среднем семь дней, а на юге — 19 дней за год. На западе и востоке моря сильный ветер в среднем отмечается 16 дней в год (табл. 3.4.8).

Таблица 3.4.8

Среднее число дней с сильным ветром (15 м/с и более)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Жохова	1	1	1	1	0	0	1	0	1	1	1	1	9
Бухта Амбарчик	4	3	2	1	0	1	0	0	0	1	3	4	19
Мыс Шалаурова	2	1	1	2	1	1	1	1	1	1	2	2	16
Мыс Биллингс	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	13

Повторяемость штилей составляет зимой в целом по району 12—14 %; исключение составляет восточная часть моря, где она составляет 5—7 % (табл. 3.4.9). Летом повторяемость штилей меньше (2—6 %).

Таблица 3.4.9

Повторяемость (%) штилей на станциях Восточно-Сибирского моря

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Жохова	11	11	11	8	5	3	2	3	4	8	11	12	7
Бухта Амбарчик	17	19	24	18	9	6	5	4	6	8	12	15	12
Мыс Шалаурова	16	19	19	9	5	4	4	3	3	7	14	16	10
Мыс Биллингс	7	7	7	8	6	4	4	4	5	5	6	5	6

3.4.4. Осадки

В районе Восточно-Сибирского моря в среднем за год выпадает около 170 мм осадков. При этом в южной части моря количество осадков составляет 150—200 мм, а в северной — около 160 мм (табл. 3.4.10). Максимум количества осадков приходится на июль — сентябрь; на этот период приходится почти половина годовой суммы. Минимум осадков отмечается в феврале — апреле (рис.3.4.8).

В табл. 3.4.10 наряду с нормой месячной суммы осадков за период 1985—2015 гг. приводится также норма за период 1961—1990 гг. Сравнение выявило уменьшение сумм осадков в районе Восточно-Сибирского моря в период 1985—2015 гг. В целом по району моря уменьшение составило 2—5 мм в месяц.

Таблица 3.4.10

Среднемесячное и среднегодовое количество осадков (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>													
Остров Жохова*	7	6	5	7	11	17	27	31	20	18	9	6	164
Бухта Амбарчик	3	4	2	5	6	14	22	22	18	10	3	3	112
Мыс Шалаурова	10	6	6	7	8	19	32	33	29	18	9	7	184
Мыс Биллингс	21	13	13	13	13	23	43	41	34	30	21	16	281
<i>1985—2015 гг.</i>													
Остров Жохова*	5	6	6	7	9	15	28	22	24	19	9	5	156
Бухта Амбарчик	6	5	5	6	7	14	24	24	24	17	8	6	146
Мыс Шалаурова	9	8	7	8	14	18	24	26	21	18	10	8	171
Мыс Биллингс	12	10	8	10	11	14	28	34	27	24	21	13	212

* Для станции о-в Жохова представлена норма за период 1985—1996 гг.

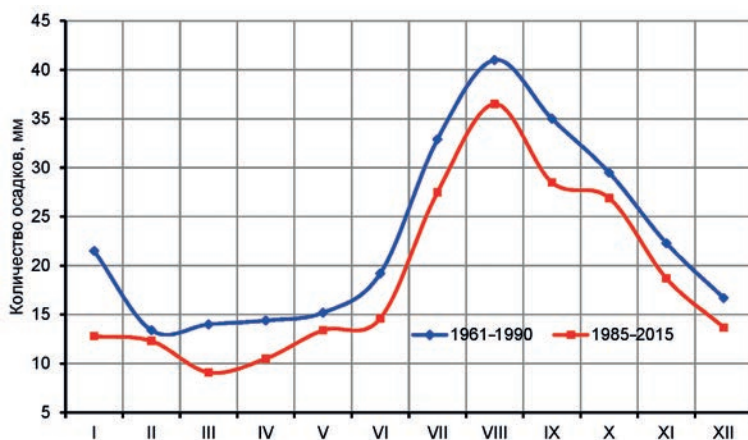


Рис. 3.4.8. Годовой ход среднемесячного количества осадков (мм).

В среднем по району с апреля до августа количество выпадающих осадков от месяца к месяцу возрастает, а с сентября по март уменьшается. Наибольшее изменение количества осадков наблюдается от июня к июлю, когда преимущественно твердые осадки (снег) сменяются на жидкие, и от сентября к октябрю при смене жидких осадков на твердые.

Доля твердых осадков в годовом количестве составляет 47 % на юге района (Бухта Амбарчик) и 49% на севере (Остров Жохова), что составляет примерно 68 и 77 мм соответственно (табл. 3.4.11). Зимой выпадают только твердые осадки. Твердые осадки могут выпадать и летом. Жидкие осадки отмечаются с июня по сентябрь (29—35 %), а смешанные — с июня по октябрь (18—22 %).

Таблица 3.4.11

**Средние многолетние величины месячных и годовых сумм (мм)
жидких (ж), твердых (т) и смешанных (с) осадков**

Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Остров Жохова</i>													
ж						4	17	12	6				39
т	5	6	6	8	8	3	2	10	17	9	5		79
с					1	8	11	8	8	2			38
<i>Бухта Амбарчик</i>													
ж						9	20	14	8				51
т	6	5	5	6	7	2	1	2	7	12	9	6	68
с						3	4	7	8	4			26

Пределы изменчивости количества выпадающих осадков в районе представлены значениями максимального и минимального количества осадков на станциях (табл. 3.4.12).

Таблица 3.4.12

Наибольшее и наименьшее месячное количество осадков (мм)		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Станция	Параметр												
Остров Жохова	Максимум	15	16	12	19	28	52	56	59	62	80	21	18
	Минимум	0	0	1	1	2	0	1	2	4	3	1	0
Бухта Амбарчик	Максимум	13	15	15	33	23	36	57	52	62	45	21	16
	Минимум	1	1	0	0	1	2	1	3	2	3	2	1

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Мыс Шалаурова	Максимум	48	23	19	52	41	46	76	78	44	35	35	24
	Минимум	1	0	0	1	2	0	4	4	4	2	0	1
Мыс Биллингс	Максимум	31	24	27	30	22	45	78	77	105	43	46	51
	Минимум	2	1	1	2	4	1	3	5	3	8	6	4

Летом суточный максимум количества осадков на севере Восточно-Сибирского моря (Остров Жохова) достигает 30 мм, а на юге (мыс Биллингса) — 35 мм (табл. 3.4.13). Зимой суточный максимум осадков очень редко достигает только 5—17 мм в месяц. Иногда (как правило, при метелях) измеренный суточный максимум бывает в два-три раза больше указанного в табл. 3.4.13 за счет надува осадков в осадкомер.

Таблица 3.4.13

Среднее и максимальное суточное количество осадков (мм)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Жохова	Среднее	2	1	1	2	2	5	9	8	4	3	2	2
	Максимум	5	4	6	7	5	15	22	30	13	7	4	7
Бухта Амбарчик	Среднее	3	3	2	2	2	7	12	9	6	3	4	2
	Максимум	8	7	9	9	8	26	28	26	24	13	19	13
Мыс Шалаурова	Среднее	2	1	1	2	3	5	9	8	5	2	2	2
	Максимум	16	8	5	10	16	16	37	21	22	5	11	14
Мыс Биллингс	Среднее	4	2	2	2	3	6	12	10	6	5	4	3
	Максимум	17	12	15	12	7	18	35	25	31	19	15	12

За год осадки наблюдаются в течение 100—170 дней. Наибольшее число дней с осадками отмечается на северо-западе моря и составляет около 170 дней. В среднем по району зимой насчитывается от семи до 11 дней с осадками в месяц, а летом — от 11 до 14 дней. В осеннем сезоне число дней с осадками в месяц увеличивается в среднем до 16—17.

3.4.5. Туманы

Туманы — характерная черта климата Восточно-Сибирского моря. За год в разных пунктах побережья моря отмечается от 30 до 40 дней с туманом в год (табл. 3.4.15).

Таблица 3.4.14

Среднее и максимальное число дней с туманом

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Жохова	Среднее	0	0	0	1	3	7	11	9	4	1	0	1	38
	Максимальное	1	3	2	5	11	15	23	22	11	9	2	6	
Бухта Амбарчик	Среднее	0	0	0	1	3	6	6	6	3	1	0	0	26
	Максимальное	1	2	5	4	8	12	18	11	8	5	2	3	
Мыс Шалаурова	Среднее	0	0	0	1	4	7	13	10	4	1	1	0	42
	Максимальное	4	4	2	5	12	19	23	23	12	3	9	5	
Мыс Биллингс	Среднее	0	0	0	1	4	7	10	8	5	1	0	0	38
	Максимальное	4	2	2	6	11	15	23	19	14	7	3	1	

Максимум повторяемости туманов в районе моря приходится на лето и составляет 6—11 дней в месяц, а в отдельные годы достигает 11—23 дней в месяц (рис. 3.4.9). Зимой туманы — довольно редкое явление и отмечаются в среднем не более одного дня в месяц.

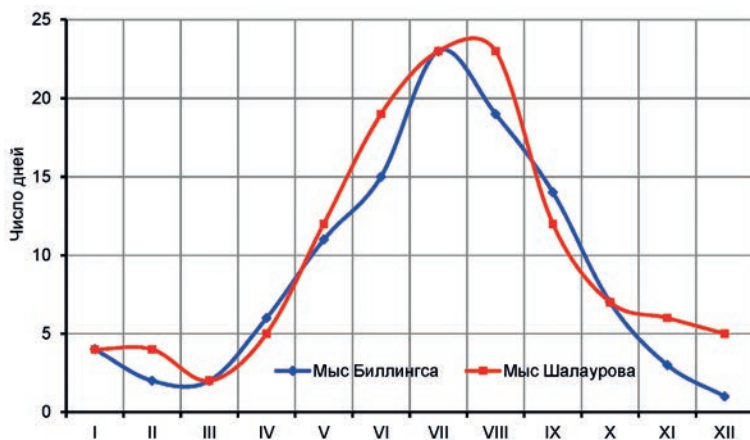


Рис. 3.4.9. Максимальное число дней с туманами.

Суммарная продолжительность туманов за год составляет 100—110 часов (табл. 3.4.15). Продолжительность тумана за сутки составляет 5—7 часов. Летом в отдельных случаях продолжительность тумана может составлять сутки и более.

Таблица 3.4.15

Средняя продолжительность (часы) туманов

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Бухта Амбарчик	5	7	7	9	19	22	26	27	17	9	7	6	101
Мыс Шалаурова	5	8	10	8	17	22	24	26	14	11	6	8	106

3.4.6. Ограниченная видимость

Горизонтальная видимость в районе Восточно-Сибирского моря в большинстве месяцев довольно хорошая. На станциях в районе моря повторяемость горизонтальной видимости 10 км и более составляет от 60 до 70 % за год (табл. 3.4.16). Значительное ухудшение видимости вызывается туманами, осадками и метелями, при которых дальность видимости уменьшается до 2000 м и менее. Годовой ход повторяемости ограниченной видимости 2000 м и менее в среднем по району моря приведен на рис. 3.4.10.

Таблица 3.4.16

Среднемесячная и среднегодовая повторяемость (%) различных градаций горизонтальной дальности видимости

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Видимость 200 м и менее</i>													
Остров Жохова	0,3	0,3	0,1	0,3	0,4	0,8	1,0	1,0	0,6	0,3	0,4	0,1	0,5
Мыс Шалаурова	1,1	0,5	0,5	0,6	0,8	1,3	1,0	2,0	0,9	0,1	0,6	0,0	0,8
Бухта Амбарчик	1,2	1,6	1,0	0,4	0,5	0,7	1,0	1,0	0,4	0,2	0,8	1,4	0,9
Мыс Биллингс	0,5	0,4	0,3	0,9	1,6	2,3	3,9	2,6	3,4	0,6	0,4	0,6	1,5
<i>Видимость 2000 м и менее</i>													
Остров Жохова	3,3	3,6	3,7	3,6	5,2	12,1	16,9	14,7	8,3	5,0	2,6	2,6	6,8
Мыс Шалаурова	6,0	5,7	4,4	5,8	9,5	11,9	16,1	15,0	7,1	3,9	6,5	3,8	8,0
Бухта Амбарчик	9,5	12,1	6,4	3,2	5,5	9,0	10,5	10,4	4,6	5,1	9,5	14,0	8,3
Мыс Биллингс	8,3	5,8	6,1	5,8	9,7	17,6	23,9	22,2	14,4	5,4	6,2	5,7	10,9

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Видимость 10000 м и более</i>													
Остров Жохова	68,5	69,3	71,7	75,3	68,2	60,7	53,4	51,5	61,5	62,8	69,8	70,1	65,2
Мыс Шалаурова	67,2	64,1	69,0	57,5	57,7	61,6	56,5	54,3	62,3	62,3	62,9	74,2	62,5
Бухта Амбарчик	64,8	62,3	74,5	79,6	79,4	78,3	70,8	70,1	75,0	71,0	68,1	62,8	71,4
Мыс Биллингс	64,6	64,9	68,3	71,8	66,3	66,8	61,7	57,6	65,2	64,5	62,1	66,4	65,0

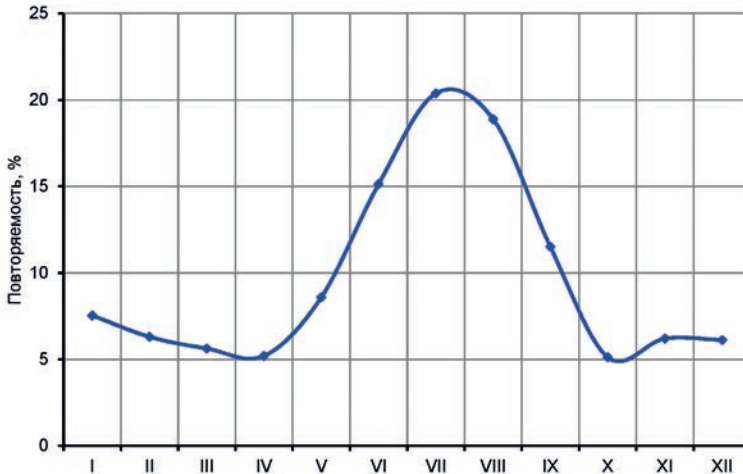


Рис. 3.4.10. Годовой ход повторяемости (%) горизонтальной дальности видимости 2000 м и менее.

Повторяемость ограниченной видимости 2 км и менее имеет в своем годовом ходе два относительных максимума: летний, связанный с высокой повторяемостью туманов, и зимний, обусловленный частыми метелями и снегопадами. В июле — августе повторяемость плохой видимости на станциях составляет 12—24 %. В зимние месяцы повторяемость плохой видимости не превышает 6—8 %, уменьшаясь к северу до 3—5 %.

Повторяемость ограниченной видимости 200 м и менее в южной части района в летние месяцы составляет 2—4 %. В северной части моря она уменьшается до 1 %. В зимние месяцы повторяемость видимости 200 м и менее на большинстве станций не превышает 1 %.

3.5. ЧУКОТСКОЕ МОРЕ

Е.И. Александров, В.Ф. Радионов

Сеть станций в районе моря приведена на рис. 3.5.1, а в табл. 3.5.1 указаны периоды наблюдений на станциях.

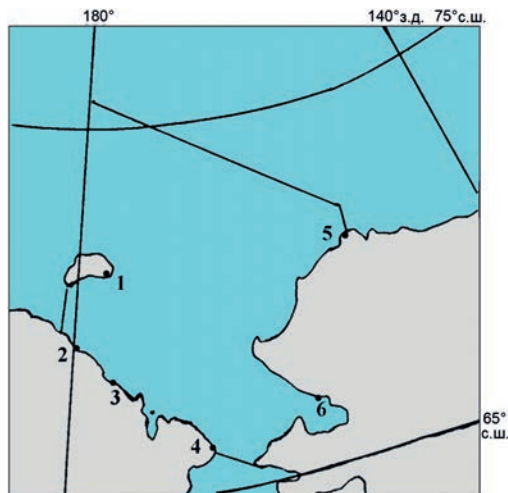


Рис. 3.5.1. Сеть метеорологических станций и границы моря.

Таблица 3.5.1

Сеть метеорологических станций

№ п/п	Синоп. номер	Станция	φ° с.ш.	λ° з.д.	Высота над ур. м., м	Период наблюдений
1*	21982	Остров Врангеля	70,983	178,650	4	1985—2015
2*	25173	Мыс Шмидта	68,900	179,633	3	1933—2015
3*	25282	Мыс Ванкарем	67,833	175,833	5	1955—2015
4*	25399	Мыс Уэлен	66,150	169,833	3	1985—2015
5*	70026	Barrow (США)	71,283	156,782	4	1920—2015
6	70133	Kotzebue (США)	66,867	162,633	5	1928—2015

* Станции, на которых есть надежные, статистически обеспеченные данные, характеризующие климат той или иной части моря.

3.6.1. Температура воздуха

Среднегодовая температура воздуха над морем колеблется от $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ на севере до $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юге (табл. 3.5.2). Термический режим над акваторией моря резко изменяется от сезона к сезону. Годовая амплитуда температуры воздуха составляет в среднем по району моря $29\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 3.5.2).

В табл. 3.5.2 наряду с нормой для периода 1958—2015 гг. для тех же станций приводится норма для периода 1961—1990 гг., а на рис. 3.5.2 — годовой ход среднемесячной температуры в целом по району моря для обоих периодов. Во все месяцы за исключением января наблюдается положительная разность среднемесячной температуры между указанными выше периодами. Наиболее существенно потепление в периоды февраль — май и октябрь — декабрь: различие между нормами составляет от $1,4$ до $2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. В летние месяцы потепление составило $0,7$ — $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$.

**Среднемесячная и среднегодовая температура воздуха
и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях (°С)**

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961–1990 гг.</i>														
Остров Врангеля	Среднее	-22,4	-25,3	-23,5	-18,1	-6,8	0,4	2,5	2,2	-1,1	-8,2	-14,9	-21,4	-11,4
	СКО	2,8	3,6	2,6	2,1	1,9	0,7	0,6	1,3	1,4	2,5	2,6	2,5	0,8
Мыс Шмидта	Среднее	-24,5	-27,3	-25,0	-18,7	-6,4	1,3	4,3	3,3	-0,3	-9,0	-16,6	-23,5	-11,9
	СКО	3,4	3,6	2,9	2,8	2,3	1,4	1,2	1,8	1,5	2,6	3,1	3,0	0,9
Мыс Ванкарем	Среднее	-23,1	-26,9	-24,7	-18,2	-6,0	1,5	5,5	4,4	1,1	-6,5	-14,4	-21,9	-10,8
	СКО	4,1	5,2	3,5	2,8	2,1	1,1	1,5	2,0	1,5	2,6	3,3	3,4	1,2
Мыс Уэлен	Среднее	-18,1	-22,6	-20,7	-14,6	-4,1	2,0	6,3	5,9	3,0	-2,2	-9,2	-17,2	-7,6
	СКО	4,5	5,7	4,0	3,2	1,7	0,8	1,1	1,3	1,2	1,3	2,8	3,9	1,2
Barrow (США)	Среднее	-25,1	-28,0	-26,1	-19,0	-7,2	1,2	4,1	3,3	-0,7	-10,3	-18,9	-24,0	-12,6
	СКО	3,5	3,7	2,6	2,7	1,3	1,0	1,3	2,1	2,1	3,1	3,7	3,2	1,1
<i>1985–2015 гг.</i>														
Остров Врангеля	Среднее	-22,4	-23,1	-22,0	-16,0	-5,4	1,1	3,4	3,0	0,4	-5,4	-12,2	-19,7	-9,9
	СКО	2,5	3,4	3,2	2,1	1,6	0,7	1,1	2,0	1,9	2,7	3,2	3,2	1,3
Мыс Шмидта	Среднее	-25,3	-26,1	-23,5	-16,7	-4,9	2,4	5,1	4,0	0,8	-6,6	-14,1	-22,0	-10,6
	СКО	2,3	2,9	3,2	2,7	1,8	1,2	1,4	2,0	1,9	3,0	3,4	3,9	2,3
Мыс Ванкарем	Среднее	-24,6	-24,8	-23,1	-16,4	-4,5	2,6	6,5	5,3	2,4	-4,0	-12,3	-20,7	-9,5
	СКО	3,0	5,1	4,0	2,8	1,8	1,5	1,7	2,0	2,0	3,0	3,3	4,0	1,7
Мыс Уэлен	Среднее	-20,3	-20,2	-19,5	-12,7	-2,8	2,9	6,9	6,8	3,8	-0,9	-7,2	-15,8	-6,6
	СКО	3,4	5,0	3,8	3,1	1,7	1,1	1,2	1,1	1,6	1,9	3,1	3,8	1,4
Barrow (США)	Среднее	-25,2	-25,4	-24,5	-16,5	-5,8	2,2	5,2	4,3	0,5	-7,2	-16,4	-22,1	-10,9
	СКО	2,6	2,8	2,7	3,5	1,9	0,9	1,2	1,8	1,9	3,5	3,9	2,4	1,1

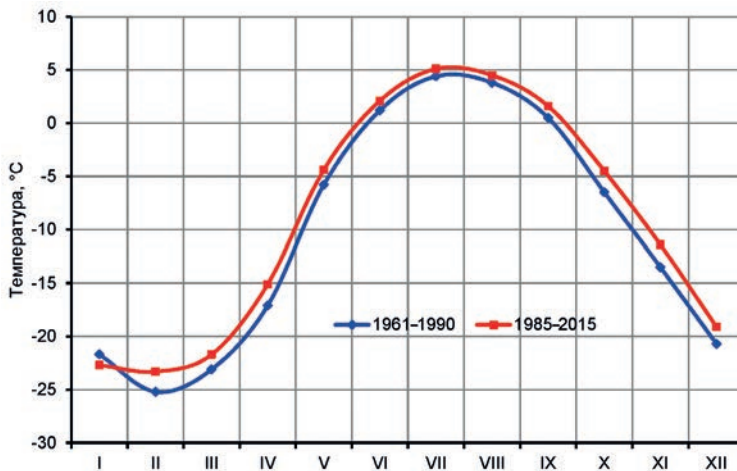


Рис. 3.5.2. Годовой ход среднемесячной температуры воздуха (°С).

Зимой характер термического поля над Чукотским морем от месяца к месяцу изменяется мало. Средняя месячная температура воздуха в январе над западной частью моря составляет $-22\dots-25$ °С, над восточной — около -19 °С, а над южной $-19\dots-20$ °С (рис. 3.5.3).

С апреля — мая начинается интенсивное повышение температуры воздуха, и в июле она повсюду над Чукотским морем положительная. Над северной, открытой частью моря температура воздуха в летний период устойчиво удерживается около

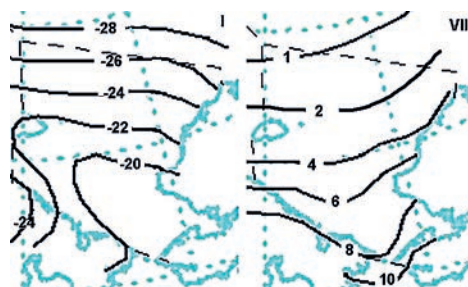


Рис. 3.5.3. Пространственное распределение среднемесячной температуры воздуха (°С) в январе (I) и июле (VII).

0 °С. На юге моря температура воздуха в июле составляет 7—11 °С. В октябре происходит резкое похолодание — до $-5 \dots -7$ °С на севере и до $-1 \dots -4$ °С на юге, а в ноябре уже устанавливается зимний тип распределения температуры воздуха.

Устойчивый переход температуры воздуха через 0 °С к положительной температуре воздуха раньше всего — в первой декаде июня — происходит в заливе Коцебу и в Беринговом проливе, а на севере моря лишь около 10 июля. Самые ранние и самые поздние даты перехода температуры через 0 °С могут различаться почти на месяц. В отдельные годы (не более 10 % числа лет из имеющегося ряда наблюдений) над северной частью акватории устойчивая положительная температура воздуха вообще не наблюдалась. Осенью на севере моря переход к отрицательной температуре воздуха осуществляется в конце июля, а над Беринговым проливом — лишь в первых числах октября.

Абсолютный максимум температуры воздуха отмечается в июле и составляет в районе моря на севере 17 °С, а на материковом побережье 26—29 °С (табл. 3.5.3).

Таблица 3.5.3

Абсолютный максимум и абсолютный минимум температуры воздуха (°С)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Абсолютный максимум</i>												
Остров Врангеля	1	0	1	3	8	17	18	16	13	6	2	1
Мыс Шмидта	5	3	9	7	16	24	29	26	23	9	9	7
Мыс Ванкарем	2	0	2	3	16	25	26	27	17	9	3	1
Мыс Уэлен	7	7	3	6	9	18	25	21	16	12	9	10
Ваггоу (США)	2	2	1	6	8	22	26	24	17	6	4	1
<i>Абсолютный минимум</i>												
Остров Врангеля	-41	-44	-41	-38	-29	-12	-5	-6	-13	-27	-32	-38
Мыс Шмидта	-44	-46	-45	-39	-33	-10	-5	-7	-13	-32	-40	-43
Мыс Ванкарем	-44	-46	-48	-37	-26	-9	-3	-5	-8	-25	-41	-40
Мыс Уэлен	-44	-44	-44	-37	-26	-10	-2	-3	-9	-25	-34	-40
Ваггоу (США)	-47	-49	-47	-41	-28	-16	-6	-7	-17	-36	-40	-48

Абсолютный минимум температуры воздуха составляет над открытым морем на севере и северном побережье Аляски -49 °С, на материковом побережье и островах $-44 \dots -47$ °С.

3.5.2. Влажность воздуха

Среднегодовое значение относительной влажности воздуха в районе Чукотского моря превышает 80 % (табл. 3.5.4, рис. 3.5.4). На рис. 3.5.4 показан годовой ход среднемесячной влажности за периоды 1985—2015 и 1961—1990 гг. В холодные месяцы года отмечается увеличение относительной влажности в период 1985—2015 гг.

**Среднемесячная и среднегодовая относительная влажность воздуха
и их среднеквадратические отклонения (СКО) на станциях (%)**

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров	Среднее	79,1	78,0	77,1	79,1	84,2	86,5	88,1	89,4	85,9	80,6	80,1	79,7	82,3
	СКО	4,6	3,9	4,1	4,6	2,9	2,3	2,8	2,5	3,7	3,3	4,9	4,7	2,0
Врангеля	Среднее	84,0	82,5	83,2	84,2	87,7	87,3	87,1	90,1	88,6	85,2	85,2	83,3	85,7
	СКО	3,7	4,0	3,8	3,8	2,4	2,7	2,6	2,9	3,1	2,4	2,9	3,8	1,2
Мыс Ванкарем	Среднее	83,6	80,7	80,7	83,4	88,2	87,4	87,1	90,7	89,3	87,1	86,5	83,8	85,7
	СКО	5,1	5,1	5,2	4,6	2,5	3,0	2,6	2,4	3,5	2,6	3,8	4,5	2,1
Мыс Уэлен	Среднее	81,5	77,7	79,0	81,2	87,9	89,6	89,2	91,4	89,5	86,2	84,7	82,4	85,0
	СКО	4,5	5,2	4,5	3,5	2,0	2,7	2,6	2,0	2,8	2,9	3,0	4,6	1,8
Вагров (США)	Среднее	71,5	70,3	73,4	79,0	88,1	89,9	88,4	91,6	90,4	85,8	80,3	72,7	81,8
	СКО	16,9	7,0	6,2	8,6	4,3	4,0	3,6	3,1	4,4	5,0	6,8	16,8	2,8
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров	Среднее	80,6	81,5	81,6	82,8	86,6	87,8	88,5	89,2	86,2	82,9	80,6	80,7	84,1
	СКО	4,5	4,0	3,5	3,1	2,8	3,2	3,5	2,9	3,4	4,1	5,1	4,0	2,4
Врангеля	Среднее	85,6	85,2	84,2	85,8	88,0	85,6	86,2	88,7	86,9	86,3	86,5	86,3	86,3
	СКО	3,9	3,5	3,9	3,6	3,9	3,5	4,4	3,9	4,6	2,7	3,2	2,9	2,0
Мыс Ванкарем	Среднее	85,2	82,2	80,8	83,0	86,9	85,8	86,0	89,8	88,7	88,0	87,9	85,7	85,8
	СКО	4,2	2,9	3,6	2,8	3,8	3,1	4,0	2,7	3,1	2,7	2,9	3,3	1,3
Мыс Уэлен	Среднее	82,7	81,8	81,6	84,6	88,1	88,3	88,4	89,5	87,5	85,9	84,4	84,2	85,6
	СКО	3,0	3,4	2,9	2,8	2,2	2,3	2,3	2,1	2,4	2,5	2,7	3,2	1,2
Вагров (США)	Среднее	80,8	80,4	80,1	83,8	88,5	87,4	87,4	89,6	88,4	86,9	84,3	81,9	85,0
	СКО	2,4	2,9	3,2	4,1	2,3	2,7	2,3	2,5	2,8	2,4	3,4	2,4	1,6

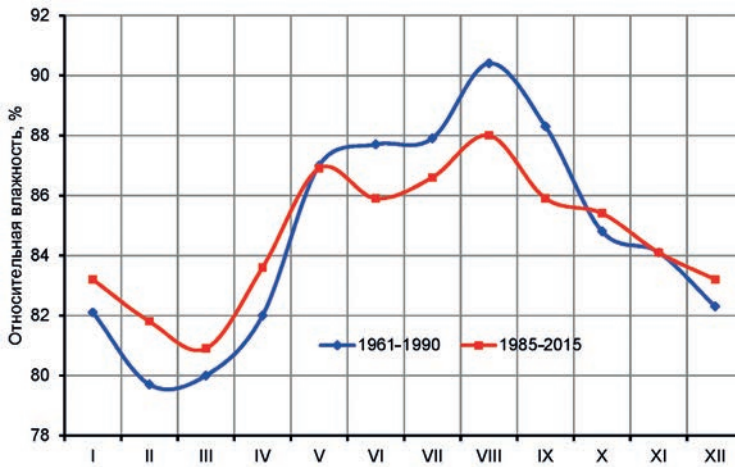


Рис. 3.5.4. Годовой ход относительной влажности воздуха (%).

от 0,9 до 2,1 % в месяц. С мая по август отмечается уменьшение относительной влажности на 1,3—2,4 %.

Годовая амплитуда колебаний среднемесячных значений относительной влажности на юго-западе района составляет 4—6 %, а в северной части района — 8—9 %. Наибольшие значения отмечаются летом. В августе в южной части моря и прибрежных районах относительная влажность составляет около 89 %, а в северо-восточной — около 90 %. В зимние месяцы она нигде не превышает 80—85 %.

Весной относительная влажность начинает увеличиваться. Несколько меньшие ее значения отмечаются в западной части моря и несколько большие — в восточной. В среднем в марте и апреле над районом она составляет около 81—84 %, а в мае увеличивается до 87—88 %.

В летние месяцы с увеличением площади открытой воды наблюдается увеличение испарения и относительной влажности. В августе она повсеместно возрастает до 90 %. Затем с сокращением площади открытой воды наблюдается постепенное уменьшение относительной влажности.

Межгодовая изменчивость относительной влажности воздуха сравнительно невысока. Среднеквадратическое отклонение среднего за год значения относительной влажности в северо-западной части района Чукотского моря составляет 2,0—2,4 %, а в восточной его части 1,2—1,5 %.

Представленные в таблице и на рисунке данные свидетельствуют о том, что на протяжении всего года для района Чукотского моря характерна высокая степень содержания в воздухе водяного пара: относительная влажность, как правило, более 80 %. В любом месяце года число дней с высокой относительной влажностью составляет более 20. Сухой воздух с относительной влажностью меньше 30 % отмечается крайне редко — в основном на западе района.

3.5.3. Ветер

В зимний период определяющее влияние на перенос воздушных масс и погоду в районе оказывает ложбина алеутского минимума, направленная от Берингова пролива на северо-запад, а также отроги высокого давления сибирского и канадского максимумов. Вследствие этого над районом Чукотского моря зимой отмечается преобладание северо-восточного и восточного ветра (рис. 3.5.5).

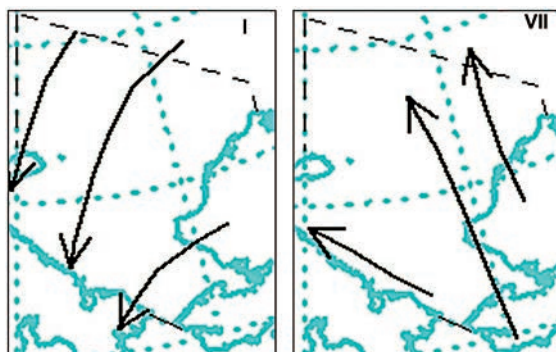


Рис. 3.5.5. Преобладающие направления воздушных потоков в январе (I) и июле (VII).

В январе повторяемость ветра северных румбов над районом моря составляет 57—70 % (рис. 3.5.6, табл. 3.5.5). Повторяемость ветра южных румбов заключена в пределах 8—20 %. Летом, в июле, на большей части побережья повторяемость ветра северных румбов снижается до 20—40 %, а южных остается в пределах 20—44 %. И лишь только в Беринговом проливе повторяемость ветра южных румбов увеличивается до 50 %. У побережья Аляски (Барроу) в течение всего года преобладает ветер восточного и северо-восточного направления.

Среднегодовая скорость ветра над морем составляет 5—6 м/с (табл. 3.5.6). В табл. 3.5.6 приведены среднемесячная и среднегодовая скорость ветра для перио-

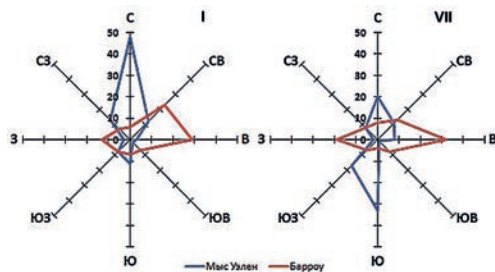


Рис. 3.5.6. Повторяемость (%) направлений ветра в январе (I) и июле (VII).

Таблица 3.5.5

Повторяемость (%) направлений ветра в целом за год

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Остров Врангеля	22	18	24	3	5	9	13	7
Мыс Шмидта	6	1	3	11	8	3	17	51
Мыс Ванкарем	31	4	9	8	15	3	7	23
Мыс Уэлен	36	11	6	2	19	10	4	11
Barrow (США)	7	18	33	10	8	7	11	7

Таблица 3.5.6

Среднемесячная и среднегодовая скорость ветра и их среднеквадратическое отклонение (СКО) на станциях (м/с)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>														
Остров Врангеля	Среднее	5,8	4,6	4,8	4,6	4,6	3,8	3,8	4,2	5,3	6,0	7,3	5,7	5,0
	СКО	1,7	1,9	1,6	1,8	1,1	0,7	0,7	1,0	1,4	1,5	1,8	1,7	0,5
Мыс Шмидта	Среднее	5,9	5,8	5,4	4,7	4,4	4,1	4,4	4,5	5,0	6,0	7,1	5,6	5,2
	СКО	1,0	1,7	1,4	0,9	0,8	0,6	0,5	0,6	1,1	1,5	1,5	1,1	0,4
Мыс Ванкарем	Среднее	6,6	6,2	5,9	5,5	5,0	4,6	5,2	5,5	6,3	7,3	7,6	6,6	6,0
	СКО	1,3	1,8	1,0	1,0	1,0	0,6	0,8	0,9	1,3	1,2	1,3	1,1	0,4
Мыс Уэлен	Среднее	6,4	5,5	5,2	5,1	5,0	5,1	6,6	6,3	7,0	8,5	8,5	6,5	6,3
	СКО	1,4	2,0	1,2	1,4	0,9	1,0	1,1	0,9	1,5	1,3	1,6	1,3	0,6
Barrow (США)	Среднее	5,2	4,9	4,8	5,0	5,3	5,1	5,2	5,3	5,7	5,8	5,3	5,0	5,2
	СКО	0,9	0,9	0,4	0,8	0,8	0,5	0,5	0,7	0,6	0,9	0,8	0,9	0,4
<i>1985—2015 гг.</i>														
Остров Врангеля	Среднее	5,8	5,2	4,2	4,4	4,4	3,5	3,8	4,4	4,7	5,9	6,4	6,7	5,0
	СКО	1,9	2,0	1,6	1,2	1,0	0,6	0,6	0,9	1,0	1,1	1,5	1,8	0,5
Мыс Шмидта	Среднее	5,5	5,2	4,3	4,4	3,9	3,8	4,2	4,3	4,5	5,0	5,9	5,9	4,7
	СКО	1,1	1,2	1,0	0,9	0,7	0,5	0,6	0,6	0,5	1,2	1,3	1,2	0,3
Мыс Ванкарем	Среднее	7,3	6,6	5,3	5,8	5,2	4,9	6,0	5,8	6,4	6,6	7,1	7,5	6,2
	СКО	1,2	1,3	1,1	1,1	1,0	1,0	1,2	0,8	0,9	1,2	1,1	1,3	0,9
Мыс Уэлен	Среднее	5,5	5,6	4,6	4,8	5,0	5,6	6,5	6,5	6,8	7,4	7,4	6,8	6,0
	СКО	1,1	1,9	1,0	0,7	0,9	1,2	1,2	1,3	1,2	1,1	1,4	1,2	0,5
Barrow (США)	Среднее	5,7	5,8	5,2	5,3	5,5	5,4	5,5	5,6	5,9	6,2	5,9	5,8	5,7
	СКО	1,0	0,7	0,8	0,5	0,9	0,7	0,4	0,6	0,8	0,8	0,9	0,9	0,3

дов 1985—2015 и 1961—1990 гг. Сравнение норм для двух периодов показало, что в районе Чукотского моря, так же как и на акватории остальных арктических морей, характерной чертой является тенденция к уменьшению среднемесячной скорости ветра в период 1985—2015 гг., прежде всего, в сентябре — ноябре (на 0,2—0,7 м/с в месяц).

Средняя скорость ветра над акваторией Чукотского моря имеет годовой ход с максимумом в осенне-зимний период (чаще в ноябре) и минимумом в весенне-летний, обычно в июне (рис. 3.5.7).

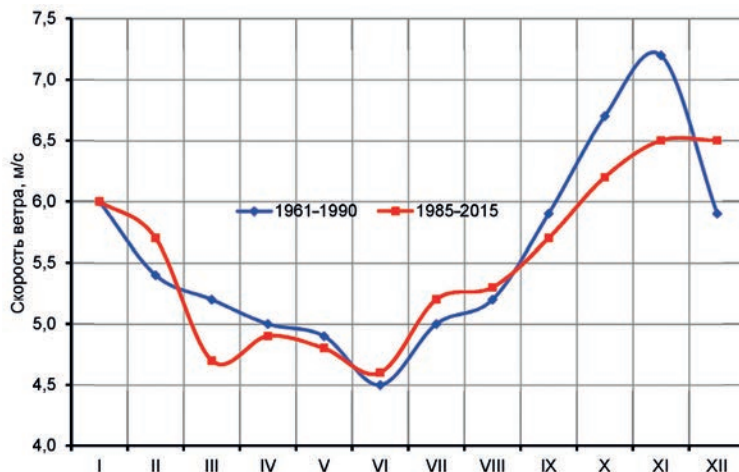


Рис. 3.5.7. Годовой ход среднемесячной скорости ветра (м/с).

Наибольшие значения средней скорости ветра во все сезоны отмечаются в районе Берингова пролива и примыкающей к нему акватории, а наименьшие — в северо-западной части моря. В зимние месяцы средняя скорость ветра над морем составляет 5—7 м/с, летом — 4—6 м/с. Осенью средняя скорость ветра возрастает с максимумом в ноябре — декабре, равным 6—7 м/с в южной части моря и 5—6 м/с в северной. Средняя скорость ветра разных направлений может различаться в два раза.

В зимние месяцы максимальная скорость ветра на севере моря равна 30—32 м/с (табл. 3.5.7), а в южной его части может достигать 35—38 м/с. В летние месяцы максимум составляет 22—26 м/с. В восточной части моря максимальная скорость ветра ниже и составляет зимой 19—21 м/с, а летом 14—23 м/с.

Скорость ветра в порывах на прибрежных станциях может достигать 40 м/с в любой осенне-зимний месяц, а в летние месяцы составляет 19—30 м/с. Максимальная скорость ветра в порывах за 3 секунды может достигать 48 м/с.

Таблица 3.5.7

Максимальная скорость ветра и скорость ветра в порывах(м/с)

Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Врангеля	Максимум	28	32	28	30	22	26	22	23	25	31	28	32
	Порыв	39	34	39	32	24	28	24	28	32	34	31	34
Мыс Шмидта	Максимум	28	24	32	23	23	26	24	18	35	29	30	31
	Порыв	32	28	34	25	28	29	30	24	40	38	31	34
Мыс Уэлен	Максимум	34	38	26	27	27	28	28	28	28	34	34	36
	Порыв	48	40	40	40	34	28	30	29	34	40	40	40
Ваггов (США)	Максимум	21	21	18	20	17	14	18	23	19	18	19	19
	Порыв	28	32	23	26	23	19	24	28	29	29	26	32

Годовой ход числа дней с сильным ветром (более 15 м/с) представлен в табл. 3.5.8.

Таблица 3.5.8

Среднее число дней с сильным ветром (15 м/с и более)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Врангеля	4	4	3	3	1	0	1	1	1	3	4	4	29
Мыс Шмидта	2	2	2	1	0	0	0	0	0	2	3	2	15
Мыс Ванкарем	2	2	1	1	1	0	0	1	1	3	3	2	16
Мыс Уэлен	2	2	1	1	1	2	3	2	2	3	4	2	23
Barrow (США)	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	4

Годовой ход повторяемости сильного ветра имеет максимум зимой и минимум летом. Так, на о-ве Врангеля зимой отмечается 4—5 дней в месяц с сильным ветром, а летом — менее одного дня. В южной части моря максимум повторяемости сильного ветра приходится на осенние месяцы (3—4 дня в месяц). Наименьшая повторяемость сильного ветра наблюдалась в северо-восточной части района на станции Барроу (Barrow), где она составила менее одного дня в месяц. Годовое число дней с сильным ветром изменяется от четырех дней в Барроу до 23—29 дней на мысе Уэлен и о-ве Врангеля.

Повторяемость штилей в западной части района составляет в среднем 11—24 % в холодные месяцы и 6—8 % летом (табл. 3.5.9).

Таблица 3.5.9

Повторяемость (%) штилей

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Врангеля	17	23	24	21	8	7	8	8	7	6	6	13	12
Мыс Шмидта	13	11	12	12	6	3	3	4	5	5	5	11	8
Мыс Уэлен	7	7	9	6	5	4	4	4	3	2	2	3	5
Barrow (США)	3	2	2	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2

3.5.4. Осадки

В районе Чукотского моря за год в среднем выпадает около 229 мм осадков (табл. 3.5.10). При этом на акватории южной части моря выпадет 285—330 мм, а на акватории северной части — около 130—150 мм. Максимум осадков приходится на июль — сентябрь, когда выпадает почти половина годовой суммы (рис. 3.5.8). Минимум осадков отмечается в феврале — апреле.

Сравнение месячного количества осадков за два тридцатилетних периода выявило уменьшение осадков в период 1985—2015 гг. В целом по району моря уменьшение составляет от 1 до 6 мм в месяц.

Таблица 3.5.10

Среднемесячное и среднегодовое количество осадков (мм)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>1961—1990 гг.</i>													
Остров Врангеля	16	11	10	10	10	12	22	29	22	17	12	12	183
Мыс Шмидта	30	15	16	16	17	18	32	42	36	36	32	22	312
Мыс Ванкарем	17	11	9	16	10	21	26	32	42	48	27	13	272
Мыс Уэлен	31	24	25	27	27	25	36	61	55	47	38	26	422
Barrow (США)	4	4	4	5	4	7	24	24	14	11	6	4	111
<i>1985—2015 гг.</i>													
Остров Врангеля	9	10	7	7	10	9	20	28	14	15	11	8	148
Мыс Шмидта	14	15	10	13	16	18	34	44	32	30	26	17	269
Мыс Ванкарем	12	12	8	12	9	12	20	27	24	37	26	17	216
Мыс Уэлен	20	20	14	16	18	16	32	48	44	41	28	26	322
Barrow (США)	4	4	3	4	7	11	25	27	21	12	6	5	129

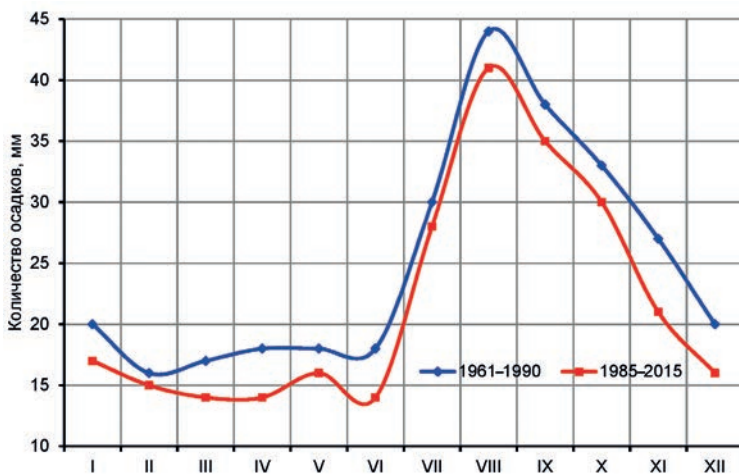


Рис. 3.5.8. Годовой ход среднемесячного количества осадков (мм).

Изменение количества осадков от месяца к месяцу в среднем по району имеет положительные значения с апреля до августа и отрицательные с сентября по март. Наибольшее увеличение количества осадков происходит от июня к июлю, когда твердые осадки сменяются жидкими, а уменьшение — от сентября к октябрю, когда жидкие осадки сменяются твердыми.

Доля твердых осадков в их годовом количестве составляет 59 % на севере и 45 % на юге района, что равняется примерно 89 и 130 мм соответственно. Зимой выпадают только твердые осадки. Твердые осадки могут выпадать и летом. Жидкие осадки отмечаются с мая по октябрь (26—39 %), а смешанные — с мая по ноябрь (15—13 %).

Таблица 3.5.11

Средние многолетние значения месячных и годовых сумм жидких (ж), твердых (т) и смешанных (с) осадков (мм)

Вид осадков	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Остров Врангеля</i>													
ж	—	—	—	—	—	4	16	17	3	—	—	—	40
т	9	10	7	7	9	3	2	5	5	12	10	8	89
с	—	—	—	—	1	2	2	6	6	3	1	—	22
<i>Мыс Шмидта</i>													
ж	—	—	—	—	2	9	27	34	12	2	—	—	76
т	14	15	10	13	11	5	1	3	4	19	24	17	146
с	—	—	—	—	3	3	6	7	16	9	2	—	46
<i>Мыс Уэлен</i>													
ж	—	—	—	—	2	12	30	43	33	10	—	—	130
т	18	20	14	15	11	1	—	—	2	20	23	24	148
с	1	—	—	1	5	3	2	5	9	11	5	2	44

Пределы изменчивости количества выпадающих осадков в районе представлены значениями максимального и минимального их количества на станциях (табл. 3.5.12).

Максимум суточной суммы осадков летом достигает 31 мм на севере Чукотского моря (о-в Врангеля) и 49 мм на юге (мыс Уэлен), а зимой очень редко достигает только 19—26 мм (табл. 3.5.13).

Таблица 3.5.12

Наибольшее и наименьшее месячное количество осадков (мм)													
Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Врангеля	Максимум	35	37	30	19	25	33	50	56	37	43	30	29
	Минимум	0	1	1	0	2	1	5	1	4	3	0	1
Мыс Шмидта	Максимум	32	36	28	45	48	53	68	111	91	61	53	51
	Минимум	0	4	2	3	1	5	2	13	2	9	8	1
Мыс Уэлен	Максимум	47	45	46	59	68	34	89	117	168	94	55	63
	Минимум	1	3	1	3	2	1	4	12	12	11	10	2
Вагтов (США)	Максимум	15	16	13	12	23	38	81	63	49	38	21	16
	Минимум	0	0	0	0	0	0	2	1	5	4	4	0

Таблица 3.5.13

Среднее и максимальное суточное количество осадков (мм)													
Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Остров Врангеля	Среднее	4	3	3	2	3	5	8	8	7	4	3	3
	Максимум	13	14	32	13	9	31	22	27	23	19	17	13
Мыс Шмидта	Среднее	6	4	4	3	4	6	11	12	11	8	8	5
	Максимум	26	19	21	13	21	21	28	27	26	20	23	19
Мыс Уэлен	Среднее	6	6	6	5	5	7	11	17	13	12	7	7
	Максимум	19	32	31	14	18	23	32	49	36	26	22	26
Вагтов (США)	Среднее	4	4	3	4	7	11	25	27	21	12	6	8
	Максимум	Нет данных											

За летний сезон осадки наблюдаются в течение 40—60 дней. Наибольшее число дней с осадками отмечается на южном побережье моря.

3.5.5. Туманы

В районе Чукотского моря за год насчитывается в среднем 60—70 дней с туманом на южном побережье моря, 8090 дней над открытым морем и около 100 дней на побережье Аляски (табл. 3.5.14). На прибрежной станции Мыс Шмидта зарегистрирован максимум —132 дня за год с туманом.

Таблица 3.5.14

Среднее и максимальное число дней с туманом														
Станция	Параметр	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Врангеля	Среднее	2	1	2	3	8	14	17	17	8	2	1	1	76
	Максимум	9	5	6	12	18	22	23	27	18	8	7	7	
Мыс Шмидта	Среднее	3	2	3	4	10	13	16	16	8	3	2	3	83
	Максимум	10	9	12	12	18	19	24	27	20	11	9	10	
Мыс Ванкарем	Среднее	2	1	1	3	8	10	14	14	7	2	2	1	65
	Максимум	8	5	8	13	13	15	24	22	18	8	6	10	
Мыс Уэлен	Среднее	2	2	2	3	8	14	15	14	8	3	1	1	73
	Максимум	8	7	11	10	17	22	22	22	22	9	9	8	
Вагтов (США)	Среднее	2	4	3	7	10	15	16	14	9	7	6	3	96
	Максимум	Нет данных												

Максимум повторяемости туманов в годовом ходе наблюдается летом и составляет 10—17 дней в месяц, но в отдельные годы повторяемость туманов в летние месяцы достигает 20 дней и более (рис. 3.5.9). Минимум повторяемости туманов отмечается в зимний период, когда они наблюдаются не чаще чем 1—3 дня в месяц.

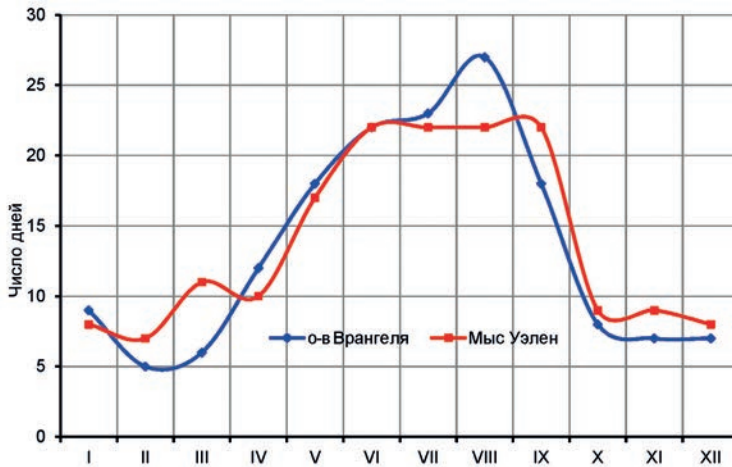


Рис. 3.5.9. Максимальное число дней с туманами.

Годовая суммарная продолжительность туманов составляет у побережья около 350—550 ч (табл. 3.5.15).

Таблица 3.5.15

Средняя и максимальная продолжительность (часы) туманов

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Остров Врангеля	10	6	6	12	45	84	121	131	52	12	6	4	489
Мыс Шмидта	12	13	13	17	59	78	98	106	41	10	7	12	466
Мыс Ванкарем	7	6	3	11	38	52	85	107	49	7	4	2	371
Мыс Уэлен	7	5	7	10	43	87	86	95	58	9	3	7	417
Вагтов (США)	3	4	3	7	10	15	16	14	9	7	6	3	96

Суммарная продолжительность туманов зимой (с ноября по апрель) не превышает 5—10 часов в месяц, а летом увеличивается до 80—120 часов в месяц. Средняя продолжительность тумана за сутки колеблется от 4 часов зимой до 7—9 часов летом.

3.5.6. Ограниченная видимость

В районе Чукотского моря горизонтальная дальность видимости достаточно хорошая. В течение года повторяемость видимости более 10 км составляет от 60 до 80 % (табл. 3.5.16). Ухудшение видимости связано с неблагоприятными явлениями погоды (туманы, осадки, метели), которые приводят к уменьшению дальности видимости до 2000 м и менее. Годовой ход повторяемости ограниченной видимости (2000 м и менее) в среднем для района по данным береговых и островных станций приведен на рис. 3.5.10.

Таблица 3.5.16

Среднемесячная и среднегодовая повторяемость (%) разных градаций горизонтальной дальности видимости

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Видимость 200 м и менее</i>													
Остров Врангеля	0,9	1,7	0,8	0,5	0,3	0,6	1,2	2,3	0,5	0,2	0,9	0,5	0,9
Мыс Уэлен	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,8	0,9	0,3	0,0	0,2	0,2	0,3
Вагтов (США)	0,2	0,8	0,2	0,0	0,3	0,3	0,4	0,7	0,2	0,3	0,2	0,0	0,3

<i>Видимость 2000 м и менее</i>													
Остров Врангеля	9,3	9,7	7,2	5,5	6,1	8,7	13,2	16,2	7,3	4,4	8,8	6,7	8,6
Мыс Уэлен	5,2	4,8	3,2	3,4	7,6	11,9	13,9	12,8	7,3	2,4	5,1	4,2	6,8
Ваглов (США)	7,0	9,4	5,0	6,8	9,8	13,5	12,5	13,4	9,3	6,5	7,4	7,5	9,0
<i>Видимость 10000 м и более</i>													
Остров Врангеля	68,4	69,1	75,3	77,0	74,2	77,4	73,0	67,7	75,9	72,0	65,3	69,6	72,1
Мыс Уэлен	64,5	65,0	70,5	69,7	72,1	73,9	73,3	72,0	77,6	72,1	63,4	65,6	70,0
Ваглов (США)	67,1	65,6	73,0	70,1	68,1	68,7	71,7	67,2	66,1	66,5	64,8	61,4	67,5

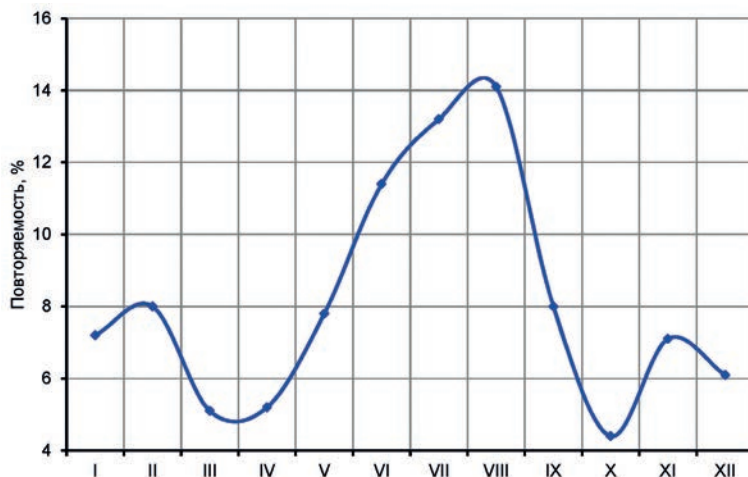


Рис. 3.5.10. Годовой ход повторяемости (%) горизонтальной дальности видимости 2000 м и менее.

В годовом ходе повторяемости ограниченной видимости имеются два относительных максимума. Основной максимум приходится на летние месяцы (около 14 %) и связан с большой повторяемостью туманов. Максимум в осенне-зимний период (около 7—8 %) обусловлен выпадением осадков и метелями. Минимумы в годовом ходе ограниченной видимости приходятся на месяцы с уменьшением выпадения осадков.

Ограниченная видимость 200 м и менее в среднем по району — относительно нечастое явление. Лишь на севере района в летние месяцы повторяемость этой градации видимости составляет 1—2 % в месяц. Продолжительность периода с ограниченной видимостью 200 м и менее составляет не более нескольких часов.

4. Морской лед

4.1. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОЩАДИ ЛЬДОВ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И В РОССИЙСКИХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ

А.В. Юлин

Площадь льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО) и его морях является наиболее доступным и информативным показателем состояния климатической системы атмосфера — лед — океан и происходящих в этой системе изменений. Выхолаживание в осенне-зимний период приводит к увеличению площади ледяного покрова и его нарастанию по толщине, а поступление тепла в весенне-летний период — к таянию льдов и уменьшению их площади. Любые климатические изменения находят свое отражение, прежде всего, в изменении площади ледяного покрова СЛО и его морях.

4.1.1. Сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане и в российских арктических морях

Изменение площади льда в СЛО и его морях в годовом цикле имеет хорошо выраженный сезонный ход, в котором можно выделить два основных периода:

- осенне-зимнее накопление и нарастание с октября по апрель;
- весенне-летнее таяние и сокращение площади льдов с мая по сентябрь.

Максимум развития площади ледяного покрова в СЛО приходится на март — апрель, минимум — на сентябрь. Таким образом, полный и законченный цикл изменения ледяного покрова в СЛО происходит не в календарном году (с января по декабрь), а в гидрологическом году (с октября по сентябрь).

В табл. 4.1.1 приведены среднемесячные значения площади ледяного покрова в СЛО и их основные статистические характеристики.

Таблица 4.1.1

Среднемесячные значения площади льдов (тыс. км²) в Северном Ледовитом океане и основные статистические характеристики ее изменчивости за весь ряд наблюдений (1986—2015 гг.)

Характеристика	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Среднее	11780	11893	11941	11919	11643	10825	8848	6750	5982	7867	10051	11358
Минимум	11230	11207	11448	11459	11091	9954	7553	4754	3515	5718	8976	10732
Максимум	12356	12417	12370	12388	12068	11568	9967	8081	7574	9312	10902	12118
Амплитуда	1126	1209	921	929	977	1615	2415	3327	4059	3595	1925	1385
Станд. отклонение	310	299	241	252	272	425	728	879	1070	968	523	373

Ледообразование в СЛО обычно начинается в конце августа в массиве остаточных льдов к северу от параллели 80° с.ш. и продолжается в течение всего сентября в массиве и в прикромочной зоне, не приводя к значительному увеличению площади молодых льдов. С конца сентября граница ледообразования выходит на чистую воду и процесс ледообразования начинает активно развиваться на пространствах чистой воды. Площадь дрейфующих льдов начинает интенсивно увеличиваться с октября. Процесс значительного увеличения площади вновь образовавшихся льдов наблюдается с октября по январь. За этот период площадь льдов возрастает в среднем на 5000—5500 тыс. км² (см. табл. 4.1.1).

В осенне-зимний период происходит полное замерзание всей акватории СЛО и российских арктических морей, кроме акватории Гренландского, Норвежского и Баренцева морей. Сильное влияние теплых североатлантических вод сдерживает продвижение волны ледообразования в этих морях. Процессы увеличения площади и толщины льда продолжаются с октября по апрель. В апреле площадь ледяного покрова в СЛО достигает максимума и составляет в среднем около 12 000 тыс. км² (см. табл. 4.1.1).

В весенне-летний период наблюдается интенсивное сокращение площади ледяного покрова. Сокращение площади льдов происходит за счет процессов теплового разрушения и таяния, а также в результате выноса льда в основном через пролив Фрама. В среднем за период летнего таяния и разрушения площадь ледяного покрова сокращается на 5800 тыс. км².

В сентябре таяние и сокращение ледяного покрова прекращаются. Площадь остаточных льдов в сентябре в среднем составляет около 6000 тыс. км². Массив льдов, сохранившийся после летнего разрушения и таяния, состоит из старых и однолетних остаточных льдов (см. табл. 4.1.1).

В среднем площадь льдов в СЛО в результате их сезонного нарастания и таяния изменяется вдвое, в зимний период года увеличиваясь почти до 12 000 тыс. км² (11 940 тыс. км²), а в летний период сокращаясь до 6000 тыс. км² (5980 тыс. км²).

Обращает на себя внимание очень интересная особенность изменчивости сезонного хода площади льдов, покрывающих СЛО. Наибольшее изменение площади наблюдается в летний период, достигая максимума в сентябре. Амплитуда (вариационный размах) площади льда в сентябре достигает 4059 тыс. км², а среднее квадратическое отклонение — 1070 тыс. км². Показатели вариации площади льдов в летние месяцы, и особенно в сентябре, в три раза больше, чем в зимние (см. табл. 4.1.1).

На рис. 4.1.1 приведен средний многолетний сезонный ход изменения площади льда в Северном Ледовитом океане, а также ее минимальных и максимальных значений.

Приведенные данные о сезонном ходе дают представление о характере изменений площади льдов в СЛО. Интенсивное увеличение площади ледяного покрова происходит в начале осенне-зимнего периода, с октября по январь. Далее, с февраля по апрель, площадь ледяного покрова увеличивается незначительно, но происходит

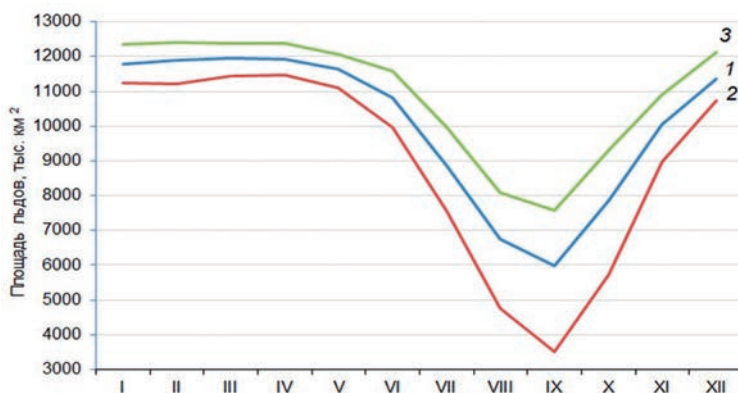


Рис. 4.1.1. Сезонный ход изменения площади ледяного покрова в Северном Ледовитом океане за период 1986—2015 гг.

1 — среднее многолетнее значение, 2 — минимальное наблюдаемое значение, 3 — максимальное наблюдаемое значение.

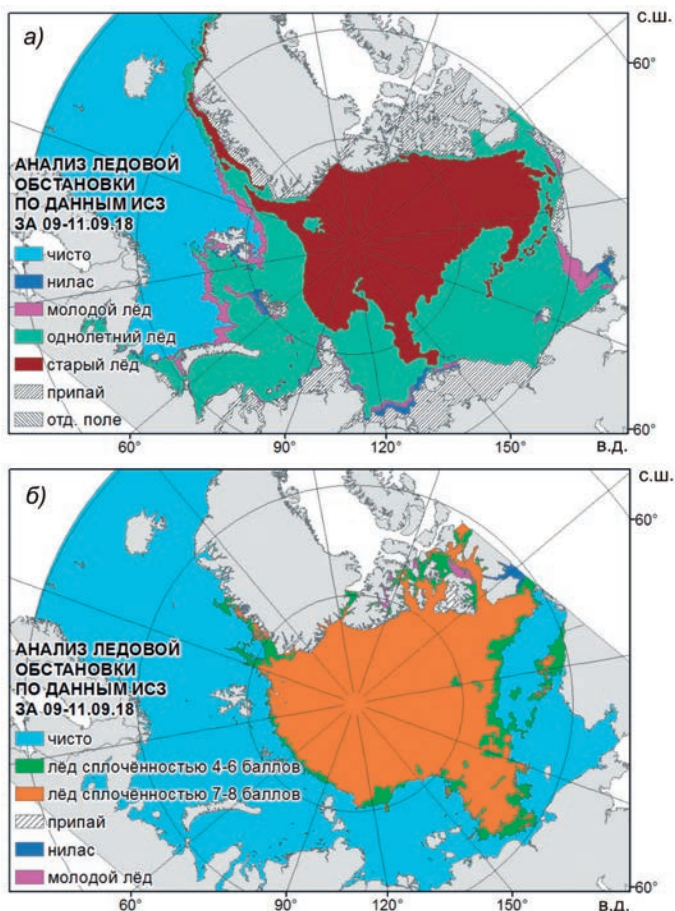


Рис. 4.1.2. Распределение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане и его морях в 2018 г. в период максимального развития в апреле (а) и минимального развития в сентябре (б).

увеличение толщины льда, которое заканчивается в апреле. В мае начинается уменьшение площади ледяного покрова в результате таяния — сначала незначительное, затем все более интенсивное в июне — августе и заканчивающееся в сентябре.

На рис. 4.1.2 приведено распределение ледяного покрова в 2018 г. в период его максимального развития в апреле и минимального развития в сентябре. Площадь ледяного покрова на период начала осеннего ледообразования 2017 г. составляла 4740 тыс. км². За осенне-зимний период 2017/18 гг. площадь льда увеличилась на 6960 тыс. км² и в период максимального развития (в апреле) составила 11700 тыс. км², а в период максимального сокращения (в сентябре) — 4660 тыс. км². Таким образом, сокращение площади ледяного покрова в результате летнего разрушения и таяния в 2018 г. составило 7040 тыс. км², что оказалось на 80 тыс. км² больше, чем образовалось (см. рис. 4.1.2).

Сезонные изменения площади ледяного покрова в российских арктических морях носят несколько иной характер. Это связано с полным замерзанием в осенне-зимний период акватории всех морей, кроме Баренцева моря. С ноября по май

акватория российских арктических морей почти полностью покрыта ледяным покровом. В конце июня начинается очищение акватории морей, которое наблюдается до октября (Атлас, 1980, 2015).

В табл. 4.1.2 и 4.1.3 приведены среднемесячные значения площади льда и их основные статистические характеристики для Баренцева моря и для других российских арктических морей. Площадь льдов в арктических моря удобнее характеризовать таким показателем, как ледовитость моря, который определяется как доля (%) общей площади, занятая льдом любой сплоченности.

Баренцево море является единственным российским арктическим морем, которое не замерзает полностью в зимний период года. Поскольку ледяной покров и чистая вода в этом море присутствуют в разных соотношениях круглогодично, необходимо рассмотреть сезонный ход изменения площади ледяного покрова в нем отдельно. Интенсивное нарастание ледяного покрова в Баренцевом море происходит в октябре — декабре. В марте — апреле площадь ледяного покрова достигает максимума: ледовитость моря составляет 51—52 %, т. е. ледяной покров занимает в среднем половину акватории моря. В мае начинаются процессы таяния и разрушения ледяного покрова, которые наиболее активны в июне — августе. Максимальное сокращение площади ледяного покрова наблюдается в августе — сентябре. Ледовитость моря в сентябре в среднем составляет 5—6 % (см. табл. 4.1.2). Таким образом, в среднем ото льда очищается практически все море за исключением небольшой части акватории на севере.

Таблица 4.1.2

Среднемесячные значения ледовитости (%) Баренцева моря и основные статистические характеристики их изменчивости за период 1986—2015 гг.

Характеристика	Месяц											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Среднее	5	12	28	38	47	51	52	52	44	30	15	6
Минимум	0	0	5	21	23	29	27	25	16	8	0	0
Максимум	18	31	48	50	65	71	75	75	69	56	31	16
Станд. отклонение	5	9	11	9	10	11	10	13	13	13	9	4

Таблица 4.1.3

Среднемесячные значения ледовитости (%) российских арктических морей и основные статистические характеристики их изменчивости за период 1986—2015 гг.

Море	Характеристика	Месяц											
		VI			VII			VIII			IX		
		3	1	2	3	1	2	3	1	2	3		
Карское	Среднее	85	81	74	64	53	42	34	28	25	24		
	Минимум	35	27	21	10	8	3	0	0	0	0		
	Максимум	99	99	98	98	96	92	85	74	65	67		
	Станд. отклонение	12	15	17	21	21	20	19	18	17	17		
Лаптевых	Среднее	86	83	78	68	74	55	43	35	34	31		
	Минимум	65	55	30	16	5	1	0	0	0	0		
	Максимум	100	100	97	98	97	92	95	84	89	83		
	Станд. отклонение	9	11	15	20	18	24	24	24	24	22		
Восточно-Сибирское	Среднее	96	95	92	88	79	71	63	57	53	52		
	Минимум	75	71	63	46	14	6	0	0	0	0		
	Максимум	100	100	100	99	99	98	97	95	94	94		
	Станд. отклонение	4	5	7	10	20	22	24	25	26	27		

Море	Характеристика	Месяц											
		VI			VII			VIII			IX		
		3	1	2	3	1	2	3	1	2	3		
Чукотское	Среднее	67	58	47	38	30	25	20	16	14	13		
	Минимум	38	18	5	1	0	0	0	0	0	0		
	Максимум	98	98	89	85	74	67	60	60	59	69		
	Станд. отклонение	14	19	18	18	17	17	17	17	18	18		

В остальных российских арктических морях, от Карского до Чукотского, в осенне-зимний период (от восьми до девяти месяцев в году) наблюдается сплошной ледяной покров, состоящий из дрейфующих и припайных льдов. Только в летний период в результате таяния и разрушения льда большая часть акватории морей очищается ото льда (см. табл. 4.1.3).

Из табл. 4.1.3 следует, что в среднем за летний период может очищаться до 3/4 акватории Карского моря, до 2/3 акватории моря Лаптевых, до половины акватории Восточно-Сибирского моря и до 4/5 акватории Чукотского моря. Характерной особенностью сезонного хода изменения площади льдов в морях является их высокая изменчивость. Площадь льдов в разные годы может изменяться от их полного отсутствия на акватории моря (легкие ледовые условия) до сохранения значительного количества льдов в течение всего летнего периода (тяжелые ледовые условия). Значение среднего квадратического отклонения для акватории Карского и Чукотского морей составляет около 20 %, а для акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского возрастает до 24—27 %.

На рис 4.3 приведен средний многолетний сезонный ход ледовитости российских арктических морей. Из рисунка следует, что наиболее быстро очищается Чукотское море, сезонный ход площади льдов в морях Карском и Лаптевых достаточно схож, а наиболее сложные ледовые условия и большое количество льда в летний период сохраняются в Восточно-Сибирском море.

4.1.2. Межгодовая изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане и в российских арктических морях

Межгодовые изменения площади льдов в СЛО характеризуются значительными колебаниями от года к году. Некоторое представление о величине межгодовой изменчивости дают данные об амплитуде и среднеквадратическом отклонении, приведенные в табл. 4.1.1. В зимний период, с января по май, амплитуда составляет 1000—1200 тыс. м²,

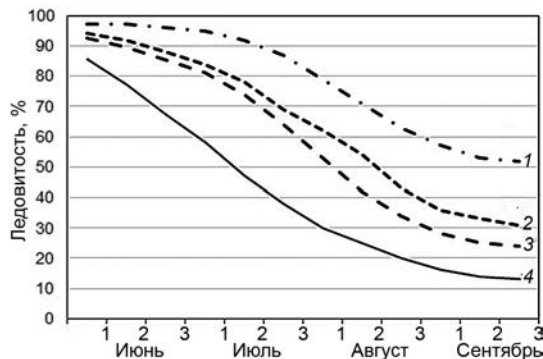


Рис. 4.1.3. Сезонный ход изменения ледовитости арктических морей за период 1996—2015 гг.

1 — Восточно-Сибирское море, 2 — море Лаптевых, 3 — Карское море, 4 — Чукотское море.

а среднее квадратическое отклонение колеблется от 240 до 310 тыс. км². В летний период амплитуда колебаний площади льдов возрастает до 3000—4000 тыс. км², достигая максимума в сентябре (4059 тыс. км²), а среднее квадратическое отклонение увеличивается до 700—1000 тыс. км² с максимумом в сентябре (1070 тыс. км²).

В зимний период в годы с хорошо развитым ледяным покровом его площадь может составлять 12 000—12 400 тыс. км², а в годы его слабого развития — 11000—11400 тыс. км². В летний период к моменту максимального сокращения (в сентябре) ледяного покрова разность значений площади в годы с хорошо развитым и слабо развитым ледяным покровом может достигать 4059 тыс. км², что сопоставимо с площадью европейской части России (5183 тыс. км²).

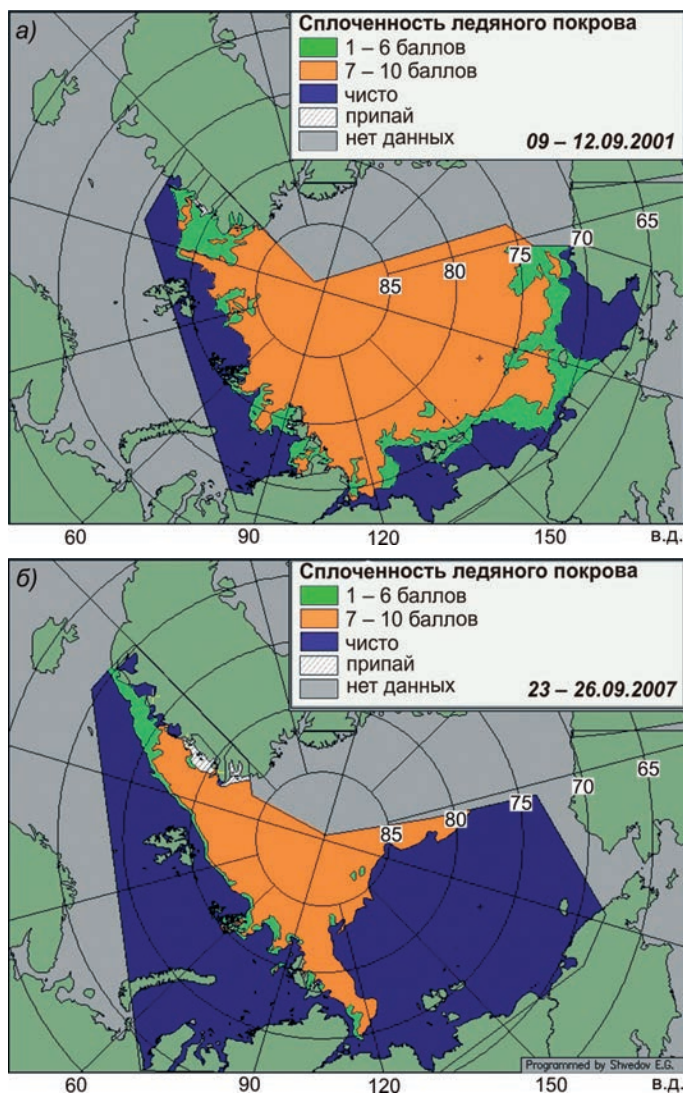


Рис. 4.1.4. Карты фактического распределения ледяного покрова в сентябре в годы с большой (а) и малой (б) ледовитостью.

В годы с хорошо развитым ледяным покровом его площадь даже в период максимального сокращения (в сентябре) может составлять 7400—7600 тыс. км² (например, в 1986 и 1996 гг.); при этом дрейфующие льды наблюдаются на акватории всех российских арктических морей, блокируя судоходные трассы и участки побережья. В годы минимального развития ледяного покрова остаточные льды в сентябре занимают не более 3500—4200 тыс. км² (например, в 2007 и 2012 гг.). При этом освобождаются ото льдов акватории всех российских арктических морей и часть Арктического бассейна.

Наглядное представление о межгодовой изменчивости площади льда дают карты распределения ледяного покрова в годы, когда наблюдалась большая (2001 г.) и малая (2007 г.) ледовитость после летнего таяния в сентябре (рис. 4.1.4).

В годы большой ледовитости российские арктические моря не очищаются ото льдов или очищаются лишь частично. Льды на акватории морей сохраняются вплоть до периода нового осеннего ледообразования (рис. 4.1.4 а). В годы малой ледовитости акватория всех арктических морей очищается ото льда, а граница дрейфующих льдов наблюдается в районе 80—85° с.ш. (рис. 4.1.4 б).

Оценка межгодовых изменений площади льдов в СЛО была выполнена для периодов максимального сезонного увеличения льда (апрель), максимального сезонного уменьшения льда (сентябрь) и среднегодового значения площади льда за ряд наблюдений с 1986 по 2015 г. На рис. 4.1.5 приведены временные ряды среднемесячных значений площади ледяного покрова для апреля и сентября, а также для среднегодового значения площади ледяного покрова в СЛО.

Наименьшие межгодовые изменения площади ледяного покрова в СЛО наблюдаются в период максимального развития ледяного покрова (в апреле), а наибольшие изменения — в летний период, особенно в конце периода таяния, в сентябре (см. рис. 4.1.5).

Главной характерной чертой межгодовой изменчивости площади ледяного покрова за 30-летний период спутниковых наблюдений является наличие устойчивого

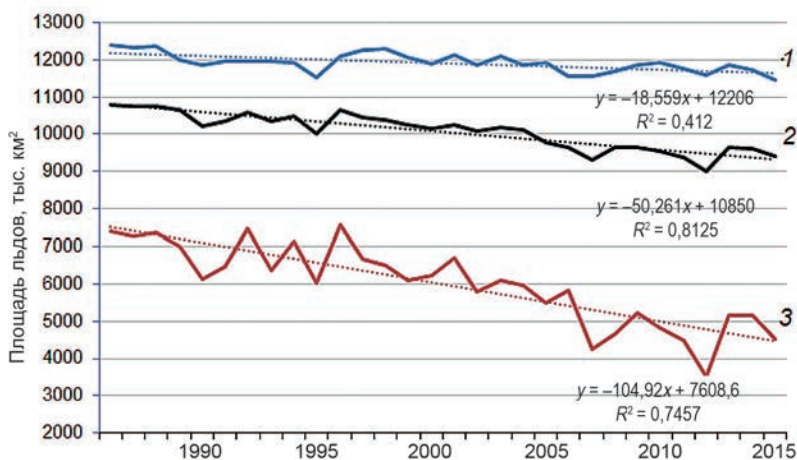


Рис. 4.1.5. Межгодовое изменение характеристик площади ледяного покрова в СЛО и линейные тренды этих изменений.

1 — площадь льда на период его максимального накопления в апреле, 2 — среднегодовая площадь льда, 3 — площадь льда на период максимального разрушения в сентябре.

и статистически значимого (на 95 %-ном уровне значимости) отрицательного линейного тренда изменения, который хорошо аппроксимируется линейной функцией и особенно хорошо проявляется в летний период (в сентябре).

Линейное (по тренду) уменьшение площади ледяного покрова за 30 лет составило 17 тыс. км² в год для апреля, 96 тыс. км² в год для сентября и 52 тыс. км² в год в целом за год.

Однако, как отмечается рядом авторов, уменьшение площади ледяного покрова в СЛО за последние десятилетия происходило неравномерно. За последнее десятилетие отмечается ускоряющееся сокращение площади морского льда, особенно хорошо выраженное в летний период (Алексеев и др., 2009; Иванов и др., 2013, Алексеев и др., 2015).

Для межгодовых изменений площади ледяного покрова в российских арктических морях характерен ряд специфических особенностей. Это связано в первую очередь с тем, что в зимний период акватории всех российских арктических морей (за исключением Баренцева) полностью покрыты льдом. Очищение морей начинается в июне и продолжается по сентябрь. В октябре в центральных морях российской Арктики (северо-восточная часть Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирское), а в ноябре и в окраинных морях (в Баренцевом, на юго-западе Карского, в Чукотском) начинаются осенние ледовые процессы — ледообразование и появление молодых льдов. Поэтому анализировать изменчивость ледовых условий российских арктических морей можно только для летнего периода, когда происходит активное очищение морей и осуществляется навигация по трассе Северного морского пути (СМП).

В октябре на акваториях большинства российских арктических морей начинается устойчивое ледообразование, и с ноября по май все российские арктические моря, кроме Баренцева, покрыты сплошным ледяным покровом. В мае — июне начинается очищение морей ото льдов, которое активно продолжается до сентября. Анализ изменчивости ледовитости арктических морей целесообразно проводить для августа, когда уже достаточно развиты процессы летнего разрушения и таяния ледяного покрова, но вместе с тем сохраняются сплоченные льды, которые могут исчезнуть в сентябре. Таким образом, август лучше всего отражает типовые характеристики сложности ледовых условий в каждом конкретном году.

На рис. 4.1.6 приведен многолетний ход изменения суммарной ледовитости российских арктических морей в августе.

Из хода кривой изменения суммарной ледовитости следует, что межгодовые колебания площади льда в арктических морях в конце XX и в начале XXI века носят сложный колебательный характер, и эти изменения происходили на фоне постепенного уменьшения ледовитости морей от начала к концу периода наблюдения.

Главной характерной особенностью изменчивости ледовитости морей за 30-летний период наблюдений является наличие устойчивого и статистически значимого (на 95 %-ном уровне значимости) отрицательного линейного тренда изменения суммарной ледовитости российских арктических морей, который хорошо аппроксимируется линейной функцией. Линейное (по тренду) уменьшение суммарной площади ледяного покрова российских арктических морей за 30 лет составило 42 тыс. км² в год для августа.

Рядом исследователей выявлено, что межгодовые изменения площади ледяного покрова СЛО и его морей имеют полициклический характер (Фролов и др., 2007;

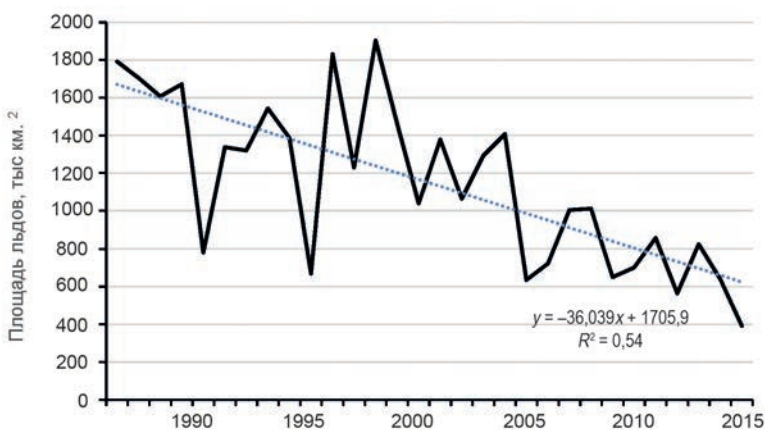


Рис. 4.1.6. Межгодовой ход суммарной ледовитости российских арктических морей (Баренцево — Чукотское) в августе за период 1986—2015 гг.

Шерстюков, Салугашвили, 2010; Гудкович и др., 1972). Ограниченный 30-летний ряд с 1986 по 2015 г. не позволяет провести подобный анализ. Однако, согласно результатам нескольких исследований, частотная структура этих изменений характеризуется более или менее значимыми пиками, соответствующими циклическим колебаниям продолжительностью 2—3, 5—7, 10—12, около 20—22 и около 60 лет. Эти циклические колебания по-разному проявляются в арктических морях. Как установлено, частотная структура колебаний площади льда западных и восточных морей различается. Характерной особенностью морей первой группы является значительный вклад низкочастотных колебаний, тогда как для морей второй группы большую роль играют относительно высокочастотные колебания.

В формировании многолетних колебаний площади распространения льда в западных морях значительную роль играют циклы продолжительностью около 60 и 20 лет. Их вклад в суммарную дисперсию составляет 25 и 15 % соответственно и существенно (в восемь раз) превышает суммарный вклад этих циклов в восточных морях. В то же время в восточных морях более значительный вклад в суммарную дисперсию приходится на циклы около 10—12 и 5—7 лет; их вклад вдвое превышает суммарный вклад циклов этой же продолжительности в западных морях (Фролов и др. 2007; Шерстюков, Салугашвили, 2010; Гудкович и др., 1972).

На рис. 4.1.7 приведен ход осредненных по десятилетиям значений площади ледяного покрова в российских арктических морях (Баренцево — Чукотское) в августе.

Межгодовой ход изменения суммарной ледовитости российских арктических морей в XX — XXI веках хорошо аппроксимируется степенным полиномом третьей степени (см. рис. 4.1.7). Полученная кривая удовлетворительно отражает долгопериодные колебания площади ледяного покрова в рассматриваемом регионе. Период «квазиполувековой» волны составляет 60—65 лет, что весьма близко к оценкам, полученным целым рядом авторов (Фролов и др., 2007; Шерстюков, Салугашвили, 2010).

Аналогичные колебания были обнаружены в изменениях температуры воздуха в зоне 70—85° с.ш., а также в повторяемости основных форм атмосферной циркуляции Вангенгейма — Гирса (Гудкович и др., 2013).

Оценка средних значений ледовитости по десятилетиям (см. рис. 4.1.7) показывает, что изменения площади льдов с середины 1930-х годов до конца 1950-х годов,

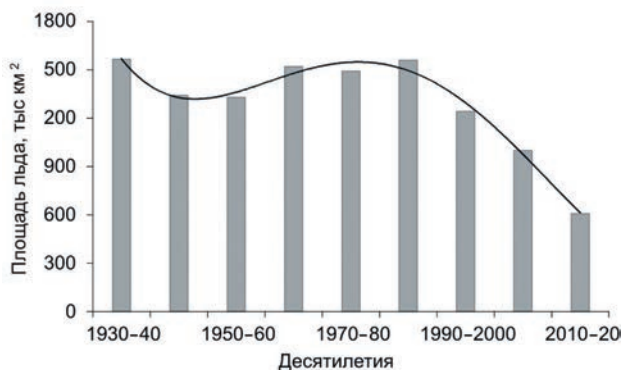


Рис. 4.1.7. Значения площади ледяного покрова в российских арктических морях (Баренцево —Чукотское) в августе, осредненные по десятилетиям.

а также с начала 1990-х годов по настоящее время происходят на пониженном фоне ледовитости, а с конца 1950-х годов до конца 1980-х годов — на повышенном фоне ледовитости.

Основной особенностью межгодовой изменчивости площади льдов в российских арктических морях является тот факт, что уменьшение средней ледовитости морей в последний период (последнее десятилетие XXI века) более значительно, чем ее уменьшение, наблюдаемое в предыдущий период пониженной ледовитости (с середины 1930-х годов до конца 1950-х годов). Средняя за последнее десятилетие площадь льдов в российских арктических морях уменьшилась до 600 тыс. км² (в 1930—1950-е годы составляла около 1300 тыс. км²). Таким образом, сокращение площади льдов в последнее десятилетие проявляется в два раза больше, чем наблюдавшееся в 1930—1950-х годах.

Необходимо отметить, что существенные изменения в состоянии ледяного покрова Северного Ледовитого океана и российских арктических морей начали устойчиво проявляться с начала 2000 годов текущего века, что приблизительно на 10—15 лет позже начала глобальных климатических перестроек атмосферных и гидрологических процессов. Причины и следствия этого запаздывания требуют дальнейшего серьезного изучения и физического обоснования.

4.2. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ В ПЕРИОД НАРАСТАНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

А.Г. Егоров

Режим морских льдов в арктических морях России в течение холодного периода гидрологического года естественным образом разделяется на несколько составных частей:

- устойчивое ледообразование в течение осени,
- нарастание ледяного покрова и формирование его возрастного состава в течение зимы,
- становление неподвижных припайных льдов.

4.2.1. Сроки устойчивого ледообразования в арктических морях России

Процесс устойчивого ледообразования в арктических морях России является результатом взаимодействия факторов, с одной стороны, формирующих тепловой запас моря в период его нагревания и, с другой стороны, определяющих интенсивность теплоотдачи в период охлаждения (Спичкин, 1987). Выхолаживание арктической морской поверхности обычно начинается в конце августа — начале сентября (Гудкович, 1972), совпадая по времени с максимальным накоплением тепла в поверхностном слое (Крутских, 1970), и завершается появлением на свободных ото льда пространствах начальных видов льда — игл, сала, снежуры и шуги (Горбунов, 1983).

В период с конца августа до начала октября температура воздуха над морем устойчиво переходит через критически важный порог 0 °С; через одну-две декады начинается образование начальных видов льда (Опасные ледовые явления, 2010). Ледообразование в арктических морях сибирского шельфа сначала начинается на их северных границах среди сплоченных льдов (Визе, 1944). Затем процессы ледообразования распространяются на зоны разреженных и редких льдов, а после — на зоны чистой воды. Первичные виды льда обычно образуются одновременно на больших по площади акваториях морей (Егоров, 2005).

В современных условиях (ряд наблюдений 1986—2018 гг.) устойчивое ледообразование на акватории арктических морей России начинается в первой декаде сентября, а завершается во второй декаде ноября, т.е. продолжается в течение примерно восьми декад осеннего периода (рис. 4.2.1). Растянутый во времени почти на три месяца процесс устойчивого ледообразования может быть разделен на три квазиоднородных периода.

1. На первом этапе продолжительностью около трех декад ледообразование, начавшееся в самых северных акваториях, на отдельных участках достигает северного побережья Евразии. Начало ледообразования в первой декаде сентября наблюдается на самом севере арктических акваторий: в Карском море — вблизи параллели 82°, в море Лаптевых — вблизи параллели 79—80°, в Восточно-Сибирском море — вблизи параллели 74—75°, в Чукотском море — вблизи параллели 75—76°. Пространственная конфигурация самых ранних изохрон в начале сентября примерно ориентируется на положение остаточных льдов (точнее, границы сплоченных 7—10-балльных льдов) в конце августа — начале сентября. Таким образом, исходный очаг начального ледообразования тяготеет к региону, располагающемуся на границе арктических морей и Арктического бассейна; отсюда осеннее замерзание моря постепенно распространяется в генеральном направлении с севера на юг.

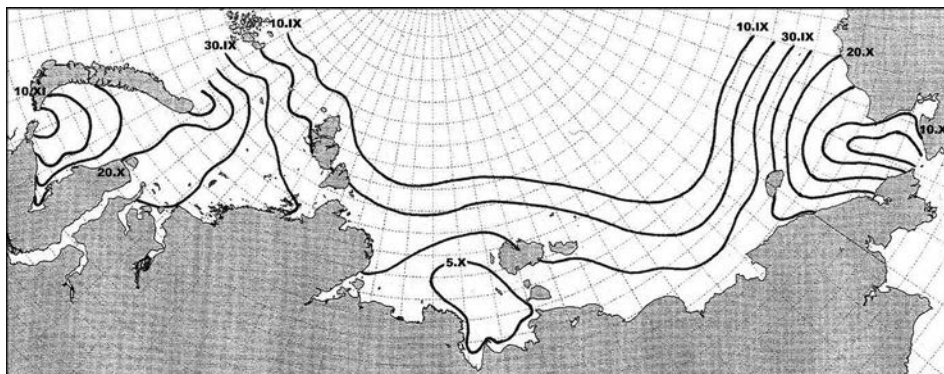


Рис. 4.2.1. Карта пространственного распределения изолиний сроков устойчивого ледообразования в арктических морях России для периода 1986—2018 гг.

В конце сентября наблюдается важная маркировочная веха: изохрона ледообразования достигает материковой и островной суши в районе северного побережья п-ова Таймыр, а также Новосибирских о-вов. Таким образом, начиная с третьей декады сентября отсутствует возможность плавания через пролив Вилькицкого с запада на восток и с востока на запад по чистой воде, редким и разреженным остаточным льдам. С этих пор (с конца сентября) сквозное плавание через самый северный участок Северного морского пути предполагает обязательное движение по льдам осеннего образования. Описываемый этап заканчивается, когда волна замерзания, проходя по морю с севера на юг, достигает побережья материка в двух регионах Евразийского материка — на п-ове Таймыр и в Северной Якутии в районе о-ва Айон; однако полного ледообразования на обширном участке акватории от п-ова Таймыр до о-ва Врангеля еще не наблюдается.

2. На втором, достаточно небольшом по продолжительности этапе ледообразование полностью достигает побережья материка на центральном участке сибирского мелководья — между п-овом Таймыр и Новосибирскими о-вами. Этот этап длится всего одну декаду: к окончанию первой декады октября арктическое побережье на всем его протяжении — от устья реки Енисей до п-ова Чукотка (между меридианами 80 и 180° в.д.) — занято молодыми льдами осеннего образования. Самый важный содержательный элемент этого этапа — замерзание прибрежной акватории между устьем реки Лены и Новосибирскими о-вами: волна замерзания от п-ова Таймыр распространяется на восток, а волна замерзания от Айонского региона — на запад, и встреча этих двух процессов в районе о-ва Столбовой обозначает окончание данного этапа.

3. На третьем этапе продолжительностью примерно четыре декады происходит завершение процесса ледообразования в арктических морях; при этом последними замерзают акватории на крайнем западе и крайнем востоке зональной полосы сибирского шельфа (соответственно к западу от меридиана 80° и к югу от параллели 79°, а также к востоку от меридиана 180° и к югу от параллели 71°). Изохроны ледообразования распространяются: между п-овом Ямал и Новой Землей в генеральном направлении с северо-востока на юго-запад, а между п-овом Чукотка и п-овом Аляска в генеральном направлении с северо-запада на юго-восток. Этап начинается во второй декаде октября и завершается во второй половине ноября, когда

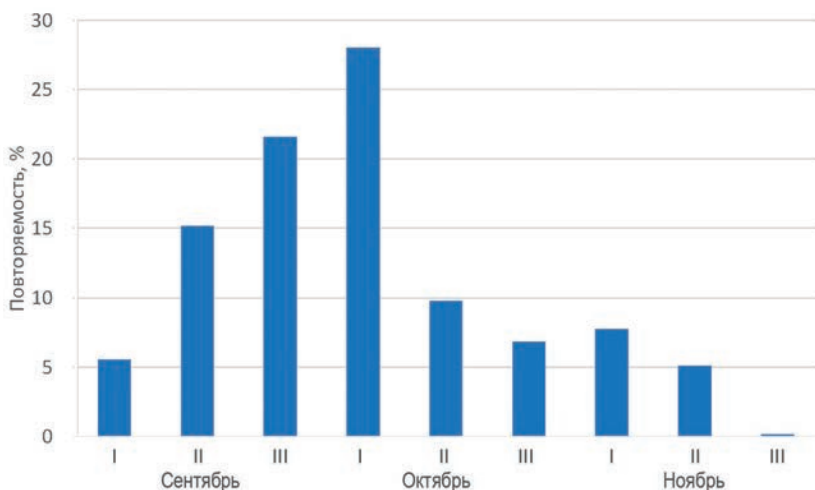


Рис. 4.2.2. Гистограмма распределения повторяемости (%) сроков устойчивого ледообразования в период 1986—2018 гг. на акватории арктических морей России.

окончательно замерзают акватории пролива Карские Ворота на западе и Берингова пролива на востоке.

Гистограмма распределения сроков устойчивого ледообразования (рис. 4.2.2) наглядно отражает основные особенности временного развития процесса ледообразования по пространству арктических морей при среднем сценарии. Вся выборка четко делится на две равные (по четыре декады) временные части.

1. В период с первой декады сентября по первую декаду октября ледообразование, начавшись на севере акватории, распространяется в южном направлении и достигает сибирского побережья от о-ва Диксон до пролива Лонга. В среднем за каждую декаду площадь акватории, на которой развивается ледообразование, прирастает на 17—18 %. За четыре декады льдами осеннего образования покрывается огромная акватория — примерно 70 % суммарной площади всех арктических морей России. Причем процесс ледообразования развивается стремительно, и наблюдается прогрессирующее вовлечение в процесс ледообразования все больших и больших по площади акваторий: в первой декаде сентября замерзают примерно 5,6 % площади акватории, во второй декаде сентября 15,2 % площади акватории, в третьей декаде сентября 21,6 % площади акватории, в первой декаде октября 28,0 % площади акватории. Сразу после достижения сезонной кульминации в первой декаде октября и замерзании значительной части прибрежного мелководья интенсивность развития ледообразования в пространстве резко уменьшается.

2. В течение второй декады октября — второй декады ноября ледообразование наблюдается только на западной и восточной периферии зональной полосы сибирского шельфа, т. е. к западу от о-ва Диксон и к востоку от пролива Лонга. Интенсивность развития процесса по сравнению с предыдущим этапом существенно снижается: в среднем за четыре декады площадь льда прирастает всего на 7—8 % (наибольшее значение, равное 9,8 %, наблюдается во второй декаде октября, а наименьшее значение, равное 5,1 %, — во второй декаде ноября).

По ежелекадной интенсивности развития площади ледообразования восемь осенних декад могут быть разделены на две части (по отношению к среднему значению за восемь осенних декад, равному 12,5 %). В течение первой декады сентября и второй декады октября — второй декады ноября наблюдается пониженная интенсивность (меньше средней) прирастания площади льдов осеннего образования со средним показателем 7 % и разбросом значений от 5 до 10 %. В течение второй декады сентября — первой декады октября наблюдается повышенная интенсивность (больше средней) прирастания площади льдов осеннего образования со средним показателем 22 % и разбросом значений от 15 до 28 %.

В целом же наблюдаются три фазы развития процесса ледообразования — начальная, развитая и завершающая.

1. На начальной фазе процесса в течение первой и второй декад сентября ледообразование происходит на самом севере акватории и достигает архипелага Северная Земля; за две декады осенними льдами покрывается примерно 20,7 % площади суммарной акватории арктических морей.

2. На развитой фазе процесса в течение третьей декады сентября и первой декады октября интенсивность ледообразования максимальна: за две декады осенними льдами покрывается примерно 49,6 % площади суммарной акватории арктических морей. Ледообразование сначала достигает побережья на локальных участках п-ова Таймыр и Новосибирских о-вов, а затем происходит на всей протяженности сибирского побережья — от реки Енисей до о-ва Врангеля.

3. Наконец, на завершающей фазе процесса в течение второй декады октября — второй декады ноября ледообразование происходит только на крайнем западе и крайнем востоке зональной полосы арктических морей; за четыре декады осенними льдами покрывается примерно 29,5 % площади суммарной акватории арктических морей.

Многолетняя изменчивость сроков устойчивого ледообразования в целом на акватории арктических морей России показывает наличие многолетних периодов положительных и отрицательных аномалий сроков наступления осенних ледовых условий. В период 1942—2017 гг. наблюдалось четыре климатических периода продолжительностью от 12 до 35 лет (табл. 4.2.1).

Таблица 4.2.1

Средние многолетние значения аномалии сроков устойчивого ледообразования (доли СКО) для акваторий арктических морей в течение длительных климатических периодов

Период	ЮЗКМ	СВКМ	МЛ	ВСМ	ЧМ	АМ
1942—1953	+0,12	+0,26	+0,22	-0,10	-0,30	+0,02
1954—1988	-0,46	-0,50	-0,49	-0,56	-0,42	-0,61
1989—2002	-0,24	-0,23	-0,07	+0,09	-0,18	-0,14
2003—2017	+1,28	+1,25	+1,04	+1,41	+1,54	+1,66
(1989—2002) — (1942—1953)	-0,36	-0,49	-0,29	+0,19	+0,12	-0,16
(2003—2017) — (1954—1988)	+1,74	+1,75	+1,53	+1,97	+1,96	+2,27

Примечание. ЮЗКМ — юго-западная часть Карского моря, СВКМ — северо-восточная часть Карского моря, МЛ — море Лаптевых, ВСМ — Восточно-Сибирское море, ЧМ — Чукотское море, АМ — арктические моря.

1. В период 1942—1953 гг. на суммарной акватории арктических морей наблюдались условия осеннего ледообразования, близкие к средним многолетним (средняя аномалия сроков ледообразования составила $+0,02$ величины СКО). По пространству суммарной арктической акватории наблюдалась заметная неоднородность в распределении знака аномалии; между западными и восточными морями наблюдалась ледовая оппозиция: к западу и к востоку от Новосибирских о-вов формировались аномалии противоположного знака. Наибольшие аномалии отмечались: положительные — в северо-восточной части Карского моря ($+0,26$ величины СКО), а отрицательные — в Чукотском море ($-0,30$ величины СКО).

2. В период 1954—1988 гг. на суммарной акватории арктических морей наблюдались условия раннего осеннего ледообразования (средняя аномалия сроков ледообразования составила $-0,61$ величины СКО). По сравнению с предыдущим многолетним периодом (1942—1953 гг.) наблюдались более однородные пространственные условия: во всех арктических морях формировалась аномалия одного знака и при этом разброс показателей был крайне невелик: от $-0,42$ величины СКО в Чукотском море до $-0,56$ величины СКО в Восточно-Сибирском море. Наибольшие отклонения наблюдались как на западе, так и на востоке (северо-восточная часть Карского моря и Восточно-Сибирское море).

3. В период 1989—2002 гг. на суммарной акватории арктических морей вновь наблюдались условия осеннего ледообразования, близкие к средним многолетним, однако с незначительной тенденцией к раннему замерзанию моря (средняя аномалия сроков ледообразования составила $-0,14$ величины СКО). По сравнению с предыдущим многолетним периодом (1954—1988 гг.) вновь увеличилась пространственная неоднородность в распределении аномалий. Наибольшие отклонения от нормы к более ранним срокам наблюдались к западу от Северной Земли (аномалии $-0,23$... $-0,24$ величины СКО), а к востоку от нее условия мало отличались от средних многолетних.

4. В период 2003—2017 гг. на суммарной акватории арктических морей наблюдались условия очень позднего осеннего ледообразования (средняя аномалия сроков ледообразования составила $+1,66$ величины СКО). Как и в период раннего ледообразования, наблюдались относительно однородные пространственные условия: во всех арктических морях формировалась аномалия одного знака, причем наибольшие аномалии наблюдались к востоку от Новосибирских о-вов.

Таким образом, непрерывные наблюдения продолжительностью примерно $3/4$ века продемонстрировали реализацию следующей цепочки многолетних ледовых преобразований: средние сроки ледообразования → ранние сроки ледообразования → средние сроки ледообразования → поздние сроки ледообразования. Четыре многолетних периода разбиваются на две группы: два периода средних условий (условий, близких к средним многолетним) (1942—1953 и 1989—2002 гг.) и два периода аномальных условий (1954—1989 и 2003—2017 гг.).

Совместный анализ двух периодов первой группы показывает, что при наличии в целом на акватории арктических морей условий, близких к средним многолетним, наблюдается заметная пространственная неоднородность, которая выражается в формировании ледовой оппозиции с разным знаком ледовых отклонений от нормы к западу и к востоку от Новосибирских о-вов; при этом наибольших значений отклонения достигают в северо-восточной части Карского моря. При переходе от первого периода рассматриваемой

группы ко второму в морях Карском и Лаптевых отмечается более раннее ледообразование, а в морях Восточно-Сибирском и Чукотском — более позднее ледообразование.

Совместный анализ двух периодов второй группы (с аномалиями противоположного знака) показывает, что в случае формирования ранних или поздних сроков ледообразования на суммарном пространстве арктической акватории, на акваториях всех отдельных морях наблюдаются аномалии одного и того же знака. При этом наибольший размах колебаний между ранними и поздними сроками наблюдается в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, а наименьшей — в море Лаптевых.

Как показывает анализ данных многолетних наблюдений, в XXI столетии режим сроков устойчивого ледообразования стал существенно отличаться от соответствующих условий, наблюдавшихся в XX столетии. Начиная с 2003 г. в течение 15 лет подряд (рис. 4.2.3), наблюдались только положительные аномалии сроков устойчивого ледообразова-

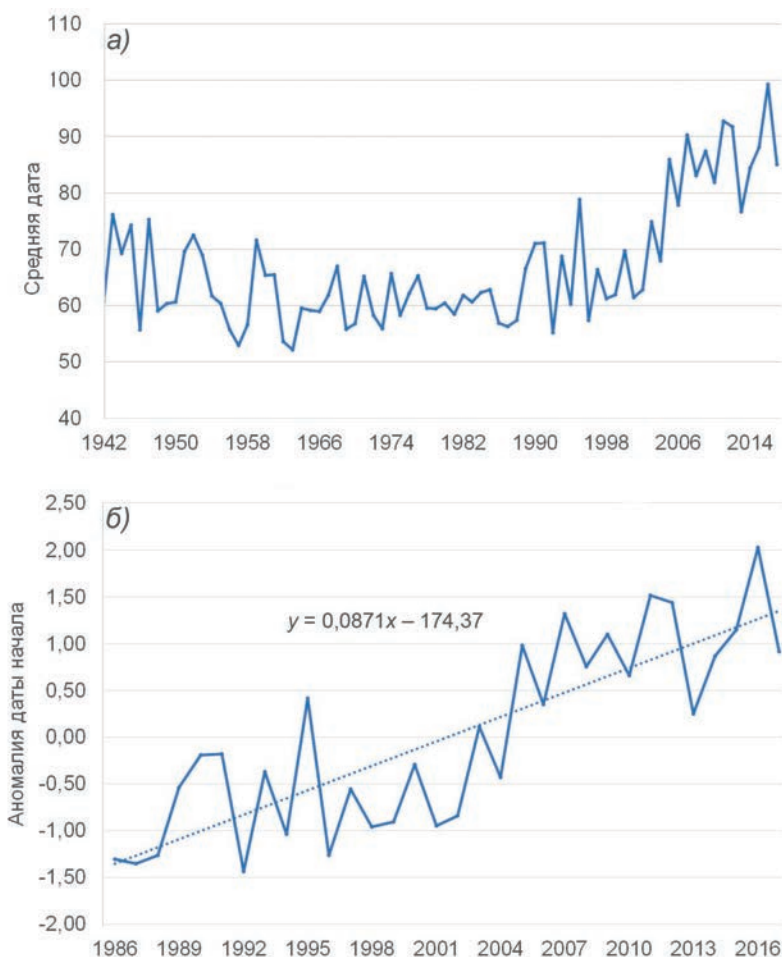


Рис. 4.2.3. Изменения средней даты устойчивого ледообразования за период 1942—2017 гг. (а) и аномалия (доли СКО) даты устойчивого ледообразования за период 1986—2017 гг. (б) на суммарной акватории арктических морей России.

ния, а начиная с 2005 г. в 11 случаях из 13 отмечается такая величина положительной аномалии, какая ни разу не наблюдалась в течение всего XX века. Средняя аномалия за 11-летний период 2007—2017 гг. составляет +1,92 величины СКО.

Если анализировать сроки ледообразования для всей арктической акватории — «от пролива до пролива», то начало периода позднего ледообразования приходится на осень 2005 г. Однако географически более скрупулезный анализ, базирующийся на данных о формировании ледовых аномалий не на суммарной акватории, а отдельно на акваториях четырех арктических морей России, показывает, что период устойчивого аномально позднего ледообразования начался несколько ранее, а именно еще в 2003 г.

С учетом исключительной аномальности сроков устойчивого ледообразования в последние два десятилетия весь ряд наблюдений может быть разделен на два периода: до 2003 г. и после 2003 г. Сравнение средних многолетних карт пространственного расположения изохрон показывает основные изменения режима замерзания арктических морей, которые произошли от XX столетия к XXI столетию (рис. 4.2.4 и 4.2.5).

Для суммарной акватории арктических морей устойчивое ледообразование в период 2003—2017 гг. по сравнению с периодом 1986—2002 гг. стало происходить в среднем на 21,9 суток позднее. На гистограммах распределения наблюдаются две основные особенности изменения сроков устойчивого ледообразования (рис. 4.2.6).

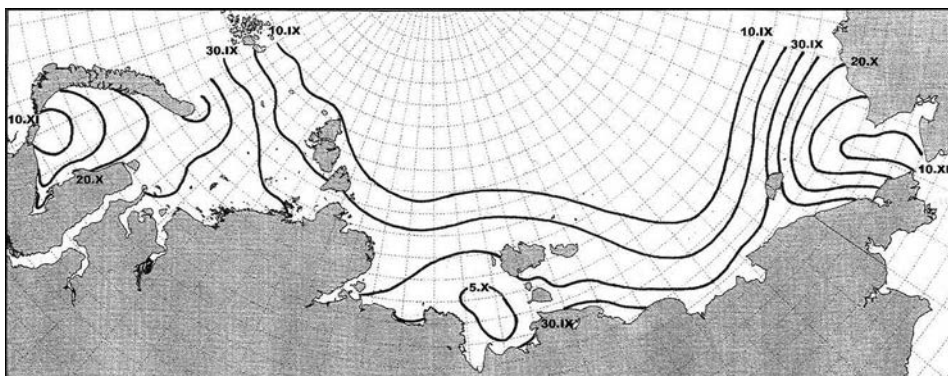


Рис. 4.2.4. Карта пространственного распределения изолиний сроков устойчивого ледообразования в арктических морях России для периода 1986—2002 гг.

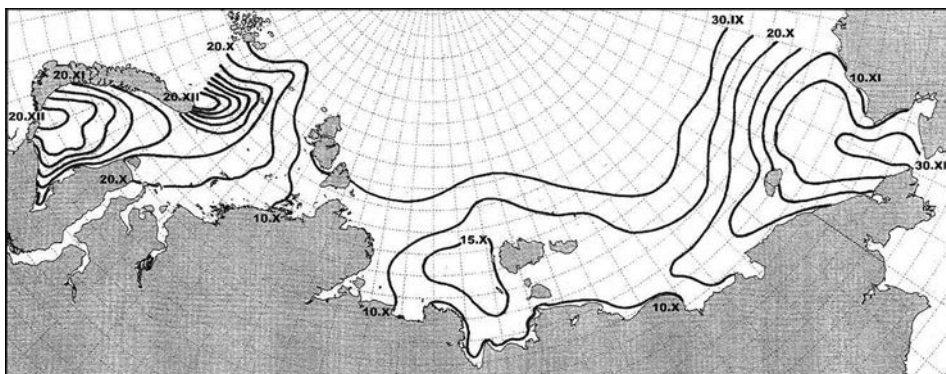


Рис. 4.2.5. Карта пространственного распределения изолиний сроков устойчивого ледообразования в арктических морях России для периода 2003—2017 гг.

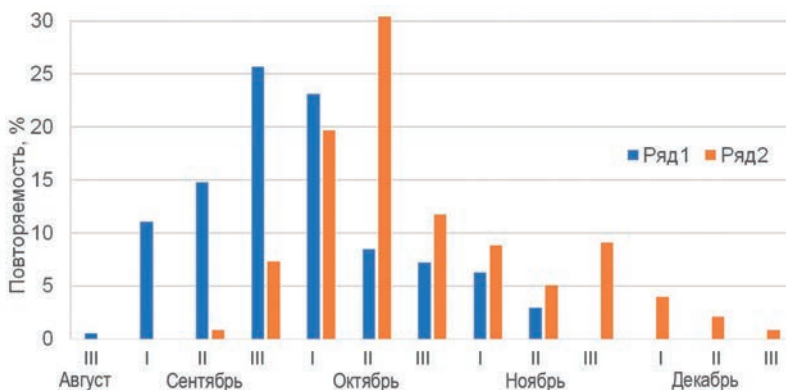


Рис. 4.2.6. Гистограммы распределения сроков устойчивого ледообразования на суммарной акватории арктических морей для периодов 1986—2002 гг. (ряд 1) и 2003—2017 гг. (ряд 2).

1. Отмечается общий сдвиг основных составляющих гистограммы примерно на две декады вправо, т. е. в сторону поздних сроков. При этом первые четыре декады активно прогрессирующего развития процесса замерзания оказались очень схожими, и на них приходится около 52,1 % площади акватории в 1942—2002 гг. и около 58,3 % площади акватории в 2003—2017 гг. Максимум интенсивности процесса ледообразования отмечается в третьей декаде сентября (примерно 26 % всех случаев) в XX столетии и во второй декаде октября (примерно 30 % всех случаев) в XXI столетии. Другими словами, начальная фаза процесса ледообразования (примерно четыре декады осеннего сезона) и в XX столетии, и в XXI столетии протекает примерно одинаково, но со сдвигом примерно две декады.

2. После декады наибольшей повторяемости наблюдаются характерные изменения на затухающем этапе процесса ледообразования — продолжительность этого периода составляет примерно пять декад (вторая декада октября — вторая декада ноября) в XX столетии и примерно семь декад (третья декада октября — третья декада декабря) в XXI столетии; в первом случае ледообразование охватывает 48 % площади суммарной арктической акватории, во втором — 42 %. Соответственно примерно в два раза изменяется пространственная интенсивность замерзания моря: в первом случае средняя скорость развития ледообразования составляет примерно 12 % за декаду, во втором — только 6 % за декаду.

Таким образом, для суммарной арктической акватории в XXI столетии в течение первой половины осеннего периода сроки ледообразования смещаются примерно на две декады в позднюю сторону, а в течение второй половины периода процесс ледообразования растягивается во времени, а интенсивность его развития по пространству уменьшается примерно вдвое.

4.2.2. Нарастание ледяного покрова и формирование его возрастного состава в зимний период

Сразу после устойчивого ледообразования начинается увеличение толщины всех льдов, как припайных, так и дрейфующих, которые постепенно проходят через различные стадии возрастного состава (Океанография, 2011). В течение холодного сезона можно выделить три квазиоднородных периода относительного доминирования в арктических морях льдов разного возраста.

1. В течение относительно короткого периода (обычно в октябре — начале ноября) в морях преобладают сравнительно не толстые льды — толщиной не более 30 см (начальные, молодые, серые, серо-белые).

2. В течение первой половины зимы (ноябрь — декабрь — январь) большую часть пространства арктических морей акватории занимают однолетние тонкие и однолетние средние льды толщиной 30—70 и 70—120 см соответственно.

3. Наконец, в течение большей части зимы (обычно с января — февраля по май) в арктических морях России наблюдается абсолютное преобладание льдов толщиной более 120 см (однолетние толстые, двухлетние и многолетние льды).

Таким образом, в течение большей части зимы в арктических морях преобладают однолетние льды — тонкие, средние, толстые (Думанская, 2017). Двухлетние и многолетние льды в виде отрогов океанических ледяных массивов чаще всего наблюдаются в Восточно-Сибирском море, а также на севере морей Лаптевых, Карского и Чукотского.

К концу октября, когда устойчивое ледообразование еще не распространилось на всю акваторию арктических морей, в распределении льдов по возрастному составу отмечаются следующие особенности (рис. 4.2.7).

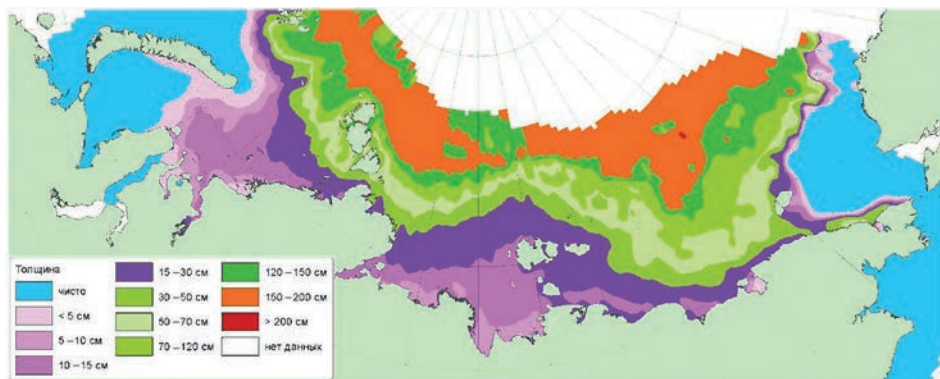


Рис. 4.2.7. Распределение льдов различного возраста (толщины) в октябре в среднем за 1986—2015 гг. (с вероятностью 50 %).

1. В юго-западной части Карского моря и в Чукотском море наблюдаются значительные по площади акватории, еще не покрытые льдами осеннего образования и занятые чистой водой; однако большая часть сибирского шельфа уже покрыта льдами.

2. Льды толщиной не более 30 см (от начальных до серо-белых) располагаются либо в пограничных областях Карского и Чукотского морей, либо в обширном регионе на мелководье вокруг Новосибирских о-вов.

3. Однолетние льды толщиной 30—120 см занимают большую часть арктических морей, преимущественно в их северной половине, а на двух участках (вдоль северного Таймыра в проливе Вилькицкого и вдоль чукотского побережья в проливе Лонга) даже выходят к северному побережью Сибири, блокируя трассы Северного морского пути.

4. Самая северная периферия арктических морей, выходящая на Арктический бассейн, занята наиболее мощными однолетними толстыми, двух- и многолетними льдами, южная граница которых в морях Карском и Лаптевых расположена вблизи параллели 80°, а в морях Восточно-Сибирском и Чукотском — вблизи параллели 75°.

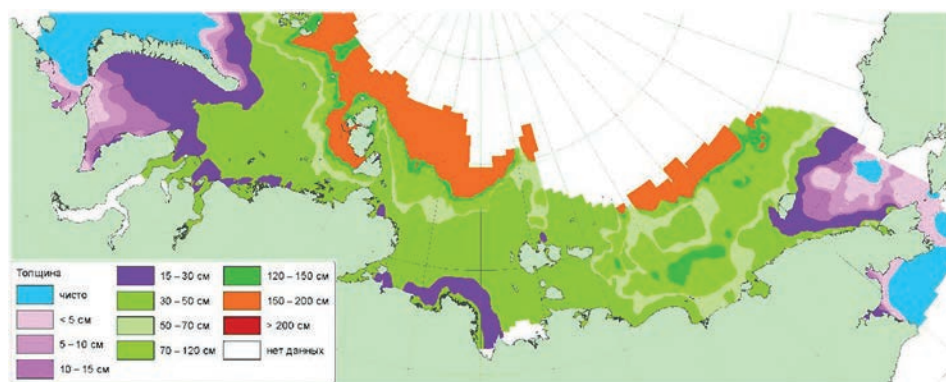


Рис. 4.2.8. Распределение льдов различного возраста (толщины) в ноябре в среднем за 1986—2015 гг. (с вероятностью 50 %).

В среднем для распределения льдов по возрасту (толщине) в октябре характерна зональность, точнее квазизональность: более возрастные (т. е. образовавшиеся раньше) и, следовательно, более толстые льды располагаются в северных регионах арктических морей, а начальные виды льда и молодые льды располагаются в прикромочной зоне вблизи границы с чистой водой или в прибрежных районах.

К концу ноября процессы ледообразования распространяются на ранее свободные ото льдов акватории юго-западной части Карского моря и Чукотского моря и, таким образом, все арктические моря полностью покрываются льдами различного возраста (рис. 4.2.8). Наиболее тонкие льды наблюдаются на крайней западной и восточной периферии зональной полосы сибирского шельфа. Подавляющая часть акватории занята однолетними тонкими льдами. Крупный фрагмент однолетних средних льдов отмечается в восточной части Восточно-Сибирского моря. Наконец, наиболее толстые льды располагаются вдоль западного побережья Северной Земли (толщина 1,5—2,0 м), и в районе Айонского массива (толщина 1,2—1,5 м).

Во второй половине зимы, когда преобладающая толщина ледяного покрова начинает превышать 1,0—1,2 м, пространственная неоднородность возрастной структуры ледяного покрова заметно уменьшается. В частности, в феврале наблюдаются три основные особенности (рис. 4.2.9).

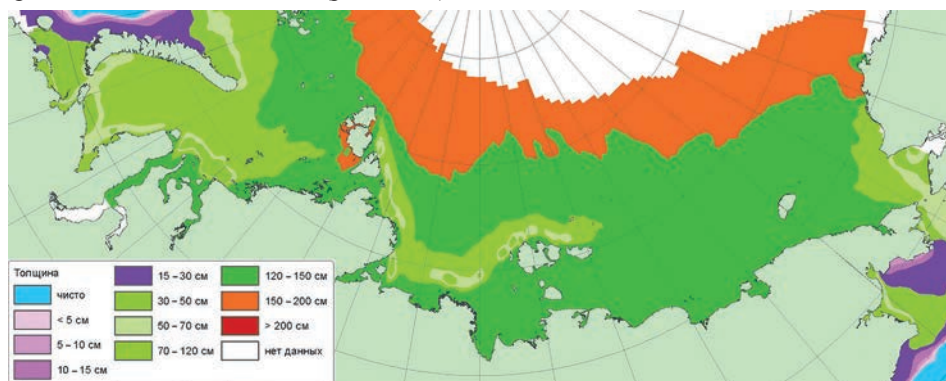


Рис. 4.2.9. Распределение льдов различного возраста (толщины) в феврале в среднем за 1986—2015 гг. (с вероятностью 50 %).

К концу холодного сезона, когда ледяной покров в мае достигает сезонного максимума своего развития, ледовый ландшафт еще больше упрощается: однолетние толстые льды доминируют во всех арктических морях (рис. 4.2.10). В юго-западной части Карского моря и в Чукотском море выделяются обширные зоны однолетних льдов средней толщины, а в море Лаптевых наглядно оформлена сибирская полынья (состоящая даже из серо-белых льдов).

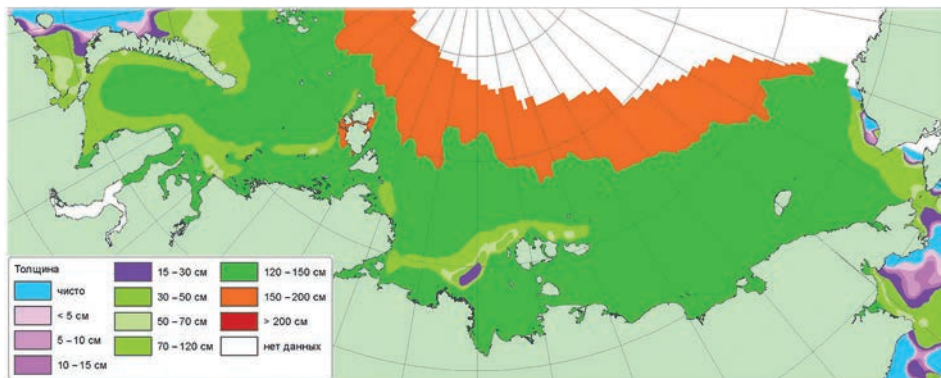


Рис. 4.2.10. Распределение льдов различного возраста (толщины) в мае в среднем за 1986—2015 гг. (с вероятностью 50 %).

Таким образом, вследствие огромной зональной протяженности (примерно 150° долготы) акваторий арктических морей, различия климатических условий и своеобразия региональных и локальных физико-географических условий нарастание льда в них происходит не равномерно, что предопределяет неоднородность возрастного состава (толщины) ледяного покрова. В более суровых климатических условиях находятся центральные моря сибирского шельфа — Лаптевых и Восточно-Сибирское, а в периферийных акваториях — морях Карском и Чукотском — ледовые условия заметно легче.

Однолетние толстые льды составляют основу ледяного покрова арктических морей и занимают в среднем 70—80 % их акваторий, а 20—30 % ледяного покрова приходится на льды других возрастных градаций — от молодых до однолетних средних. Эти льды образуются в течение всего зимнего периода вследствие динамических процессов в ледяном покрове. В результате постоянного дрейфа льда происходит образование трещин, каналов, разводий, в которых зимой постоянно образуются молодые льды среди более толстых льдов. Под влиянием дрейфа происходит смещение обширных зон льдов повышенной мощности в районы с менее мощными льдами.

Двухлетние и многолетние льды чаще всего наблюдаются в Восточно-Сибирском и в Чукотском морях, реже — на севере морей Лаптевых и Карского.

Средний многолетний сценарий современных условий описывает преобладающий (на имеющемся ряде наблюдений) вариант возрастного состава ледяного покрова и его изменения в течение зимнего периода. Однако от года к году наблюдаются существенные различия в количественных и пространственных особенностях распределения льдов различного возраста. Более того, в течение XXI столетия произошли кардинальные изменения как толщины, так и в возрастного состава ледяного покрова в арктических морях России (IPCC, 2013).

Наиболее важной особенностью в изменении состояния льдов зимой в XXI столетии является общее и повсеместное уменьшение толщины ледяного покрова в Арктике и в арктических морях России (Второй оценочный доклад, 2014). Это относится как к припайным, так и к дрейфующим льдам. Так, например, по данным наблюдений на полярной станции о-ва Диксон, расположенной в Карском море, адекватно описывающим ледовый режим Западной Арктики, в конце апреля толщина неподвижных припайных льдов для периода 1986—2004 гг. составляла в среднем около 158,8 см, а для периода 2004—2018 гг. — в среднем около 137,1 см, т.е. толщина ледяного покрова уменьшилась в среднем на 21,7 см, или 1,06 величины среднего квадратичного отклонения. Для еще более короткого ряда за период 2010—2018 гг. значение средней толщины еще меньше и составляет 133,9 см, т.е. толщина уменьшилась на 24,9 см, или 1,21 величины среднего квадратичного отклонения (рис. 4.2.11).

Характерно, что в течение нескольких месяцев холодного сезона значение отрицательной аномалии толщины льдов для периода 2004—2018 гг. по сравнению с периодом 1986—2004 гг. постоянно увеличивается и составляет в октябре — декабре в среднем около -10 см, в январе — марте в среднем около -16 см, в апреле — мае в среднем около -23 см, в июне — начале июля в среднем около -34 см (рис. 4.2.12).

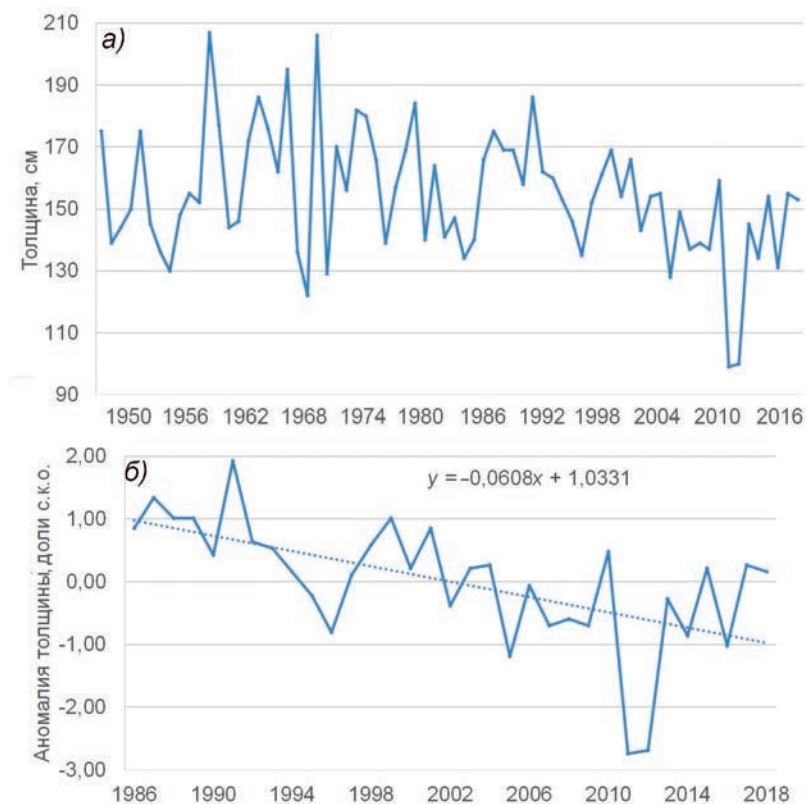


Рис. 4.2.11. Толщина припая (см) в период 1946—2018 гг. (а) и аномалия толщины припая (доли СКО) в период 1986—2018 гг. (б) по данным наблюдений на полярной станции о-ва Диксон в Карском море в третьей декаде апреля.

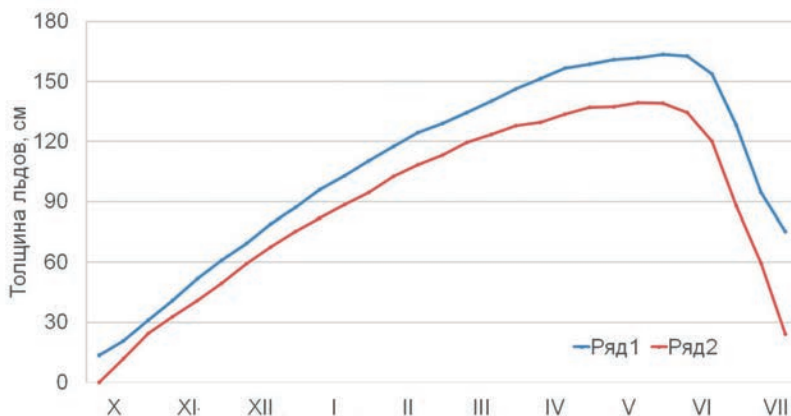


Рис. 4.2.12. Средняя многолетняя толщина припая (см) на полярной станции о-в Диксон в Карском море во вторых декадах октября — июля для периодов 1986—2004 гг. (ряд 1) и 2004—2018 гг. (ряд 2).

Устойчивое и постоянное сокращение толщины льдов приводит к тому, что в возрастном составе, во-первых, увеличивается доля относительно тонких льдов и, во-вторых, уменьшается доля относительно толстых льдов (Фролов и др., 2007). Анализ показывает, что кардинальные изменения возрастного состава ледяного покрова в XXI столетии происходили начиная с зимы 2003/04 г.

В каждом из месяцев зимнего периода происходят свои характерные возрастные изменения, связанные с общей месячной толщиной льдов. Так, например, в декабре произошло заметное увеличение количества однолетних тонких льдов и соответствующее уменьшение количества однолетних льдов средней толщины (рис. 4.2.13). В период 1998—2003 гг., который описывает характерное состояние ледовых условий в конце XX — начале XXI столетия, площадь однолетних тонких льдов составляла около 19 %, а в период 2003—2018 гг., который описывает характерное состояние ледовых условий в XXI столетии, площадь однолетних тонких льдов увеличилась

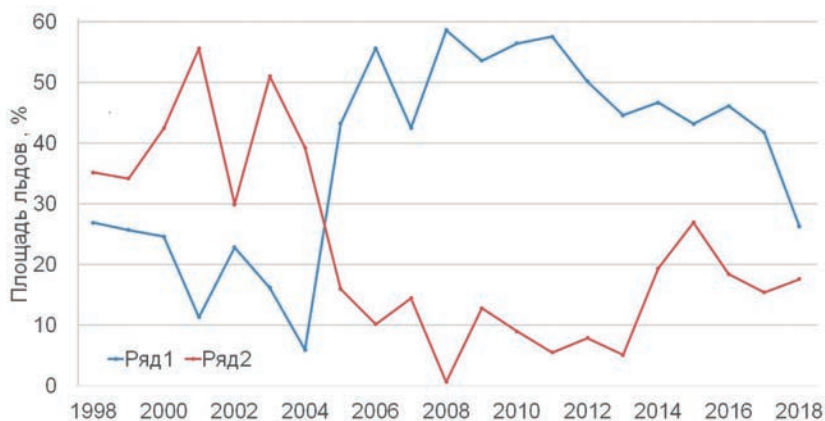


Рис. 4.2.13. Площадь (%) однолетних тонких (ряд 1) и однолетних средних (ряд 2) льдов в декабре на суммарной акватории арктических морей России в течение 1998—2018 гг.

примерно в 2,5 раза и составляла около 48 %. В то же время в многолетнем режиме однолетних средних льдов произошли прямо противоположные изменения: в период 1998—2003 гг. площадь однолетних средних льдов составляла 41 %, а в период 2003—2018 гг. она уменьшилась примерно в три раза и составляла около 13 %. Таким образом, если в арктических морях России в XX столетии в декабре преобладали однолетние средние льды, то в XXI столетии — уже однолетние тонкие льды; от одного столетия к другому произошли зеркальные изменения в соотношении площади однолетних тонких и однолетних средних льдов.

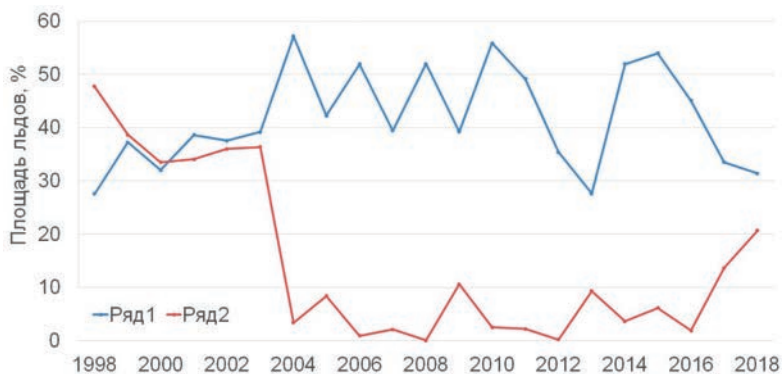


Рис. 4.2.14. Площадь (%) однолетних средних (ряд 1) и однолетних толстых и двухлетних (ряд 2) льдов в январе на суммарной акватории арктических морей России в течение 1998—2018 гг.

Приведем еще один пример. В январе произошло заметное увеличение количества однолетних средних льдов и соответствующее уменьшение количества однолетних толстых и многолетних льдов (рис. 4.2.14). В период 1998—2003 гг. площадь однолетних средних льдов составляла около 35 %, а в период 2003—2018 гг. она увеличилась примерно на четверть и составила около 44 %. При этом в многолетнем режиме однолетних толстых и многолетних льдов произошли прямо противоположные изменения: в период 1998—2003 гг. площадь однолетних толстых и многолетних льдов составляла 38 %, а в период 2003—2018 гг. она уменьшилась примерно в шесть раз и составила около 6 %. Таким образом, если в январе в XX столетии количество однолетних средних и однолетних толстых (и многолетних) льдов было примерно равное, то в XXI столетии средние льды абсолютно преобладали (их количество было больше примерно в семь раз). Это означает, что от одного столетия к другому происходят существенные изменения в соотношении количества однолетних средних и однолетних толстых (и многолетних) льдов.

Аналогичные изменения в возрастном составе наблюдаются в течение всего холодного сезона; увеличение количества относительно тонких льдов и уменьшение количества относительно толстых льдов приводит к изменению расчетной по возрастному составу средневзвешенной толщины ледяного покрова, характерного для всей суммарной площади арктических морей России (рис. 4.2.15). Так, в октябре средневзвешенная по возрасту толщина составляла для периода 1998—2003 гг. около 64 см, а для периода 2003—2018 гг. только около 18 см (аномалия 46 см). В декабре средневзвешенная по возрасту толщина составляла для периода 1998—2003 гг. около 89 см, а для периода 2003—2018 гг. только около 46 см (аномалия 43 см). В февра-

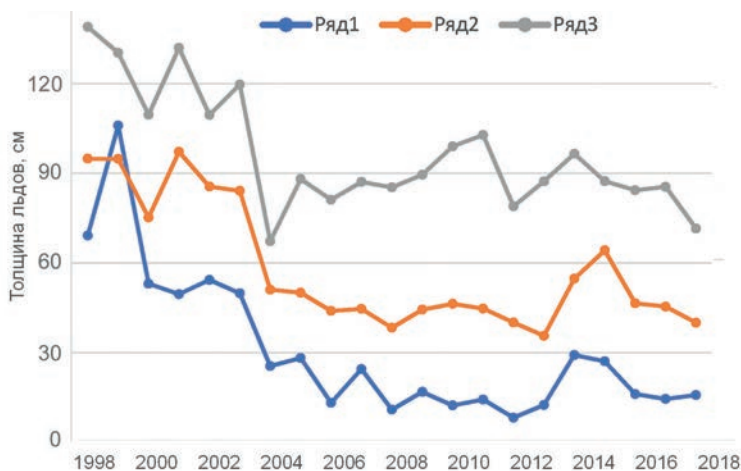


Рис. 4.2.15. Расчетная по возрастному составу средневзвешенная толщина (см) льдов для суммарной акватории арктических морей России в период 1998—2018 гг. в ноябре (ряд 1), феврале (ряд 2) и мае (ряд 3).

ле средневзвешенная по возрасту толщина составляла для периода 1998—2003 гг. около 123 см, а для периода 2003—2018 гг. только около 86 см (аномалия 37 см). Таким образом, начиная с зимы 2003/04 г. происходило резкое уменьшение толщины и изменение возрастного состава ледяного покрова на суммарной акватории арктических морей России, которое устойчиво продолжалось в течение всех последующих холодных сезонов 2000-х и 2010-х годов.

4.2.3. Становление неподвижных припайных льдов

После того как в результате осеннего ледообразования полностью исчезают участки чистой воды, все пространство арктических морей России в течение холодного сезона покрывается ледяным покровом, который представлен двумя основными разновидностями льдов: во-первых, дрейфующими льдами различной толщины с преобладающей сплоченностью 9—10 баллов и, во-вторых, неподвижными припайными льдами. В течение зимы по мере увеличения толщины ледяного покрова происходит постепенное увеличение площади припайных льдов и уменьшение площади дрейфующих льдов (Гидрометеорологические условия, 1986).

Припайные льды являются характерной особенностью ледового ландшафта арктических морей в зимний период и располагаются преимущественно в южной части акватории, так как вследствие своего происхождения они непосредственно скреплены с берегом и в определенной степени являются неподвижным морским продолжением сухопутной поверхности (Гордиенко, 1971). Припай образуется не только вдоль материкового побережья, но и вокруг мелких, средних и крупных островов, а также островных архипелагов, которыми так богата акватория сибирского шельфа (рис. 4.2.16).

Поскольку основные зоны образования припая связаны с мелководными и островными акваториями, большая часть неподвижного ледяного покрова расположена в северо-восточной части Карского моря, восточной части моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря (т. е. в Североземельском и Новосибирском регионах). Ширина припая в этих регионах в конце холодного сезона может достигать нескольких

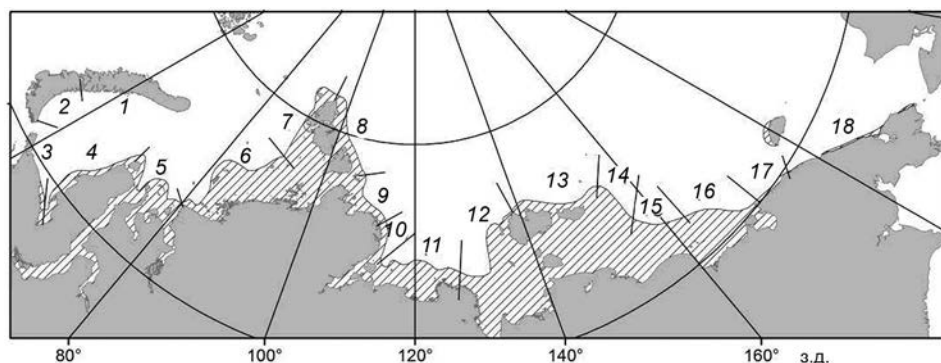


Рис. 4.2.16. Среднее многолетнее положение припая в период 1986—2018 гг. и условные границы районов образования заприпайных полыней в арктических морях России.

- 1 — Северная Новоземельская; 2 — Южная Новоземельская; 3 — Амдерминская; 4 — Ямальская;
 5 — Обь-Енисейская; 6 — Центральная Карская; 7 — Западная Североземельская;
 8 — Восточная Североземельская; 9 — Северо-Восточная Таймырская; 10 — Восточная Таймырская;
 11 — Анабаро-Ленская; 12 — Западная Новосибирская; 13 — Северная Новосибирская;
 14 — Восточная Новосибирская (запад); 15 — Восточная Новосибирская (восток); 16 — Айонская;
 17 — Западная Чукотская; 18 — Восточная Чукотская.

сотен километров. В то же время припай существенно меньше развит в юго-западных частях Карского и Чукотского морей, где его максимальная ширина, как правило, не превышает одного-двух десятков километров (Карелин, 2012).

При средних многолетних условиях современного периода образование припая становится возможным через несколько декад после момента устойчивого ледообразования, когда толщина молодого льда достигнет 10—30 см. Его становление в арктических морях происходит в разное время и растянуто в течение нескольких месяцев — от второй половины сентября, через октябрь и ноябрь, до первой половины декабря. Как правило, неустойчивый характер становления и развития припая наблюдается в районах с поздним началом ледообразования и в районах с активными динамическими процессами (дрейф льда, приливные явления и пр.). В закрытых бухтах и на мелководье припай устанавливается сравнительно быстро — в среднем в течение одной-двух недель после начала ледообразования. Внешняя граница сформировавшегося припая в начальный период его становления проходит в нескольких километрах от берега, приблизительно по изобате 5—10 метров. Кромка припая часто удерживается стамухами, образовавшимися в периоды сжатий, а также островами и отмелями.

В дальнейшем, с увеличением толщины ледяного покрова, граница припая распространяется от суши в сторону моря и к концу января — началу февраля достигает своего устойчивого положения по изобате 20—25 м. Вдоль приглубых берегов ширина припая относительно небольшая и составляет от 2—4 до 10—30 км. Такой припай устанавливается у берегов Новой Земли, вдоль амдерминского и ямальского побережий, вдоль восточных берегов архипелага Северная Земля и таймырского побережья в море Лаптевых, а также вдоль чукотского побережья.

По состоянию на конец мая средняя площадь припайных льдов в современный период в целом на акватории арктических морей России составляет около 620 тыс. км², т. е. припай к моменту своего наибольшего сезонного развития обычно занимает около 26,8 % суммарной площади арктической акватории. В зависимости от площади припая все арктические моря могут быть разделены на две части (табл. 4.2.2).

**Средние и экстремальные значения площади (тыс. км²) припайных льдов
в арктических морях России в третьей декаде мая за период 1986—2015 гг.**

Показатель	ЮЗКМ	СВКМ	ЗЛ	ВЛ	ЗВС	ВВС	ЮЗЧМ	АМ
Средняя площадь	33,83	105,12	59,98	150,77	186,79	72,78	11,10	620,37
Доля площади, %	5,45	16,95	9,67	24,30	30,11	11,73	1,79	100
СКО	7,73	27,60	12,35	6,17	28,47	20,20	3,72	74,01
Макс	49,92	152,40	90,20	166,60	229,20	156,40	24,40	800,70
Мин	12,40	32,00	27,79	136,44	112,40	41,27	4,96	440,56
Размах	37,52	120,40	62,41	30,16	116,80	115,13	19,44	360,14

Примечание. ЮЗКМ и СВКМ — юго-западная и северо-восточная части Карского моря, ЗЛ и ВЛ — западная и восточная части моря Лаптевых, ЗВС и ВВС — западная и восточная части Восточно-Сибирского моря, ЮЗЧМ — юго-западная часть Чукотского моря, АМ — все арктические моря.

1. Северо-восточная часть Карского моря, восточная часть моря Лаптевых и западная часть Восточно-Сибирского моря составляют припайно развитый фрагмент сибирского шельфа; суммарная площадь припая здесь составляет 442,68 тыс. км² (71,4 % всего сибирского припая). Суммарная площадь этих трех акваторий равна 1265 тыс. км² (55 % всего шельфа), так что припай здесь составляет около 35 % акватории.

2. Юго-западная часть Карского моря, западная часть моря Лаптевых, восточная часть Восточно-Сибирского моря и юго-западная часть Чукотского моря составляют припайно слабо развитый (угнетенный) фрагмент сибирского шельфа; суммарная площадь припая здесь равна 177,69 тыс. км² (28,6 % всего припая). Суммарная площадь этих четырех акваторий составляет 1047 тыс. км² (45 % всего шельфа), так что на припай здесь приходится около 17 % акватории.

Таким образом, в морях с сильно развитым припаем площадь припайных льдов примерно в 2,5 раза больше, чем в морях со слабо развитым припаем.

Величина среднего квадратического отклонения показывает, что наибольший размах колебаний количественных показателей площади припая (115—120 тыс. км²) наблюдается в северо-восточной части Карского моря, восточной части моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря.

Имеющийся ряд данных наблюдений демонстрирует большой размах межгодовых колебаний площади припайных льдов. Размах колебаний между максимальным и минимальным значениями в целом для всего шельфа составил около 360,14 тыс. км²; при этом 87 % всего размаха суммарно приходится на три акватории — северо-восточную часть Карского моря, западную и восточную части Восточно-Сибирского моря.

Современный период наблюдений за состоянием припая может быть разделен на два неравных по продолжительности многолетних периода (рис. 4.2.17). В конце XX столетия и в начале XXI столетия (до 2006 г.) наблюдались естественные вариации аномалий разного знака около некоторого среднего значения, которое равнялось 641 тыс. км²; диапазон колебаний составлял обычно 550—750 тыс. км².

Однако в XXI столетии (после 2006 г.) ситуация кардинально изменилась. В течение 11-летнего периода, с 2007 по 2017 г. (16 % длины всего ряда), резко уменьшилось среднее значение площади припая, около которого происходят естественные природные колебания. Средняя площадь припайных льдов сократилась на 130 тыс. км² (с 641 до 511 тыс. км²). Диапазон колебаний заметно изменился и стал

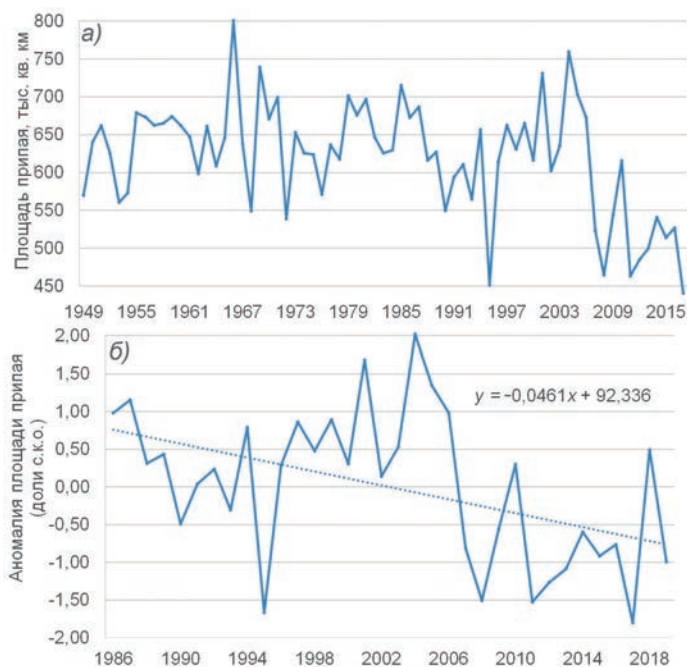


Рис. 4.2.17. Площадь (тыс. км²) припайных льдов в период 1949—2017 гг. (а) и аномалия площади припайных льдов (доли СКО) в период 1986—2018 гг. (б) в целом на акватории арктических морей России в конце мая.

составлять 450—550 тыс. км²; в десяти случаях из 11 площадь припая была меньше 550 тыс. км², а в пяти случаях из 11 — меньше 500 тыс. км²; в результате в 2017 г. был превзойден абсолютный минимум, который теперь составляет 441 тыс. км².

Переход от одного многолетнего состояния припая к другому произошел относительно быстро. В течение пяти лет, с 2004 по 2008 г., площадь припая от года к году постоянно уменьшалась — от 759 до 465 тыс. км² — со средней скоростью около 73,5 тыс. км² в год.

Общее уменьшение средней многолетней площади припая от периода 1986—2006 гг. к периоду 2007—2018 гг., равное 130 тыс. км², крайне неравномерно распределено между арктическими морями (табл. 4.2.3). Наибольшее уменьшение площади припая (около 75 тыс. км², или 58 % суммарного уменьшения) приходится на северо-восточную часть Карского моря и западную часть Восточно-Сибирского моря, а наименьшее уменьшение (около 19 тыс. км², или 15 % суммарного уменьшения) — на юго-западную часть Карского моря, восточную часть моря Лаптевых и юго-западную часть Чукотского моря.

Если ориентироваться не только на абсолютные величины, но учесть также долю среднего квадратичного отклонения, то выделяются регионы с повышенным и пониженным (относительно среднего арктического фона) сокращением площади припайных льдов в XXI столетии. Регионы повышенного сокращения включают акваторию юго-западной и северо-восточной части Карского моря, западной части моря Лаптевых, западной части Восточно-Сибирского моря, где средняя аномалия уменьшения составляет $-1,46$ величины СКО (разброс по акваториям от $-1,29$ до $-1,65$

Средние значения площади (тыс. км²) припайных льдов в арктических морях России в третьей декаде мая в периоды 1986—2006 и 2007—2018 гг.

Период	ЮЗКМ	СВКМ	ЗЛ	ВЛ	ЗВС	ВВС	ЮЗЧМ	АМ
1986—2006	35,87	111,27	62,94	151,25	192,63	75,58	11,61	641,16
2007—2018	23,11	72,70	44,33	148,22	155,97	58,00	8,41	510,74
(2007—2018)— (1986—2006)	-12,76 (-9,79 %)	-38,58 (-29,58 %)	-18,61 (-14,27 %)	-3,03 (-2,32 %)	-36,65 (-28,11 %)	-17,58 (-13,48 %)	-3,20 (-2,46 %)	-130,42 (-100 %)
(2007—2018)— (1986—2006), доли СКО	-1,65	-1,40	-1,51	-0,49	-1,29	-0,87	-0,86	-1,76

Примечание. ЮЗКМ и СВКМ — юго-западная и северо-восточная части Карского моря, ЗЛ и ВЛ — западная и восточная части моря Лаптевых, ЗВС и ВВС — западная и восточная части Восточно-Сибирского моря, ЮЗЧМ — юго-западная часть Чукотского моря, АМ — все арктические моря..

величины СКО). Регионы пониженного сокращения включают акваторию восточной части моря Лаптевых, восточной части Восточно-Сибирского моря, юго-западной части Чукотского моря, где средняя аномалия уменьшения примерно вдвое меньше и составляет -0,74 величины СКО (разброс по акваториям от -0,49 до -0,87 величины СКО).

4.2.4. Заключение

По результатам анализа ледовых условий в период образования и нарастания ледяного покрова можно сделать следующие обобщающие выводы об особенностях формирования ледовых аномалий в современный период.

1. В течение трех десятилетий с конца XX по начало XXI столетия в природной среде арктических морей России наблюдаются кардинальные многолетние изменения, затронувшие практически все составляющие ледового режима.

2. Ряд данных наблюдений состоит из двух существенно различающихся периодов. В конце XX столетия наблюдался такой режим природной изменчивости, который соответствовал большей части всего предыдущего столетия с относительно ранними сроками устойчивого ледообразования, повышенной интенсивностью нарастания ледяного покрова, активным формированием неподвижного припая в море. Напротив, с начала XXI столетия наблюдаются заметные и значимые изменения: относительно более позднее ледообразование, пониженная интенсивность нарастания льдов зимой, а также медленное образование припая в море.

3. Различные и существенные изменения состояния ледяного покрова произошли в течение 2000-х годов, и их начало не совпадало во времени для различных элементов ледового режима. Так, значимые изменения для сроков устойчивого ледообразования наблюдались с осени 2003 г., для нарастания припайных льдов — с холодного сезона 2005 г., для площади припая в целом в арктических морях — с зимы 2007 г.

4. Начиная с 2003 г. сроки устойчивого ледообразования в среднем для всей акватории арктических морей России сместились примерно на 22 суток позже по сравнению с периодом до 2003 г. (по данным в узлах регулярной сетки); в юго-западной части Карского моря — на 22 суток, в северо-восточной части Карского моря — на 24 суток, в море Лаптевых — на 14 суток, в Восточно-Сибирском море — на 20 суток, в Чукотском море — на 28 суток.

По данным наблюдений на полярных станциях временной сдвиг сроков ледообразования изменяется в пределах 5—20 суток (табл. 4.2.4) со средним значением

около 13 суток и наибольшие его значения отмечаются вдоль Чукотки (16—20 суток), в районе Новосибирских о-вов (15—17 суток) и в проливе Вилькицкого (14 суток). Если ориентироваться на данные наблюдений полярных станций, то в 1986—2002 гг. устойчивое ледообразование происходило обычно в конце сентября — первой половине октября, а в 2003—2018 гг. — преимущественно во второй половине октября. Сравнение данных за 2003—2018 гг. (аномалия 13 суток) и 2011—2018 гг. (аномалия 14 суток) показывает, что смещение сроков ледообразования в позднюю сторону в 2010-х годах практически закончилось.

Таблица 4.2.4

Средние сроки устойчивого ледообразования в арктических морях России и их аномалии по отношению к норме за 1986—2002 гг. по данным полярных станций

Станция	Период, годы		
	1986—2002	2003—2018	2011—2018
Остров Белый	18 X	25 X (+7 сут.)	29 X (+11 сут.)
Остров Диксон	5 X	14 X (+9 сут.)	15 X (+10 сут.)
Мыс Челюскин	25 IX	9 X (+14 сут.)	11 X (+16 сут.)
Остров Котельный	29 IX	16 X (+17 сут.)	18 X (+19 сут.)
Пролив Санникова	28 IX	13 X (+15 сут.)	15 X (+17 сут.)
Амбарчик	4 X	9 X (+5 сут.)	9 X (+5 сут.)
Остров Айон	5 X	16 X (+11 сут.)	18 X (+13 сут.)
Мыс Биллингса	10 X	26 X (+16 сут.)	25 X (+15 сут.)
Ванкарем	9 X	29 X я (+20 сут.)	30 X (+21 сут.)

5. Более поздние сроки ледообразования в XXI столетии определяют и более поздние сроки становления припая в арктических морях (табл. 4.2.5). По данным наблюдений на полярных станциях временной сдвиг сроков становления припая в 2003—2018 гг. изменяется в пределах 9—29 суток со средним значением около 15 суток; наибольшие его значения отмечаются в проливе Вилькицкого (29 суток), вдоль Чукотки (21 сутки), в районе Новосибирских о-вов (14—19 суток). Если ориентироваться на данные наблюдений полярных станций, то в 1986—2002 гг. окончательное становление припая происходило, как правило, в первой половине и в середине октября, а в 2003—2019 гг. — преимущественно во второй половине октября и первой половине ноября. Сравнение данных за 2003—2018 гг. (аномалия 15 суток) и 2011—2018 гг. (аномалия 18 суток) показывает, что смещение сроков становления припая в позднюю сторону продолжается и в 2010-х годах, однако активность этого процесса заметно уменьшается.

Таблица 4.2.5

Средние сроки окончательного становления припая в арктических морях России и их аномалии по отношению к норме за 1986—2002 гг. по данным полярных станций

Станция	Период, годы		
	1986—2002	2003—2018	2011—2018
Остров Белый	3 XI	14 XI (+11 сут)	16 XI (+13 сут)
Остров Диксон	12 X	21 X (+9 сут)	23 X (+11 сут)
Мыс Челюскин	4 X	2 XI (+29 сут)	6 XI (+33 сут)
Остров Котельный	16 X	4 XI (+19 сут)	13 XI (+28 сут)
Пролив Санникова	9 X	23 X (+14 сут)	24 X (+15 сут)
Амбарчик	11 X	20 X (+9 сут)	21 X (+10 сут)
Остров Айон	14 X	30 X (+16 сут)	1 XI (+18 сут)
Мыс Биллингса	23 X	3 XI (+11 сут)	3 XI (+11 сут)
Ванкарем	19 X	9 XI (+21 сут)	10 XI (+22 сут)

6. Более поздние сроки образования осенних льдов и становления припая сопровождались также и уменьшением толщины припайных льдов. В XXI столетии толщина неподвижного припая по данным репрезентативных пунктов наблюдений в западной Арктике стала меньше в среднем примерно на 10 см в октябре — декабре, на 16 см в январе — марте, на 23 см в апреле — мае и на 34 см в июне — начале июля. По данным наблюдений на полярных станциях уменьшение толщины припая к концу холодного периода (май) в 2003—2018 гг. составило 5—25 см при среднем значении около 16 см (табл. 4.2.6). Наибольшие аномалии отмечались в проливе Вилькицкого (–25 см), на западе Чукотки (–25 см) и на Обь-Енисейском взморье (–17 ... –23 см); при этом в районе Новосибирских о-вов и на акватории Восточно-Сибирского моря это уменьшение было минимальным (–5 ... –11 см).

Если ориентироваться на данные наблюдений полярных станций, то в 1986—2002 гг. толщина припая на сибирском шельфе в мае составляла 150—160 см на западе, около 210 см в центре и 160—170 см на востоке; в 2003—2018 гг. соответствующие показатели составили 130—140, 200—210 и 140—160 см. Сравнение данных за 2003—2018 гг. (средняя аномалия –16 см) и 2011—2018 гг. (средняя аномалия –21 см) показывает, что уменьшение толщины припая продолжается и в 2010-х годах.

Таблица 4.2.6

Средние значения толщины припая (см) в арктических морях России в конце мая и ее аномалии по отношению к норме за 1986—2003 гг. по данным полярных станций

Станция	Период, годы		
	1986—2002	2003—2018	2011—2018
Остров Белый	152 см	129 см (–23 см)	121 см (–31 см)
Остров Диксон	159 см	142 см (–17 см)	141 см (–18 см)
Мыс Челюскин	187 см	162 см (–25 см)	154 см (–33 см)
Остров Котельный	213 см	208 см (–5 см)	203 см (–10 см)
Пролив Санникова	208 см	198 см (–10 см)	192 см (–16 см)
Амбарчик	196 см	185 см (–11 см)	185 см (–11 см)
Остров Айон	170 см	161 см (–9 см)	154 см (–16 см)
Мыс Биллингса	165 см	140 см (–25 см)	135 см (–30 см)

7. Более поздние сроки устойчивого ледообразования и становления припая, а также уменьшение его толщины, определили и сокращение той площади арктических морей, которая покрыта припайными льдами. В период 1986—2006 гг. площадь припая в конце холодного периода (май) в среднем составляла около 641 тыс. км², а для периода 2007—2018 гг. она уменьшилась на 20 %, до 511 тыс. км², т.е. общее уменьшение площади припая составило примерно 130 тыс. км². При этом наибольшее уменьшение площади припая (около 75 тыс. км², или 58 % суммарного уменьшения) приходится на северо-восточную часть Карского моря и западную часть Восточно-Сибирского моря, а наименьшее (около 19 тыс. км², или 15 % суммарного уменьшения) — на юго-западную часть Карского моря, восточную часть моря Лаптевых и юго-западную часть Чукотского моря.

8. Сравнение линейных трендов изменения ледовых показателей показывает, что наибольшая скорость изменений в течение трех десятилетий на стыке XX и XXI столетий (1986—2018 гг.) наблюдается в многолетней изменчивости сроков устойчивого ледообразования осенью (модуль линейного тренда составляет 0,0871 суток в год), а наименьшие — в площади припайных льдов в конце зимы (модуль линейного тренда составляет 0,0461 км² в год). Таким образом, наибольшие аномалии

хронологически локализованы вблизи границы летнего и осеннего сезонов, а наименьшие — ближе к окончанию зимнего сезона.

9. Причины хронологического несовпадения в начале XXI столетия времени начала кардинальных изменений различных показателей ледового режима, равно как и различий в скорости изменений разных характеристик ледяного покрова, требуют дополнительных исследований.

4.3. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ В ПЕРИОД ТАЯНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

А.В. Юлин

Таяние, разрушение и очищение морей ото льдов происходят в течение трех-четыре летних месяцев: с мая — июня по сентябрь.

Сложность ледовых условий плавания в морях, по которым проходит трасса Северного морского пути, хорошо отражают даты начала основных летних ледовых явлений (начало таяния ледяного покрова и сроки взлома припая), а также два основных показателя ледового режима — ледовитость (доля площади, занятой льдом любой сплоченности, от общей площади моря) и площадь сплоченных льдов (7—10 баллов) в ледяных массивах. Первый показатель рассчитывается в процентах от площади морей, а второй — в квадратных километрах.

В качестве наиболее показательного месяца для анализа развития ледовых условий был выбран август как середина летнего периода. Анализ ледовых условий на трассе СМП по арктическим морям был проведен по данным сети полярных станций Росгидромета (табл. 4.3.1), а также на основе данных наблюдений за ледовитостью

Таблица 4.3.1

**Средние сроки основных весенне-летних ледовых явлений за период 1986—2015 гг.
по данным полярных станций**

Море	Полярная станция	Ледовые явления				Число дней безо льда
		Переход температуры воздуха через 0 °С (месяц, декада)	Начало взлома припая	Полное разрушение припая	Окон- чательное очищение	
Юго-восточная часть Баренцева моря	Варандей	V, 3	30 V	13 VI	23 VI	121
Карское море	Амдерма	VI, 1	14 V	18 VI	16 VII	116
	им. М.В. Попова (о-в Белый)	VI, 2	5 VII	11 VII	21 VII	92
	Мыс Стерлегова	VI, 2	24 VII	26 VII	5 VIII	59
	о-в Визе	VI, 3	27 VII	5 VIII	8 VIII	33
Море Лаптевых	ГМО	VI, 3	6 VII	21 VII	22 VIII	28
	им. Е.К. Фёдорова					
	Мыс Челюскина					
	Тикси	VI, 1	9 VII	11 VII	20 VII	75
Восточно- Сибирское море	Мыс Кигилях	VI, 2	11 VII	15 VII	1 VIII	62
	о-в Котельный	VI, 2	7 VII	17 VII	1 VIII	52
	пролив Санникова	VI, 2	14 VII	19 VII	17 VIII	40
	Амбарчик	VI, 1	14 VI	18 VI	19 VI	102
	Айон	VI, 1	7 VII	9 VII	1 VIII	58
	Мыс Биллингса	VI, 1	4 VII	7 VII	29 VII	61
Юго-западная часть Чукотского моря	Ванкарем	VI, 2	20 VI	1 VII	3 VIII	61
	о. Врангеля	VI, 2	7 VII	14 VII	20 VIII	35
	Уэлен	VI, 1	19 V	22 VI	8 VIII	117

морей и площадью ледяных массивов в августе по данным ледовых карт Центра ледовой и гидрометеорологической информации ААНИИ (сетевой ресурс ААНИИ) за период 1986—2015 гг.

4.3.1. Начало таяния ледяного покрова

Таяние ледяного покрова арктических морей начинается в конце апреля в прикромочной зоне Баренцева моря. Средние сроки начала таяния в районе, примыкающему к проливу Югорский Шар, приходятся на конец третьей декады мая, а в проливах архипелага Земля Франца Иосифа — на 20 июня. В связи со значительной широтной протяженностью Баренцева моря интенсивность таяния в разных его районах существенно различается и уменьшается с юга на север. Так, если к концу июня в районе острова Вайгач толщина льда в среднем уменьшается на 70 см, а вблизи западного побережья Новой Земли — на 50 см, то у побережья Земли Франца Иосифа — только на 10 см.

Начало таяния льда в арктических морях сибирского шельфа приходится на период середина мая — вторая декада июня. Интенсивность таяния зависит от сроков начала таяния. Чем раньше начинается таяние льда, тем больше толщина вытаявшего льда и тем скорее происходит очищение морей ото льда. При средних условиях таяния к концу летнего периода вытаивают все возрастные виды льда, кроме однолетнего толстого (толщина которого уменьшается до 20—40 см), старого, а также торосистого льда. Характерным признаком начала таяния ледяного покрова служит появление на его поверхности снежиц.

Очагами интенсивного таяния ледяного покрова могут служить квазистационарные полыньи, которые образуются за припаем в Обь-Енисейском районе Карского моря, в районах за припаем у Новосибирских островов в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, в Чукотском море, у чукотского побережья и в районе Берингова пролива.

4.3.2. Окончательное разрушение припая в арктических морях

По мере увеличения разрушенности льда происходят взлом припая и окончательное его разрушение. Взлом обычно начинается со стороны кромки припая и в короткий промежуток времени (около суток) охватывает значительные пространства, иногда распространяясь до самого берега. Образующийся в результате взлома припая дрейфующий лед представляет собой скопления обширных ледяных полей, которые по мере разрежения и таяния разламываются на более мелкие формы (обломки полей, битый лед). Между взломом припая и его окончательным разрушением обычно проходят одна-две декады (Карелин, Карклин, 2012).

В сроках окончательного взлома припая просматривается некоторая широтная закономерность. Так, в северо-восточной части Карского моря разрушение припая в южных районах прикромочной зоны начинается в среднем в начале июля и заканчивается в третьей декаде месяца у побережья архипелага Северная Земля. В прибрежных районах северо-восточной части моря, включая пролив Вилькицкого, припай разрушается в конце июля — начале первой декады августа (см. табл. 4.3.1). Ранние сроки разрушения припая в прикромочных районах северо-восточной части Карского моря приходятся на третью декаду мая, в прибрежных районах — на первую-вторую декаду июля; поздние сроки — на вторую-третью декаду августа соответственно. Ранние сроки разрушения припая в проливе Вилькицкого приходятся на первую декаду июля, поздние — на середину первой декады сентября.

Средние сроки разрушения припая в западной части моря Лаптевых приходятся на вторую декаду июля, ранние — на первую декаду месяца, а поздние — на первую декаду августа. Окончательное разрушение припая в восточной части моря Лаптевых в среднем наблюдается с середины второй декады июля до начала третьей декады июля. Раннее разрушение припая происходит в конце июня — первой декаде июля, позднее — в конце июля — середине третьей декады августа (см. табл. 4.3.1).

В западной части Восточно-Сибирского моря средние сроки разрушения припая приходятся на конец второй декады июля, ранние — на конец июня — начало июля, поздние — на середину августа. Окончательное разрушение припая в восточной части Восточно-Сибирского моря в среднем происходит в первой декаде июля. Раннее разрушение наблюдается в период третья декада мая — третья декада июня, позднее — в период третья декада июля — первая декада августа (см. табл. 4.3.1).

В юго-западной части Карского моря и у чукотского побережья окончательное разрушение припая происходит в среднем в начале третьей декады июня (см. табл. 4.3.1).

Таким образом, в районах арктических морей с развитым припаем окончательное его разрушение в среднем происходит в течение июля, наибольшая амплитуда изменчивости сроков разрушения припая наблюдается в прикромочной зоне припая северо-восточной части Карского моря (— 75—95 суток), несколько меньшая — в прибрежных ее районах — (45—70 суток), а наименьшая — в западной части моря Лаптевых (— 30 суток).

4.3.3. Изменение ледовитости арктических морей.

Ледовитость в арктических морях характеризуется наличием хорошо выраженного сезонного хода. Это связано с полным замерзанием в осенне-зимний период акватории всех морей, кроме Баренцева. С ноября по май акватории российских арктических морей почти полностью покрыты ледяным покровом. В июне начинается очищение акватории морей, которое наблюдается до октября (Фролов и др., 2007; Юлин и др., 2019).

Единственным морем среди российских арктических морей, которое полностью не замерзает в зимний период, является Баренцево. Ледообразование и увеличение ледовитости в море начинаются в октябре — ноябре (Данилов и др., 2004).

Ледовитость моря быстро увеличивается в течение зимних месяцев и достигает максимума в апреле. В среднем ледовитость моря в период максимального развития ледяного покрова составляет около 60 %. С мая начинаются интенсивное таяние и сокращение ледовитости, которое происходит до сентября. Остаточная ледовитость в сентябре в среднем составляет около 10 % (рис. 4.3.1).

В годы с экстремальным развитием ледяного покрова до 80—90 % акватории моря покрыто льдом в период его максимального развития и до 35—40 % акватории остается покрытой льдом в период максимального очищения (см. рис. 4.3.1).

В годы экстремально малой ледовитости в зимний период ледяной покров развивается только на 25—30 % акватории, а в летние месяцы море полностью очищается ото льда (см. рис. 4.3.1).

Акватория морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского в зимний период полностью покрывается льдом. В летний период происходит очищение акватории морей и уменьшение ледовитости, которое в каждом из морей начинается в разное время и происходит с разной интенсивностью.

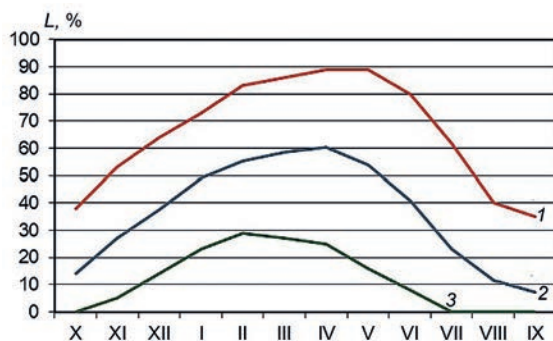


Рис. 4.3.1. Сезонный ход ледовитости (L) Баренцева моря.

1 — экстремальное развитие ледовитости, 2 — средняя многолетняя ледовитость, 3 — экстремально малое развитие ледовитости.

В летнем сокращении ледовитости выделяются несколько периодов: начальный период медленного сокращения ледовитости (июнь — первая половина июля), период интенсивного сокращения ледовитости (июль — август) и период окончания разрушения ледяного покрова и сокращения ледовитости (сентябрь).

В окраинных арктических морях — Карском и Чукотском — уменьшение площади ледяного покрова начинается раньше и происходит более интенсивно, чем в центральных арктических морях — Лаптевых и Восточно-Сибирском.

В Карском море начальный период медленного сокращения ледовитости приходится на июнь. С первой декады июля начинается интенсивное сокращение ледовитости, и площадь льдов сокращается с 80 до 30 %. В сентябре сокращение ледовитости прекращается. Остаточная ледовитость в море в среднем составляет 25 %. Лед сохраняется преимущественно в северо-восточной части моря (рис. 4.3.2).

В годы экстремальной ледовитости площадь льдов сокращается крайне медленно и до сентября ледовитость моря составляет около 70 %. В экстремально легкие годы интенсивное сокращение ледовитости начинается в июне. К августу море полностью очищается ото льдов (см. рис. 4.3.2).

В море Лаптевых летнее уменьшение ледовитости носит несколько иной характер. Начальный период незначительного сокращения ледовитости более длинный

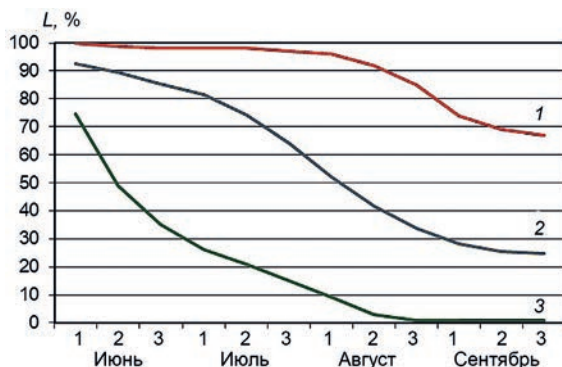


Рис. 4.3.2. Сезонный ход ледовитости (L) Карского моря.

1 — экстремальное развитие ледовитости, 2 — среднеемноголетняя ледовитость, 3 — экстремально малое развитие ледовитости.

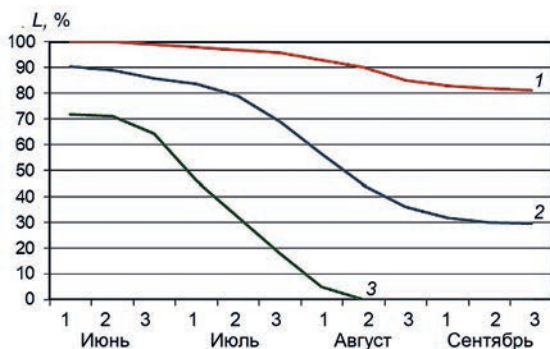


Рис. 4.3.3. Сезонный ход ледовитости (L) моря Лаптевых.

1 — экстремальное развитие ледовитости, 2 — средняя многолетняя ледовитость, 3 — экстремально малое развитие ледовитости.

и растягивается на весь июнь и первую половину июля. Со второй половины июля до начала сентября наблюдается интенсивное сокращение ледовитости. В сентябре сокращение ледовитости прекращается и в море в среднем остается до 30 % остаточных льдов (рис. 4.3.3).

В годы с экстремальным развитием ледовитости море практически полностью покрыто льдами до начала августа. В августе наблюдается сокращение ледовитости до 65—70 %. Такая большая ледовитость наблюдается в течение всего сентября вплоть до начала нового ледообразования. В годы с экстремально малой ледовитостью интенсивное сокращение ледовитости начинается в третьей декаде июня и происходит весь июль и начало августа. В середине августа море может полностью очиститься ото льдов (см. рис. 4.3.3).

На акватории Восточно-Сибирского моря в летний период наблюдаются самые суровые ледовые условия. Начальный период незначительного сокращения ледовитости в среднем продолжается до конца июля. В августе наблюдается более интенсивное сокращение ледовитости, которая в среднем сокращается от 90 до 60 %. В сентябре сокращение ледовитости прекращается. Льды в среднем занимают 55—60 % акватории моря (рис. 4.3.4).

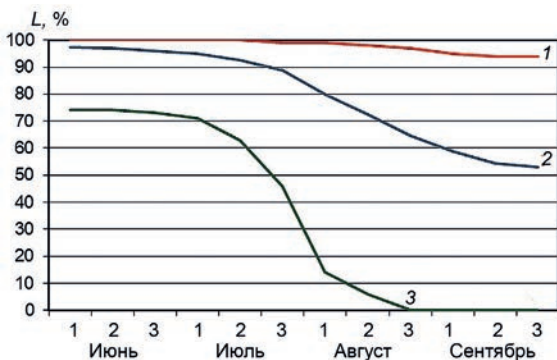


Рис. 4.3.4. Сезонный ход ледовитости (L) Восточно-Сибирского моря.

1 — экстремальное развитие ледовитости, 2 — средняя многолетняя ледовитость, 3 — экстремально малое развитие ледовитости.

В годы с экстремальным развитием ледяного покрова море полностью покрыто льдом в течение всего летнего периода. Ледовитость моря весь летний период составляет 90—95 %. В годы с экстремально малой ледовитостью период интенсивного сокращения ледовитости начинается в первой декаде июля и продолжается до середины августа. Со второй половины августа море может полностью очищаться ото льдов (см. рис. 4.3.4).

Очищение Чукотского моря в летний период носит интенсивный характер. В этом море практически не наблюдается первый период незначительного сокращения ледовитости: она начинает интенсивно уменьшаться с самого начала таяния. С июня по сентябрь ледовитость моря сокращается от 90 до 10—15 %. В сентябре уменьшение ледовитости прекращается. Остаточная ледовитость моря составляет 10—15 %. Лед сохраняется преимущественно в северной части моря (рис. 4.3.5).

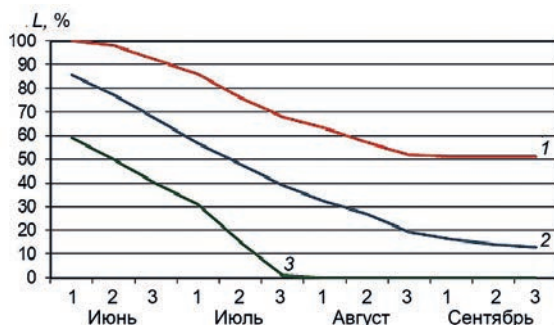


Рис. 4.3.5. Сезонный ход ледовитости (L) Чукотского моря.

1 — экстремальное развитие ледовитости, 2 — средняя многоголетняя ледовитость, 3 — экстремально малое развитие ледовитости.

Даже в годы с экстремально большой ледовитостью около половины акватории моря очищается ото льда. В годы с экстремально малой ледовитостью акватория моря может полностью очищаться в конце июля (см. рис. 4.3.5).

4.3.4. Изменения площади ледяных массивов

По мере разрушения ледяного покрова под влиянием тепловых и динамических процессов происходит разрежение ледяного покрова, появляются зоны льда различной сплоченности: редкие (1—3 балла), разреженные (4—6 баллов), сплоченные (7—8 баллов) и очень сплоченные (9—10 баллов) льды.

Многолетними наблюдениями установлено, что сплоченные льды (7—10 баллов) обычно скапливаются в определенных районах арктических морей. Эти скопления льдов получили название ледяных массивов (Карклин и др., 2017; Юлин, и др., 2018).

Льды ледяных массивов отличаются большей толщиной и торосистостью. В арктических морях сибирского шельфа выделено девять ледяных массивов. Они названы в соответствии с их географическим положением: Новоземельский, Североземельский и Карский Северный в Карском море; Таймырский и Янский в море Лаптевых; Новосибирский и Айонский в Восточно-Сибирском море; Врангелевский и Чукотский Северный в Чукотском море. Положение ледяных массивов схематически представлено на рис. 4.3.6.

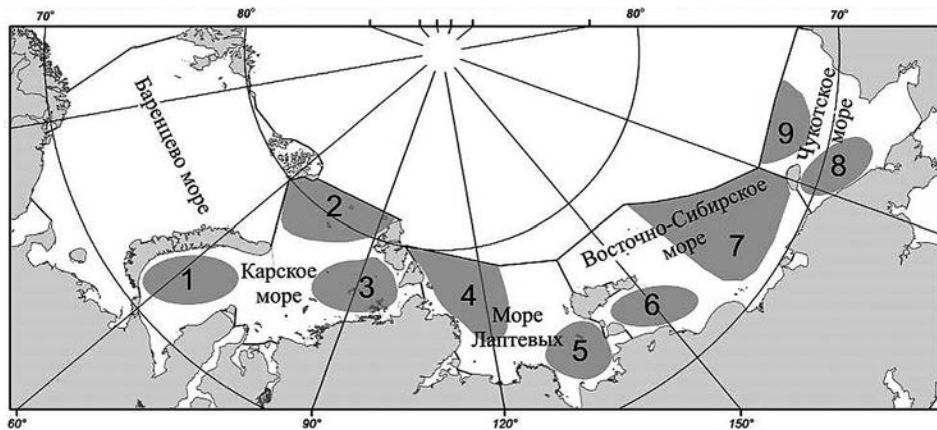


Рис. 4.3.6. Схема расположения ледяных массивов арктических морей.

1 — Новоземельский, 2 — Карский Северный, 3 — Североземельский, 4 — Таймырский, 5 — Янский, 6 — Новосибирский, 7 — Айонский, 8 — Врангелевский, 9 — Чукотский Северный.

Новоземельский массив состоит из однолетних льдов и чаще располагается у побережья Новой Земли, препятствуя плаванию судов через Новоземельские проливы до второй декады августа.

Североземельский массив состоит также из однолетних льдов, но в отдельные годы в его состав входят и двухлетние льды. Льды массива осложняют плавание судов через пролив Вилькицкого в среднем до конца августа.

Таймырский массив является одним из наиболее крупных. Его площадь в начале сентября составляет около 30 % площади района. Однако в годы значительного развития его льды могут располагаться на трассе в течение всей навигации. В массиве преобладают однолетние льды, а в его северной части присутствуют двухлетние и многолетние льды. Особые трудности для плавания создаются при расположении массива у побережья. При таком положении льды блокируют подходы к проливу Вилькицкого и сам пролив.

Янский массив формируется из однолетних льдов припая восточной части моря Лаптевых. Сплоченные льды массива в июле и начале августа создают препятствия для плавания судов из Восточно-Сибирского моря в море Лаптевых через пролив Санникова. Массив обычно разрушается во второй декаде августа. Очень редко массив сохраняется до конца навигации.

В Новосибирском массиве преобладают однолетние припайные льды западной части Восточно-Сибирского моря. Сплоченные льды массива до конца августа вытаскивают и не создают затруднений для плавания. В отдельные годы пятна сплоченных льдов массива сохраняются на восточных подходах к проливу Санникова и в самом проливе до конца сентября.

Айонский массив — самый крупный массив арктических морей. В его состав входят однолетние льды, а также двухлетние и многолетние льды, поступающие из Арктического бассейна. Эти льды отличаются повышенной толщиной и торосистостью. Льды массива располагаются вблизи побережья до конца августа, но сама прибрежная трасса плавания в августе и сентябре обычно свободна от сплоченных льдов. При неблагоприятных условиях сплоченные льды массива располагаются на подходах к проливу Лонга и через пролив поступают в Чукотское море.

Врангелевский массив занимает юго-западную часть Чукотского моря и блокирует подходы к проливу Лонга с востока. Массив в основном состоит из однолетних льдов и небольшого количества двухлетних льдов, приносимых с севера. Сплоченные льды массива в среднем уже с начала августа не препятствуют плаванию судов.

Карский Северный и Чукотский Северный ледяные массивы располагаются за пределами трассовой зоны Северного морского пути.

Средние месячные значения площади ледяных массивов за период 1986—2015 гг. приведены в табл. 4.3.2.

Таблица 4.3.2

Доля (%) площади арктических морей, занятая ледяными массивами арктических морей за период 1986—2015 гг.

Море	Массив	Месяц			
		Июнь	Июль	Август	Сентябрь
Карское	Новоземельский	70	34	4	0
	Североземельский	78	60	30	14
Лаптевых	Таймырский	83	65	33	23
	Янский	95	72	10	1
Восточно-Сибирское	Новосибирский	96	78	18	5
	Айонский	95	82	52	32
Чукотское	Врангелевский	63	28	8	4

4.3.5. Очищение морей ото льда

Площадь льдов всех категорий сплоченности (от редких до сплоченных) по мере таяния льда начинает уменьшаться. Сроки полного очищения прибрежных районов морей по данным полярных станций приведены в табл. 4.3.1.

Очищение морей ото льда начинается в разных районах морей в различные сроки и протекает с различной интенсивностью (табл. 4.3.3). Так, в конце июня ледяной покров почти полностью сохраняется в районах Восточно-Сибирского моря и северо-восточной части Карского моря. В это же время от 10 до 29 % акватории других арктических морей уже очищается ото льда. Наиболее интенсивно очищение арктических морей происходит в течение августа и прекращается в конце сентября, когда в северных районах морей начинается ледообразование.

В среднем к концу периода таяния перед началом нового ледообразования почти полностью свободна ото льда юго-западная часть Карского моря, на 84 % — восточная часть моря Лаптевых и на 86 % — юго-западная Чукотского моря. Примерно на

Таблица 4.3.3

Доля (%) площади районов арктических морей, свободная ото льда в период конец июня — сентябрь за 1986—2015 гг.

Районы морей	Месяц			
	VI	VII	VIII	IX
Юго-западная часть Карского моря	17	50	90	97
Северо-восточная часть Карского моря	5	20	40	56
Западная часть моря Лаптевых	10	23	46	48
Восточная часть моря Лаптевых	10	31	74	84
Западная часть Восточно-Сибирского моря	6	14	44	56
Восточная часть Восточно-Сибирского моря	2	7	20	30
Юго-западная часть Чукотского моря	29	60	78	86



Рис. 4.3.7. Изолинии сроков очищения арктических морей ото льда в летний сезон за период 1986—2015 гг.

50 % очищаются ото льда северо-восточная часть Карского моря и западные части морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Изолинии сроков очищения акватории арктических морей приведены на рис. 4.3.7. Первыми очищаются окраинные арктические моря — Баренцево, юго-запад Карского и юг Чукотского. До сентября дрейфующий лед может сохраняться в северо-восточной части Карского моря, в западной части моря Лаптевых и в восточной части Восточно-Сибирского моря.

4.3.6. Распределение льда в летний период

В процессе таяния льда в трассовой части СМП уменьшается площадь сплошных льдов (7—10 баллов) и одновременно увеличивается количество редких и разреженных льдов (1—3 и 4—6 баллов). Площадь, занимаемая этими льдами, увеличивается от июня к августу.

Если в июле с вероятностью 50 % значительная часть трассы Северного морского пути блокируется сплошными льдами, то в августе только редкие и разреженные льды наблюдаются на подходах к проливам Вилькицкого и Лонга с запада и востока, остальная часть трассы свободна ото льда.

Положение зон льда различной сплоченности в период таяния и очищения арктических морей ото льда иллюстрируется картами медианного (50 %-ного) распределения льда в августе для трех характерных типов развития ледовых условий — легкого, среднего и тяжелого. Карты типового распределения ледяного покрова в августе приведены на рисунках 4.3.8 — 4.3.10. Карты построены по 10-дневным обзорным картам ААНИИ из архива данных проекта ВМО — «Глобальный банк цифровых данных по морскому льду» за период 1986—2015 гг.

Из рисунков видно, что, по мере того как уменьшается площадь сплошных льдов (7—10 баллов), увеличивается количество редких и разреженных льдов (1—6 баллов), которые образуются вследствие неравномерного вытаивания сплошных льдов. Неравномерное таяние и разрежение льдов происходят из-за присутствия в их составе льдов разной толщины, а также динамических процессов перераспределения льда. Площадь, занимаемая разреженными льдами, резко увеличивается в августе. Если в июле с вероятностью 50 % значительная часть трассы Северного морского пути блокируется сплошными льдами, то в августе сплошные льды наблюдаются на подходах к проливам Вилькицкого и Лонга с запада и востока, а остальная часть трассы занята редкими и разреженными льдами или свободна ото льдов.

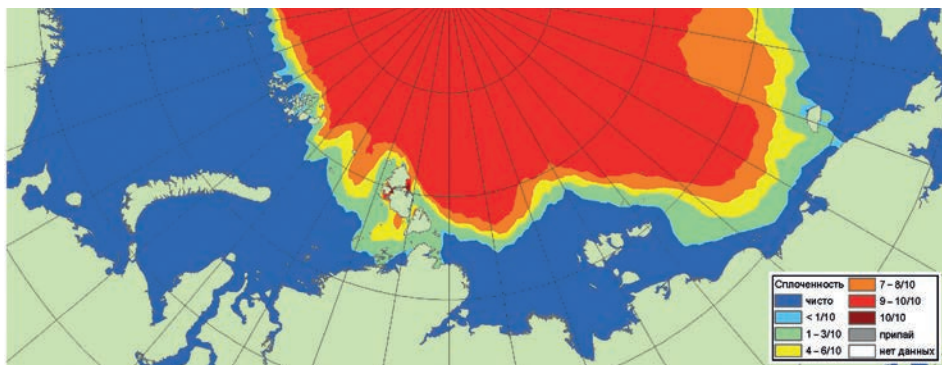


Рис. 4.3.8. Медианное распределение ледяного покрова в августе, характерное для развития ледовых условий по легкому типу, за период 1986—2015 гг.

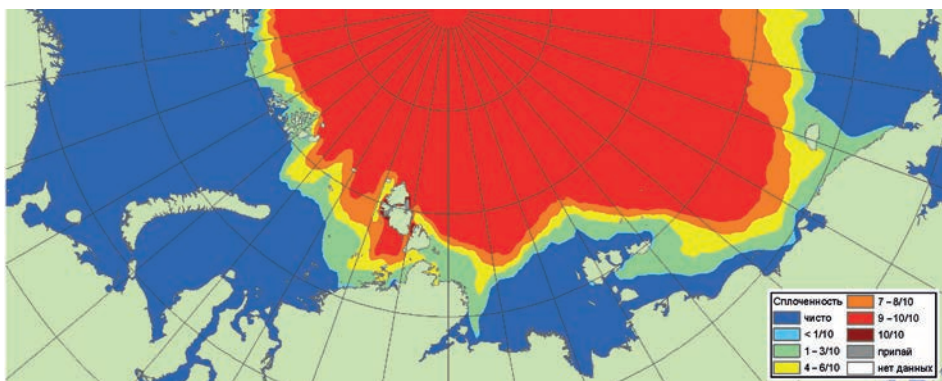


Рис. 4.3.9. Медианное распределение ледяного покрова в августе, характерное для развития ледовых условий по среднему типу, за период 1986—2015 гг.

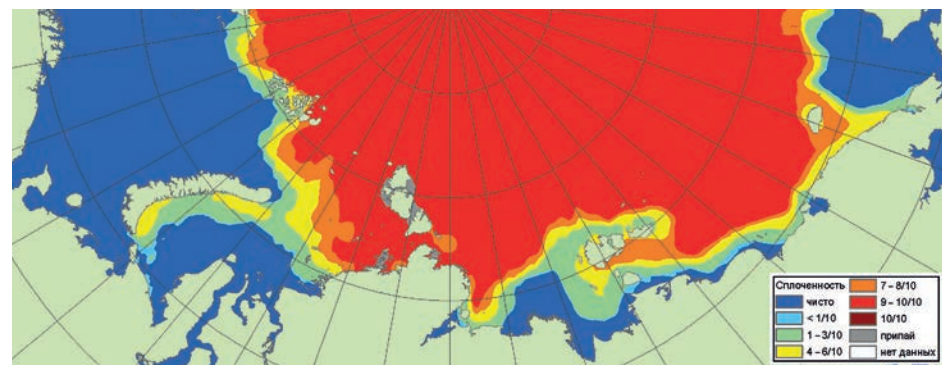


Рис. 4.3.10. Медианное распределение ледяного покрова в августе, характерное для развития ледовых условий по тяжелому типу, за период 1986—2015 гг.

4.3.7. Вероятность встречи со льдами сплоченностью 9—10 баллов

Наибольшую опасность для судоходства и различных работ на шельфе арктических морей представляют очень сплоченные, 9—10-балльные льды. В этих льдах в летний период возможны сильные сжатия. На рис. 4.3.11 — 4.3.13 представлены карты вероятности встретить льды сплоченностью 9—10 баллов в арктических

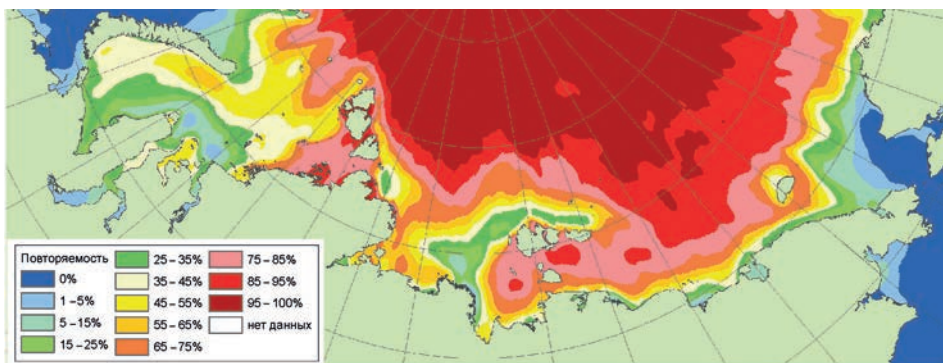


Рис. 4.3.11. Вероятность встречи со льдами сплоченностью 9—10 баллов в июле за период 1986—2015 гг.

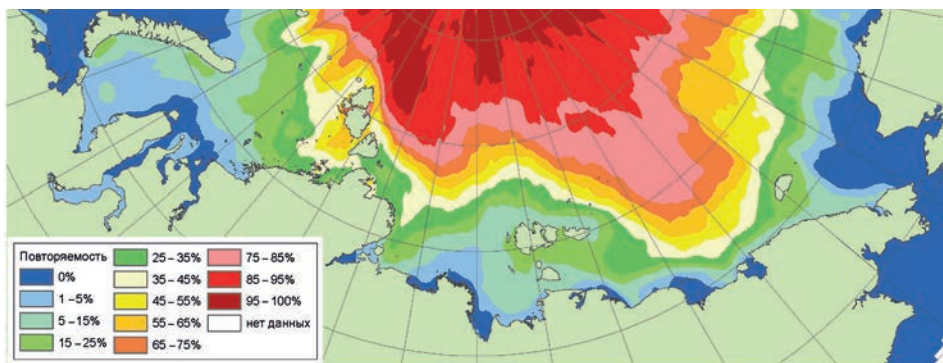


Рис. 4.3.12. Вероятность встречи со льдами сплоченностью 9—10 баллов в августе за период 1986—2015 гг.

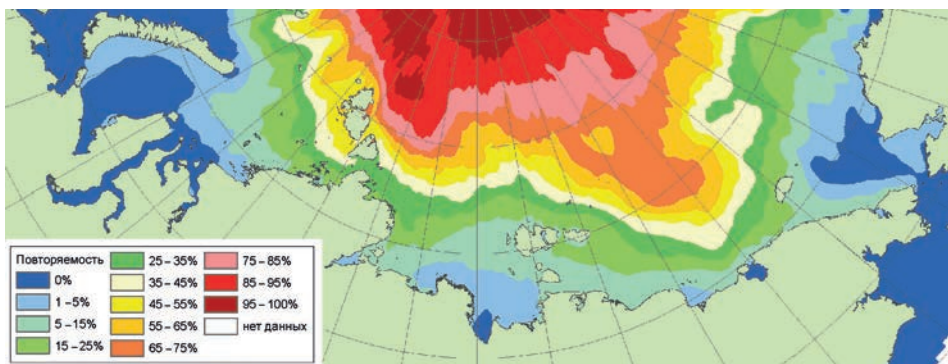


Рис. 4.3.13. Вероятность встречи со льдами сплоченностью 9—10 баллов в сентябре за период 1986—2015 гг.

морях. Как видно из рисунков, она уменьшается от июля к сентябрю. При этом в каждом из месяцев эта вероятность уменьшается от северных районов морей в направлении побережья.

В июле вероятность встретить очень сплоченные льды велика на подходах к проливам Вилькицкого, Санникова, Дмитрия Лаптева и вдоль всего протяженного участка трассы СМП в Восточно-Сибирском море, где она составляет около 75—85 %.

В августе по мере таяния льда и очищения морей ото льдов вероятность встречи с очень сплоченными льдами в целом уменьшается и в трассовой части моря не превышает 35—45 %.

В сентябре вероятность встречи с 9—10-балльными льдами не превышает 25 % вдоль всей трассы СМП за исключением подходов к проливу Вилькицкого с запада и востока, где она составляет 25—35 %.

Следует отметить, что вероятность встречи с очень сплоченными, 9—10-балльными льдами зависит от типа ледовых условий — тяжелых, средних или легких в конкретном году. Очевидно, что встретить такие льды наиболее вероятно при тяжелых ледовых условиях в течение всего летнего периода.

4.3.8. Изменчивость сроков наступления ледовых явлений и ледовых условий в арктических морях

Происходящие в последние десятилетия текущего столетия процессы нарастающего потепления в Арктике не могли не отразиться на ледовых условиях в российских арктических морях. Эти изменения отмечаются целым рядом исследователей, изучающих ледовый режим российских арктических морей (Юлин и др., 2019; Карклин и др., 2017; Юлин и др., 2018; Думанская, 2014).

По данным наблюдений на полярных станциях, которые фиксируют даты основных ледовых явлений, и по результатам спутникового мониторинга состояния ледяного покрова, в арктических морях прослеживается хорошо выраженная тенденция изменения ледовых условий. В табл. 4.3.4 приведены даты наступления основных весенне-летних ледовых явлений в периоды 1956—1985 и 1986—2015 гг. по данным наблюдений на основных полярных станциях в каждом из морей.

Таблица 4.3.4

Сравнительный анализ дат наступления основных весенне-летних ледовых явлений в периоды 1956—1985 и 1986—2015 гг. по данным наблюдений на полярных станциях

Море	Район	Средняя ледовитость за сезон, %		
		1956—1985	1986—2015	Изменение ледовитости
Баренцево	Западный	24	13	-11
	Северо-восточный	36	22	-14
	Юго-восточный	7	3	-4
Карское	Юго-западный	50	36	-14
	Северо-восточный	77	63	-14
Лаптевых	Западный	73	65	-8
	Восточный	59	51	-8
Восточно-Сибирское	Западный	80	65	-16
	Восточный	91	78	-13
Чукотское	Юго-западный	46	35	-11

Из приведенных данных следует, что ледовитость российских арктических морей в летний сезон в последний 30-летний период (1986—2015 гг.) уменьшилась на 10—15 % по сравнению с периодом 1956—1985 гг. Эта закономерность прослеживается во всех районах арктических морей, но проявляется по-разному. В морях Баренцевом, Карском, Восточно-Сибирском и Чукотском сокращение ледовитости составляет 11—16 %. В море Лаптевых сокращение ледовитости меньше и составляет только 8 %, но проявляется также устойчиво.

Более детальное представление об изменении площади льдов в российских арктических морях за последний 30-летний период (1986—2015 гг.) по сравнению с предшествующим 30-летним периодом (1956—1985 гг.) дают среднемесячные значения ледовитости, приведенные в табл. 4.3.6.

Таблица 4.3.6

Средняя за месяц ледовитость в районах российских арктических морей за периоды 1956—1985 и 1986—2015 гг.

Море	Район	Ледовитость, %		
		1956—1985	1986—2015	Разность
<i>Июнь</i>				
Баренцево	Западный	47	27	-20
	Северо-восточный	65	43	-22
	Юго-восточный	23	11	-12
Карское	Юго-западный	91	82	-9
	Северо-восточный	94	91	-3
Лаптевых	Западный	91	88	-3
	Восточный	91	87	-4
Восточно-Сибирское	Западный	95	94	-1
	Восточный	99	98	-1
Чукотское	Юго-западный	85	72	-13
<i>Июль</i>				
Баренцево	Западный	27	14	-13
	Северо-восточный	39	24	15
	Юго-восточный	3	1	-2
Карское	Юго-западный	75	51	-24
	Северо-восточный	88	80	-8
Лаптевых	Западный	84	78	-6
	Восточный	78	74	-4
Восточно-Сибирское	Западный	92	86	-6
	Восточный	97	92	-5
Чукотское	Юго-западный	55	39	-16
<i>Август</i>				
Баренцево	Западный	11	5	6
	Северо-восточный	23	11	12
	Юго-восточный	1	0	1
Карское	Юго-западный	29	10	19
	Северо-восточный	72	55	17
Лаптевых	Западный	65	51	14
	Восточный	44	29	15
Восточно-Сибирское	Западный	74	49	25
	Восточный	88	71	17
Чукотское	Юго-западный	29	20	9
<i>Сентябрь</i>				
Баренцево	Западный	11	5	6
	Северо-восточный	23	11	12
	Юго-восточный	1	0	1
Карское	Юго-западный	29	10	19
	Северо-восточный	72	55	17
Лаптевых	Западный	65	51	14
	Восточный	44	29	15
Восточно-Сибирское	Западный	74	49	25
	Восточный	88	71	17
Чукотское	Юго-западный	29	20	9

Приведенные для различных районов российских арктических морей среднемесячные значения ледовитости позволяют отметить еще одну особенность в общей тенденции ее уменьшения, проявляющуюся в последнее 30-летие. На акватории окраинных российских арктических морей — Баренцева, юго-западной части Карского моря и Чукотского моря — наибольшее уменьшение ледовитости происходит в первой половине летнего периода. Эти районы начинают раньше и интенсивнее очищаться ото льда — уже в июне и июле. Во второй половине летнего периода практически вся акватория этих морей освобождается ото льда.

В центральных российских арктических морях — на северо-востоке Карского моря, в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском — наиболее интенсивное уменьшение ледовитости приходится на вторую половину навигации, на август — сентябрь. В этих районах общее сокращение ледовитости происходит менее интенсивно в первой половине летнего сезона (июнь — июль) и более интенсивно во второй его половине (август — сентябрь) (см. табл. 4.3.6).

Подводя итог наблюдаемым изменениям ледовых условий в российских арктических морях за последнее 30-летие (1986—2015 гг.) по сравнению с предыдущим 30-летием (1956—1985 гг.), можно уверенно констатировать, что они имеют устойчивую тенденцию к улучшению. Это выражается в более раннем начале таяния льда и разрушении ледяного покрова, что приводит к сокращению ледовитости морей и увеличению продолжительности безледного периода. При этом необходимо отметить, что целым рядом авторов установлено: основные изменения ледовых условий за последнее 30-летие произошли в период начиная с 2000—2005 гг. Именно с этого времени отмечается ускорение развития наблюдающихся изменений (Юлин и др. 2019; Карклин и др., 2017; Юлин и др., 2018; Думанская, 2014).

Однако еще требуется более детальный анализ причин, вызвавших этот феномен.

4.4. ОПАСНЫЕ ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ И ЛЕДЯНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Е. У. Миронов

4.4.1. Виды и классификация опасных ледовых явлений и ледяных образований

К опасным гидрометеорологическим явлениям относятся отдельные гидрометеорологические явления или их сочетания, воздействие которых может представлять угрозу жизни или здоровью граждан, а также может причинять материальный ущерб.

Морские гидрометеорологические явления — метеорологические, ледовые и гидрологические явления или их сочетания, возникающие на акваториях морей и океанов. Гидрометеорологические явления оцениваются как опасные явления (ОЯ) при достижении ими определенных значений гидрометеорологических величин (критериев). К опасному явлению также относится сочетание (комплекс) гидрометеорологических явлений, каждое из которых в отдельности по интенсивности или силе не достигает критерия ОЯ, но близко к нему.

Типовой перечень и критерии гидрометеорологических явлений, сочетания которых образуют ОЯ, приведен в Положении (Руководящий документ..., 2008). В табл. 4.4.1 приводится типовой перечень, касающийся только опасных ледовых явлений (ОЛЯ).

Таблица 4.4.1

Типовой перечень опасных ледовых явлений (Руководящий документ, 2008)

№ п/п	Название ОЛЯ	Характеристики и критерии или определения ОЛЯ
1	Обледенение судов	Быстрое и очень быстрое (не менее 0,7 см/ч) обледенение судов
2	Раннее появление льда	Появление ледяного покрова или припая в ранние сроки повторяемостью не чаще одного раза в 10 лет
3	Интенсивный дрейф льда	Дрейф ледяных полей (размером не менее 500 м) со скоростью не менее 1 км/ч
4	Сжатие льда	Сжатие льда интенсивностью 3 балла
5	Появление льда, непроходимого для судов и ледоколов в период навигации на судовых трассах	—
6	Отрыв прибрежных льдов в местах выхода людей на лед	—
7	Навалы льда на берега и морские гидротехнические сооружения	—

На основании типовых перечней опасных природных явлений территориальные органы гидрометеорологической службы разрабатывают региональные перечни и критерии ОЯ по обслуживаемым ими территориям с учетом природных особенностей и хозяйственно-экономической условий. При разработке региональных перечней и критериев морских гидрометеорологических ОЯ следует учитывать, что климатическая повторяемость явлений должна составлять не более 10 % и что эти явления представляют угрозу безопасности людей и могут причинить значительный ущерб большинству отраслей экономики.

Кроме термина «опасное природное явление», большое значение для хозяйственной деятельности имеет понятие «неблагоприятное гидрометеорологическое явление».

Неблагоприятное гидрометеорологическое явление (НГЯ) — явление, которое значительно затрудняет или препятствует деятельности отдельных предприятий и отраслей экономики, но по своим значениям не достигает критериев опасного явления (Руководящий документ..., 2002). Прогнозирование возникновения неблагоприятных гидрометеорологических явлений осуществляется в рамках специализированного гидрометеорологического обеспечения по договорам с конкретными потребителями, с учетом специальных требований пользователя (Руководство..., 2009).

Неблагоприятные ледовые условия определяются самим состоянием ледяного покрова, которое в основном формируется тепловыми факторами, возникает постепенно, существует в обширном районе в течение продолжительного периода времени (Спичкин, 2004). Типовой перечень опасных ледовых явлений (ОЛЯ) не включает ледяные образования, которые также могут представлять угрозу жизни людей и влияют на аварийность судов и ледоколов.

Ледяное образование — плавающее на поверхности воды морской акватории твердое тело, образовавшееся из морского или пресноводного льда и обладающее целостностью (Бородачев и др., 1994). Ледяные образования формируются из ровного или деформированного льда и располагаются среди дрейфующих льдов или припая. Кроме того, возможно формирование ледяных образований в результате попадания в море льдов материкового происхождения. В соответствии с международной номенклатурой ВМО (WMO, 2017) выделяются ледяные образования ровного, деформированного и материкового льда. Возможные виды ледяных образований в соответствии с международной и российской номенклатурой морского льда приведены в табл. 4.4.2 (Миронов, 2006).

По аналогии с опасным гидрометеорологическим явлением можно полагать, что *опасные ледяные образования* (ОЛО) — это ледяные образования, которые, достигая определенных экстремальных размеров, могут представлять угрозу жизни или здоровью граждан, а также причинить значительный материальный ущерб. В связи с отсутствием типового перечня ОЛО территориальные органы гидрометеорологической службы разрабатывают региональные перечни и критерии ОЛО по обслуживаемым ими территориям с учетом природных особенностей и хозяйственной деятельности.

Воздействие опасных ледовых явлений и влияние неблагоприятных ледовых условий непосредственным образом определяют уровень безопасности и экономическую эффективность судоходства и деятельности терминалов по бесперебойной заправке танкеров (газовозов). Поскольку деятельность на каждом из объектов имеет свои особенности, они по-разному реагируют на дифференцированные воздействия льдов.

Таблица 4.4.2

Виды ледяных образований, формирующихся из морского и материкового льда

Ледяные образования		
из ровного льда	из деформированного льда	из материкового льда
Блинчатый лед	Торос	Ледяной дрейфующий остров
Ледяные поля	Гряда тороса	Айсберг
Мелкобитый лед	Барьер торосов*	Обломок айсберга
Сморозь	Стамуха	Кусок айсберга
Ледяная каша	Несяк	—
Ропак	Ледяной холм*	—

* Вид ледяного образования отсутствует в международной Номенклатуре (WMO, 2017).

На основе многолетнего опыта научно-оперативного обеспечения судоходства на Северном морском пути в монографии «Опасные ледовые явления...» (2010) существенно дополнен перечень опасных ледовых явлений (табл. 4.4.3) по сравнению со списком, приведенным в (Руководящий документ, 2008), а также предложен перечень опасных ледяных образований (табл. 4.4.4).

Необходимо отметить, что опасные ледовые явления и ледяные образования, представленные в табл. 4.4.3 — 4.4.4, являются потенциально возможными для всех арктических морей. Для учета региональных особенностей ледовых процессов и явлений, а также специфики хозяйственной деятельности необходимо разрабатывать уточненные перечни. Это касается в первую очередь этапа стратегического планирования и проектирования новых морских транспортных систем, а также разработки систем управления ледовой обстановкой для защиты конкретных гидротехнических сооружений в арктических морях.

Таблица 4.4.3

Перечень опасных ледовых явлений (ОЛЯ) для судоходства

№ п/п	Название	Характеристики и критерии	Потенциальность опасность
1	Обледенение судов и конструкций выносных терминалов	Быстрое и очень быстрое (не менее 0,7 см/ч) обледенение судов	Потеря остойчивости судов. Статические напряжения на элементах инженерных конструкций
2	Раннее появление льда	Появление дрейфующего льда или припая в ранние сроки с повторяемостью не чаще одного раза в 10 лет	Аварийные ситуации для судов, не имеющих ледового класса
3	Интенсивный дрейф льда и «ледовая река»	Дрейф ледяных полей (размером не менее 500 м) со скоростью не менее 1 км/ч. «Ледовая река» — скорость дрейфа более 1 узла	Аварийные ситуации для судов и ледоколов в связи с потерей маневренности
4	Сильное сжатие льда	Сжатие льда интенсивностью 3 балла	Аварийные ситуации в связи с повреждением корпуса судов и ледоколов
5	Появление льда, непроходимого для судов и ледоколов, в период навигации на судовых трассах	Внезапный вынос старых, многолетних или более толстых по сравнению с обычными условиями льдов на судоходные трассы	Аварийные ситуации в связи с повреждением корпуса судов и ледоколов
6	Облипание корпуса судна	—	Снижение скорости движения судов и ледоколов вплоть до полной остановки и потеря устойчивости
7	Сужение судоходного канала	Уменьшение ширины канала вплоть до полного исчезновения в результате сжатия льда	Снижение скорости движения судов и ледоколов вплоть до остановки. Аварийные ситуации из-за потери движения
8	Резкие изменения направления дрейфа льда	Резкие изменения направления (на 90° за 3 часа) дрейфа льда около выносных терминалов	Аварийные ситуации в связи с затруднениями в работе погрузочных комплексов

Перечень опасных ледяных образований (ОЛО) для судоходства

№ п/п	Название	Характеристика и критерии	Потенциальная опасность
1	Поля и обломки полей многолетнего и двухлетнего льда	Поперечник: $S \geq 100$ м Толщина: $H \geq 2,0$ м	Повреждение корпуса и движительно-рулевого комплекса судов и ледоколов
2	Обломки полей и крупнобитый сильно торосистый лед	Поперечник: $S \geq 20$ м Толщина: $H \geq 0,3$ м Торосистость: $T \geq 2$ балла	Повреждение корпуса и движительно-рулевого комплекса судов при плавании в канале
3	Несяки	Большой торос или группа смерзшихся торосов, представляющих собой отдельную льдину. Превышение над уровнем моря более 2 м	Повреждение корпуса и движительно-рулевого комплекса судов и ледоколов
4	Зона сильно сжатого и набивного льда	Обширные зоны деформированных, дробленых льдов шириной 100–5000 м, которые при глубине менее 20 м, подобно стамухам, могут распространяться до дна около припая, берега или терминалов	Затруднения при швартовке и маневрировании судов. Возникновение аварийных ситуаций у танкеров и вспомогательных судов при погрузочных работах около терминалов
5	Стамухи	Торосистые ледяные образования, сидящие на мели	Столкновение судов и ледоколов при ограниченной видимости
6	Айсберги	Отколовшиеся от ледника куски льда, выступающие над уровнем моря не менее чем на 5 м, площадью не менее 300 м ²	Столкновение судов и ледоколов при ограниченной видимости
7	Обломки и куски айсбергов	Куски плавающего глетчерного льда, возвышающиеся над уровнем моря на 1–5 м, площадью до 300 м ²	Столкновение судов и ледоколов при ограниченной видимости
8	Ледяные острова, их обломки и куски	Отколовшиеся от шельфового льда куски льда толщиной 30–60 м и площадью до 1000 м ²	Столкновение судов и ледоколов при ограниченной видимости

4.4.2. Сжатия льдов

Термин сжатие льдов обозначает специфическое природное явление, в результате которого дрейфующие льдины оказывают давление друг на друга, причем результирующий вектор давления направлен параллельно поверхности моря, т. е. горизонтально. Важнейшее свойство сжатия льдов заключается в том, что это процесс векторный, т. е. имеет направление, на практике часто называемое осью сжатия. Абсолютные значения силы давления могут изменяться в очень широких пределах, порой достигая значений, превышающих прочность самого льда и сопоставимых с прочностью инженерных объектов.

Сжатия льдов считаются одним из наиболее опасных ледовых явлений, поскольку оказывают большое влияние на эффективность и безопасность судоходства во льдах. Именно сжатия чаще всего служат причиной вынужденного дрейфа и даже гибели судов. Сжатия льдов также оказывают значительное воздействие на сам

ледяной покров: если силы давления льдин друг на друга достигают некоторого критического значения, на стыках льдин формируются гряды торосов, появляются трещины, разломы, разводья, тертый и набивной лед, которые существенно влияют на дальнейшее состояние ледяного покрова (Клячкин и др., 2010).

Главное условие возникновения сжатий — это достаточно высокая сплоченность ледяного покрова. Сжатие, как правило, наблюдается при сплоченности льда 9—10 баллов, при этом сильные сжатия происходят преимущественно при сплоченности льда 10 баллов, а локальные сжатия (на стыках полей) — при сплоченности льда 7—9 баллов. Основными причинами возникновения сжатия льдов являются различия в скорости и направлении дрейфа льда. Направление, степень и площадь распространения, продолжительность действия сжатия льдов зависят от пространственно-временной изменчивости внешних сил, действующих на ледяной покров (ветер, течения, приливо-отливные явления, наклон уровня моря), а также от неоднородности свойств самого ледяного покрова (толщина и торосистость льда). Кроме того, исключительное значение при формировании неоднородностей поля дрейфа льда имеют препятствия: берега, острова, стамухи, припай.

Наблюдения за сжатиями льдов

Исторически сложилось так, что большая часть натуральных данных о сжатиях была получена методом визуальных наблюдений с самолетов или судов. Даже современные дистанционные средства наблюдений с искусственных спутников Земли не позволяют фиксировать сжатия в ледяном покрове, и основными источниками данных о распределении сжатий по-прежнему являются визуальные судовые и авиационные (вертолетные) наблюдения. Это привело к выработке своеобразной качественной шкалы интенсивности сжатий: отсутствие сжатия (0 баллов), слабое сжатие (1 балл), заметное сжатие (2 балла) и сильное сжатие (3 балла). При этом оценка интенсивности сжатий выполняется только по визуальным признакам (Руководство..., 1981) — пространственному распределению сплоченности льда, наличию и ориентации свежих трещин, характеру торошения льдов различного возраста и др. (табл. 4.4.5).

Таблица 4.4.5

Шкала ледовых сжатий в соответствии с (Руководство..., 1981)

Сжатие, баллы	Характеристика силы сжатия	Характеристика ледяного покрова
0	Лед не сжат («на распыле»)	Среди сплоченных льдов наблюдаются каналы, незакрывающиеся трещины и разводья. На стыках полей отсутствуют свежие торосы и выпучивания тертого льда
1	Лед слабо сжат	В зоне сжатия наблюдаются отдельные разводья и свежие трещины. Ледяная каша между льдинами уплотнена. Среди ниласовых и серых льдов повсеместно наблюдаются наслоения, среди серо-белых льдов — торосистые образования (торосы взлома)
2	Лед заметно сжат	В зоне сохранились лишь редкие небольшие разводья и узкие трещины переменной ширины, свидетельствующие о сдвигах льдин относительно друг друга, тертый лед частично выжат на края льдин. Молодые льды среди остаточных льдов большей частью всторосены. На стыках полей наблюдаются свежие торосистые образования

Сжатие, баллы	Характеристика силы сжатия	Характеристика ледяного покрова
3	Лед сильно сжат	Пространства чистой воды и открытые трещины полностью отсутствуют. Молодой лед среди остаточного льда полностью выторошен, а ледяная каша большей частью выжата; на краях льдин — валы. На стыках полей однолетнего и старого льда наблюдаются гряды и барьеры торосов. В прибрежной зоне — набивной лед

Преимущества данных авиаразведки по сравнению с судовыми наблюдениями известны: покрытие наблюдениями значительных площадей, достаточная регулярность и значительный объем накопленного материала (около 50 лет). Однако исследованиями, проведенными в ААНИИ, установлено, что в 70 % случаев ледовая авиаразведка не фиксирует наличия сжатий, отмеченных судоводителями. Лишь при интенсивности сжатий свыше 1—2 баллов это различие сокращается: в 50 % случаев данные разных источников совпадает, а в 30 % случаев различия не превышают $\pm 0,5$ балла. К сожалению, в начале 1990-х годов регулярная ледовая авиаразведка арктических морей прекратила свое существование.

Наиболее репрезентативными данными о сжатиях в ледяном покрове являются материалы судовых наблюдений. Они отличаются наибольшей детализацией и более полно соответствуют решению задачи о влиянии сжатий на движение судна во льдах. При производстве судовых наблюдений фиксируются не только распределение основных характеристик ледяного покрова непосредственно на пути плавания судов, но и ряд эксплуатационных показателей движения судна, т. е. судно в этом случае служит своеобразным инструментом измерения влияния сжатий. Однако при производстве судовых визуальных наблюдений неизбежно проявляется субъективный (человеческий) фактор.

Исследования сжатий льда

Научные исследования сжатий льда в основном развивались по двум направлениям. В центре внимания большинства ранних работ было обобщение данных наблюдений. Такого рода обобщения, зачастую качественного характера, позволили получить общее представление о сжатиях, охарактеризовать географию этого явления, в том числе наметить некоторые закономерности формирования сжатий в зависимости от толщины льда, скорости ветра, приливов, расположения берегов и т. д. Одно из наиболее полных обобщений материалов натурных наблюдений за сжатиями льда содержится в работе Воеводина (1978).

Примерно начиная с середины XX века стали появляться исследования, авторы которых пытались вскрыть природу сжатий и найти количественные соотношения между сжатиями и другими гидрометеорологическими параметрами, опираясь на законы механики. Такие исследования в основном представляют собой создание математических моделей, основанных на уравнениях сохранения массы и количества движения, в которых предлагаются различные варианты параметризации действующих сил и получают оценки кинематических и динамических характеристик ледяного покрова, включая силы внутреннего взаимодействия в ледяном покрове, характеризующие сжатия (Клячкин и др., 2010).

Один из важнейших вопросов — определение абсолютных значений, которых могут достигать силы сжатия. Согласно Атласу (Мурзин и др., 1989), с помощью

натурных наблюдений и расчетов определены возможные напряжения среди сильно сжатых льдов и линейные нагрузки на стенки инженерного объекта или на борт судна (табл. 4.4.6). Расчет напряжений среди льдов основан на положении, в соответствии с которым при сильных сжатиях напряжения не превышают значений, при которых разрушается ледяной покров. Значение пределов прочности льда принималось для условий стесненного сжатия — для образцов, размеры которых равны толщине льда, и напряжений, при которых происходит потеря устойчивости ледяной пластины. Величина линейных нагрузок на инженерные объекты представляет собой произведение напряжений на толщину льда.

Таблица 4.4.6

Возможные напряжения среди сильно сжатых льдов различного возраста и линейные нагрузки на борт судна (Мурзин и др., 1989)

Возраст льда	Предел толщины, м	Расчетные* напряжения среди льдов, МПа	Напряжения среди льдов, измеренные в натуральных условиях, МПа	Расчетные линейные нагрузки на борт судна, МН/м
Серо-белый	0,30	0,4—0,6	0,30 ($h = 0,12$ м)	0,12—0,18
Тонкий однолетний	0,70	0,6—0,9	0,42 ($h = 0,40$ м) 1,34 ($h = 0,70$ м)	0,42—0,63
Толстый однолетний	1,20	0,7—1,2	Нет данных	0,84—1,44
Двухлетний	2,50	0,8—1,6	1,72	2,00—4,00

* При торошении льда толщиной 0,70 м и более возможны напряжения, в 1,5—2,0 раза выше указанных.

Препятствия, ограничивающие движение льда, являются, пожалуй, наиболее распространенной причиной возникновения сжатий. Многочисленные данные наблюдений говорят о том, что сжатие, связанное с нажимным дрейфом, — очень частое явление, и именно такие сжатия достигают наибольшей силы и представляют наибольшую опасность для судов. Простая модель деформации однородного ледяного покрова при нажимном ветре у прямолинейного берега была приведена в работе (Гудкович, Романов, 1970). В ней принято вязкое представление силы внутреннего взаимодействия с учетом продольного изгиба ледяной пластины на упругом основании, условия которого зависят от толщины льда. Модельные расчеты позволили получить распределение скорости нажимного дрейфа и силы сжатий в зависимости от расстояния до берега и толщины льда. При этом сила сжатия достигает максимума у кромки берега.

Пространственные масштабы

В работе Воеводина (1978) предлагается своеобразная иерархическая классификация пространственных масштабов сжатий.

Локальные (очаговые) сжатия. В летний период они обычно наблюдаются на стыках полей, а зимой — на участках моря небольшой протяженности. При этом рядом, в пределах видимости, сжатие может отсутствовать или даже происходит разрежение льда. Такая структура сжатия, вероятно, вызывается соответствующей неравномерностью скорости дрейфа. Размеры участков локальных сжатий составляют несколько сотен метров, а иногда и несколько километров.

Зональные сжатия (полосы сжатия). Они характеризуются тем, что в пределах отдельных районов моря часто наблюдаются зоны сжатия шириной несколько

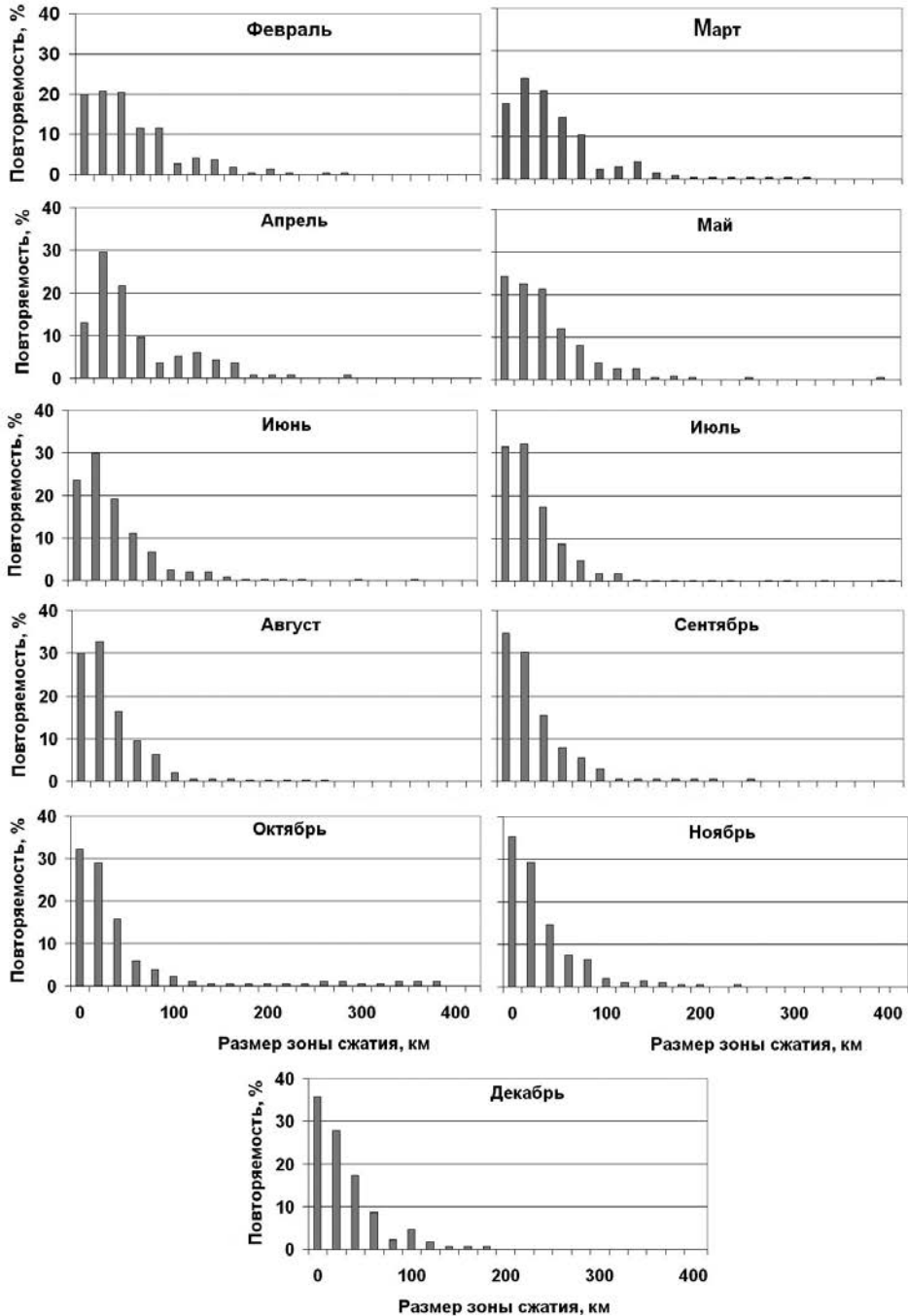


Рис. 4.4.1. Гистограммы распределения размера зон сжатий в разные месяцы года по данным судовых и авиационных наблюдений (Воеводин, 1978).

десятков километров, чередующиеся с зонами, в которых сжатие льдов отсутствует или же происходит разрежение. При этом зоны сжатия часто бывают неоднородны по структуре. Они могут состоять из участков с локальными сжатиями различной силы и небольших участков, где сжатия нет. Чередование зон сжатий и разрежений отмечается как в летний, так и в осенне-зимний период.

Региональные сжатия. В ряде случаев сжатие льда происходит одновременно на обширной акватории моря протяженностью в сотни километров. Особенно большие по площади области сжатия льда формируются в прибрежных районах при продолжительных нажимных ветрах.

На рис. 4.4.1 приведены гистограммы распределения размера зон сжатий в разные месяцы года, построенные по данным судовых и авиационных наблюдений (Воеводин, 1978).

На приведенных гистограммах отражаются, прежде всего, сжатия зонального и регионального масштабов, причем первые явно преобладают. Анализ данных наблюдений (Бузуев и др., 1999) свидетельствует о том, что для регионального масштаба характерны деформации, при которых растяжения по одной оси сопровождаются сжатием в перпендикулярном направлении, тогда как всесторонние сжатия и растяжения встречаются гораздо реже.

Вопрос о взаимном соотношении сжатий различного пространственного масштаба является дискуссионным. На сегодняшний день нет ясного понимания, каким закономерностям подчиняются локальные сжатия в пределах области, охваченной сжатием зонального масштаба. Если предположить, что сжатие зонального масштаба — это некоторый осредненный «фон», то локальные сжатия играют роль случайных флуктуаций, обладающих, по всей видимости, весьма значительной дисперсией. По мнению авторов (Тимохов, Хейсин, 1987), экстремальные значения локальных сжатий могут превышать средний фон на один-два порядка. Можно представить, что локальные сжатия, являясь, по существу, случайной величиной, должны подчиняться некоторому статистическому закону распределения, параметры которого зависят от общего фона сжатия более крупного масштаба.

Временные масштабы

Продолжительность действия сжатия льдов может колебаться в широких пределах — от нескольких минут до суток и более, при этом интенсивность сжатия также может изменяться с поразительной скоростью. Судовые наблюдения, выполненные в юго-западной части Карского моря в осенне-зимний период, показали, что увеличение степени сжатия на 1—2 балла может происходить примерно за 10 минут (Воеводин, 1978). Столь же быстро сжатие может и ослабевать. Однако продолжительность сильных сжатий, как правило, составляет 5—15 минут, в редких случаях до 1,0—1,5 часа.

Нередко пространственно-временная изменчивость сжатий имеет характер своеобразных пульсаций, когда после сильного сжатия наступает кратковременное (до полутора часа) затишье, а затем сжатие вновь усиливается. Такие пульсации отражают волнообразный характер распространения сжатий. «Волны» сжатия фиксируются, в частности, по постепенно удаляющемуся от наблюдателя шуму и треску, когда «очаг» сжатия перемещается по мере перемещения фронта волны сжатия (Клячкин и др., 2010).

Обобщение материалов наблюдений позволило установить, что основной причиной возникновения сжатий в районах судоходства является ветер. Обобщение сведений об

особенностях ветрового режима в районах судоходства по арктическим морям позволило А.Я. Бузуеву и В.Е. Федякову (1979) получить вероятностную оценку повторяемости условий, при которых могут возникать ветровые сжатия льдов (табл. 4.4.7 — 4.4.9).

Таблица 4.4.7

Вероятность сжатия в ледяном покрове в зависимости от характера и скорости ветра

Скорость ветра, м/с	Характер ветра					
	нажимной		отжимной		нейтральный	
	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима
0—5	0,36	0,40	0,20	0,40	0,26	0,40
6—10	0,72	0,80	0,55	0,60	0,65	0,70
≥ 11	0,82	0,85	0,68	0,70	0,72	0,75

Таблица 4.4.8

Вероятность сжатия в ледяном покрове при различном характере ветра в зависимости от продолжительности непрерывного действия и скорости ветра

Характер ветра	Продолжительность непрерывного действия, часы									
	6	12	18	24	6	12	18	6	12	18
	0—5 м/с			6—10 м/с			≥11 м/с			
Нажимной	0	0,20	0,92	1,00	0,46	1,00	1,00	0,67	1,00	1,00
Отжимной	0	0,19	0,84	1,00	0,20	0,80	1,00	0,46	1,00	1,00
Нейтральный	0	0,20	0,52	0,88	0,20	0,78	1,00	0,37	1,00	1,00

Таблица 4.4.9

Вероятность сжатия в ледяном покрове разной интенсивности в зависимости от характера и скорости (м/с) ветра

Сжатие, баллы	Нажимной			Отжимной			Нейтральный		
	0—5	6—10	≥ 11	0—5	6—10	≥ 11	0—5	6—10	≥ 11
3		0,03	0,04		0,02	0,04			0,01
2—3		0,07	0,06		0,05	0,06			0,06
2		0,10	0,15		0,08	0,15		0,1	0,13
1—2	0,2	0,30	0,30	0,2	0,35	0,30		0,1	0,20
1	0,4	0,30	0,35	0,4	0,30	0,35	0,5	0,4	0,30
0—1	0,4	0,20	0,10	0,4	0,20	0,10	0,5	0,4	0,30

В основу рассматриваемого подхода положены приемы статистического моделирования условий, при которых формируются ветровые сжатия различной интенсивности.

Характеристики ветра были разделены на три градации: по направлению относительно береговой черты (нажимной, отжимной и нейтральный), по скорости ветра (0—5, 6—10, ≥ 11 м/с), а также по продолжительности непрерывного воздействия ветра.

Следует отметить, что при разработке вероятностного подхода к оценкам ветрового сжатия авторы указанной работы не учитывали различия в формировании сжатий на судоходных трассах в зависимости от их географического положения. Кроме того, следует иметь в виду, что основной объем данных наблюдений, использованных при подготовке этих таблиц, относится к зимнему периоду.

4.4.3. Интенсивный дрейф льда

На фоне крупномасштабных ледовых процессов в арктических морях часто происходят локальные очень динамичные ледовые явления, такие как интенсивный дрейф льда, который в экстремальных случаях называют «ледовая река» (Бензман, 2010). Такие явления могут привести к авариям и даже гибели судов, как это

неоднократно случалось в истории освоения Арктики. Самые мощные ледоколы, включая атомные, с их огромной мощностью и маневренностью, иногда не способны противостоять стихии. При возникновении таких ситуаций судоводители, находясь на борту судна, ощущают свою беспомощность, неспособность бороться и тем более победить стихию.

Анализ данных инструментальных наблюдений за дрейфом льда (с помощью дрейфующих вех или буюв) и результатов модельных расчетов (Гудкович, Доронин, 2001) показывает, что средние значения скорости дрейфа льда в арктических морях находятся в диапазоне 0,1—0,2 м/с. В локальных районах могут наблюдаться значительно более высокие скорости дрейфа льда.

Официального определения термина «ледовая река» в настоящее время не существует. В.Ю. Бензман (2010) предложил следующее определение: «ледовая река» — это экстремальный дрейф льда в пограничных струйных течениях в сильно переслоенном море на фоне возникшего эффекта «чистого скольжения» в слое скачка плотности и нагонного эффекта со сжатием у границы сплоченного льда или припая в открытых частях замерзающих морей, а также в заливах и проливах.

К настоящему времени известно множество достоверных случаев явления «ледовая река» в арктических морях. В архиве ААНИИ, где собрано около ста зафиксированных документально случаев, имеется достаточно сведений о гидрометеорологических, ледовых и географических условиях возникновения и протекания этого природного явления. Чаще всего «ледовые реки» наблюдались в арктических проливах, где они возникали под воздействием ветра при сужении естественных границ проливов и/или находящимся там ледовым припаем при наличии дрейфующего льда.

Достаточно много случаев возникновения «ледовой реки» отмечалось в проливе Карские Ворота (например, в 1976, 1977, 1980 и 1982 гг.). При этом скорость дрейфа льда достигала пяти узлов, и даже атомоход «Ленин» и другие ледоколы не справлялись с напором льда — при полных оборотах главного двигателя не могли сдвинуться с места, работая против течения. Явление это также отмечалось судоводителями в проливах Матисена и Ленина архипелага Норденшельда при проводке караванов судов ледоколами «Красин» 24—26 октября 1967 г. и «Мурманск» в начале октября 1970 г., а также в ряде других случаев (Бензман, 2010; Кузнецов, Миронов, 1986; Купецкий, 1990).

Об экстремальных значениях скорости дрейфа льда в проливе Вилькицкого известно еще с 1914 г., когда при исследовании этого района к западу от полуострова Таймыр их наблюдала знаменитая гидрографическая экспедиция на судах «Таймыр» и «Вайгач». Позже эти явления отмечались здесь, в частности, в сентябре 1969 г. и в августе 1972 г. с борта ледокола «Мурманск». С ледовой рекой встречались моряки и в проливах Новосибирских островов. Это явление наблюдалось также в проливе Лонга и в Беринговом проливе. Нередко в потоки ледовой реки попадали суда в открытых частях арктических морей. В табл. 4.4.10 в качестве примера приведены наблюдения гидролога И.М. Кузнецова за параметрами дрейфа льда и попутными гидрометеорологическими условиями в проливе Карские Ворота.

Необходимо отметить, что явление «ледовая река» наблюдается при отсутствии штормового ветра. Это явление часто наблюдается на фоне постоянных или периодических течений как многократное ускорение этого потока в поверхностном слое.

Случаи экстремального дрейфа льда по данным наблюдений с берега
в проливе Карские Ворота в 1957—1968 гг. (Бенземан, 2010)

Год	Дата	Ветер		Дрейф льда		K	α°
		Направление	Скорость, м/с	Направление, град.	Скорость, м/с		
<i>Пункт А</i>							
1957	23.04	ЗСЗ	9	119	1,03	0,1152	6
	28.04	СЗ	2	4	1,03	0,516	-131
	03.07	З	4	165	1,05	0,2695	75
	03.07	З	4	82	1,25	0,3128	-8
	05.07	В	5	347	1,30	0,2602	77
	15.07	З	7—8	79	3,00	0,3981	-11
	15.07	З	7—8	92	2,25	0,3033	2
	17.07	З	2	89	1,40	0,7	-1
	18.07	ССЗ	3	9	1,10	0,3707	-148
	19.07	ЮЮЗ	2	54	1,20	0,610	27
	20.07	В	3	283	1,10	0,3720	13
	20.07	В	3	29	1,03	0,340	119
	21.07	В	6	240	1,05	0,1735	-30
1961	30.05	ЗСЗ	13	127	1,10	0,0846	14
	30.05	ЗСЗ	13	158	1,30	0,1023	45
	26.06	ВЮВ	6	222	1,03	0,1667	-61
<i>Пункт Б</i>							
1968	29.07	ЮЮЗ	3	45	1,10	0,3607	23

Примечания: 1. K — ветровой коэффициент, α — угол отклонения дрейфа от направления ветра (знак минус — отклонение дрейфа льда влево от направления ветра). 2. Измерения (массив данных 2562 измерений) производились в двух пунктах (А и Б) по обеим сторонам пролива визуально и инструментально (последних намного меньше).

В.Ю. Бенземан (2010) формулирует следующие условия для формирования явления «ледовая река»: «Наличие границы припая в проливе, который сужает поток поверхностного течения и может создавать условия для ускорения течения. Поэтому при соответствующих ветрах кромка льда «работает» как стенка с местными (у кромки) денивеляциями уровня моря на фоне общих уклонов уровня в проливе. Локальная денивеляция уровня моря, по-видимому, всегда формируется при нагонных ветрах не только у берега, но и у границы льда (припая или малоподвижного ледяного массива) в переслоенном море на «жидком грунте». Градиенты уровня моря способствуют образованию экстремальных течений, которые при наличии дрейфующего льда и создают явления типа «ледовой реки».

В работе Бенземана (2009) формулируются физико-географические условия, при которых «ледовая река» возникает и существует — географические, морфометрические, метеорологические и ледовые. Кроме того, дается классификация всех факторов, определяющих условия образования ледовой реки.

В связи с малым объемом данных наблюдений за явлением «ледовая река» и гидрометеорологическими факторами, способствующими его возникновению, трудно определить вероятностную и энергетическую иерархию факторов при различных пространственно-временных масштабах этого явления. Кроме того, невозможно провести соответствующие натурные эксперименты, хотя такие попытки в прошлом и предпринимались. Поэтому в настоящее время практически невозможно спрогнозировать место и время возникновения ледовой реки, особенно при ее

малых пространственных масштабах. Однако в дальнейшем, когда будет накоплено достаточно информации о данном экстремальном явлении, исследования данной проблемы могут стать основой для создания методов его прогноза.

В заключение необходимо отметить, что ввиду катастрофичности явления «ледовая река» единственный способ избежать аварийной ситуации или потери времени на ее преодоление заключается в том, чтобы постараться обойти район, в котором это явление может возникнуть при существующих морфометрических, метеорологических и ледовых условиях.

4.4.4. Раннее замерзание акватории

Раннее замерзание арктических морей оказывает существенное воздействие на особенности проведения морских операций в осенний сезон. В соответствии с Руководящий документом (2008) под ранним ледообразованием (или ранним появлением льда) понимается появление льда или припая в ранние сроки повторяемостью не чаще одного раза в 10 лет. Образование молодого ледяного покрова после периода очищения моря решающим образом сказывается на сроках завершения безледокольного плавания и начала ледокольной проводки.

Процесс ледообразования в арктических морях является результатом взаимодействия факторов, формирующих теплозапас моря в период его нагревания и интенсивность теплоотдачи в период охлаждения (Гудкович и др., 1972). Выхолаживание моря обычно начинается в начале сентября, совпадая во времени с максимальным накоплением тепла в поверхностном слое, и завершается появлением на свободных ото льда пространствах начальных видов льда (игл, сала, снежуры и шуги).

Осеннее ледообразование состоит из двух стадий (Спичкин и др., 1990):

1) первое появление на видимой поверхности моря любого льда нового образования (образовавшегося на месте или принесенного);

2) устойчивое ледообразование, когда оно происходит непрерывно.

Если впервые появившийся лед исчез, а затем появился вновь, устойчивому появлению льда отвечают условия, при которых промежуток времени со льдом был больше или равен промежутку времени безо льда.

Метеорологические и ледово-гидрологические условия весенне-летнего и осеннего периодов, от которых зависят сроки устойчивого ледообразования, испытывают значительные межгодовые изменения. Поэтому сроки устойчивого ледообразования могут существенно отличаться от средних многолетних условий. В зависимости от региональных условий многолетний размах изменчивости сроков устойчивого появления льда в арктических морях колеблется от 30 до 80 суток.

Выделяются два крупномасштабных района пониженной и повышенной изменчивости сроков замерзания сибирского шельфа (Спичкин, 1990):

1) менее всего изменчивы сроки ледообразования в прибрежных мелководных и распресненных речными водами районах арктических морей; в этих районах стандартные отклонения не превышают 10 сут. Такие же значения стандартного отклонения характерны для центральной части Чукотского моря, где ледообразование всегда происходит на чистой воде. В северных районах арктических морей, где ледообразование происходит почти всегда среди сплоченных льдов, стандартные отклонения сроков устойчивого ледообразования также невелики и составляют 10—12 сут. К этим районам относятся крайний север Карского моря, северо-запад моря Лаптевых, север Восточно-Сибирского моря и северо-восток Чукотского моря;

2) изменчивость сроков ледообразования увеличивается в районах, характеризующихся 50 %-ной вероятностью наличия сплоченных льдов в конце сентября. К ним относятся центральные районы Восточно-Сибирского и Карского морей и северные районы морей Лаптевых и Чукотского. Стандартные отклонения здесь составляют 16—18 сут. Также повышенные значения наблюдаются в районах, подверженных влиянию адвекции тепла течениями (проливы Карские Ворота и Берингов), где они превышают 20 сут.

В соответствии с опытом практической работы и статистическими особенностями природных явлений за основу определения критериев принято объективное свойство повторяемости аномалий быть обратно пропорциональной их модулю (Егоров, 2010). Все аномалии можно разделить на три группы:

- 1) малые аномалии — модуль аномалии не превышает 0,674 значения среднего квадратичного отклонения (СКО);
- 2) средние аномалии — модуль аномалии превышает 0,674, но меньше 1,2 СКО;
- 3) крупные аномалии — модуль аномалии превышает 1,2 СКО.

При этом средний псевдопериод между малыми аномалиями составляет 2—3 года, между средними аномалиями — в основном 3—4 года, а между крупными аномалиями — 5—20 лет и больше. Повторяемость крупных аномалий в межгодовой изменчивости сроков устойчивого ледообразования можно оценить по гистограмме распределения нормированных аномалий (рис. 4.4.2).

Из рисунка видно, что распределение нормированных аномалий предельно близко к нормальному распределению (Карклин, 1987). Преобладающее число аномалий (около 96 %) не превышают $\pm 2\sigma$. В среднем для всех арктических морей повторяемость крупных аномалий сроков устойчивого ледообразования составляет около 25 %, а на средние и малые аномалии приходится 75 %.

Среди крупных аномалий наиболее велика повторяемость аномалии с абсолютными значениями от $1,2\sigma$ до $2,0\sigma$ (83 %). Остальные крупные аномалии рас-

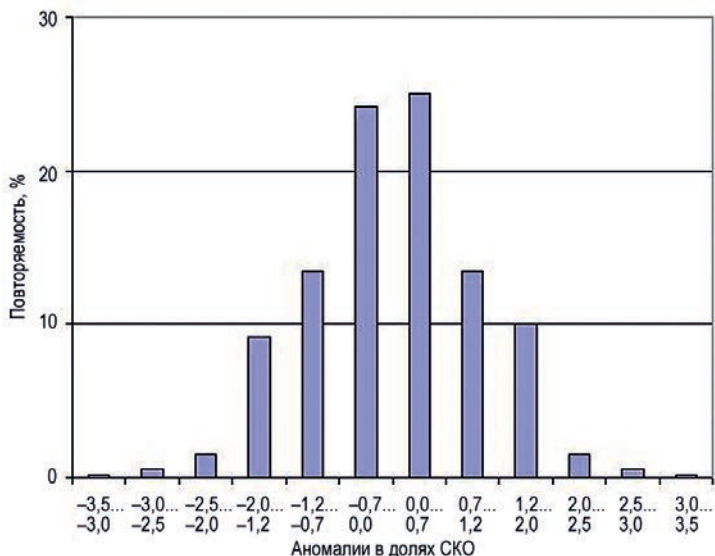


Рис. 4.4.2. Гистограмма распределения сроков устойчивого ледообразования в арктических морях.

пределяются следующим образом: от $2,0\sigma$ до $2,5\sigma$ — 13 %; от $2,5\sigma$ до $3,0\sigma$ — 4 %; менее 0,5 % крупных аномалий превышают $3,0\sigma$.

Как правило, каждый год в одном из районов арктических морей наблюдается крупная аномалия сроков замерзания. При этом практически никогда крупная аномалия не наблюдается сразу во всех районах акватории сибирского шельфа. Чаще всего (около 80 % случаев) крупная аномалия сроков замерзания охватывает акваторию одного или двух арктических морей. Крупные аномалии одновременно в трех-четырех морях наблюдаются реже. Таким образом, крупные аномалии сроков замерзания характеризуются пространственной устойчивостью, т. е. каждый год следует ожидать формирования аномально ранних (или поздних) сроков ледообразования на акватории хотя бы одного из арктических морей (Спичкин, 1990). Реализация крупных аномалий свидетельствует о том, что число положительных и отрицательных аномалий на акватории большинства арктических морей примерно одинаково (табл. 4.4.11).

Таблица 4.4.11

Повторяемость (%) крупных положительных и отрицательных аномалий сроков устойчивого ледообразования по районам арктических морей (Спичкин, 1990)

Крупная аномалия	Карское море		Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море		Чукотское море		Среднее
	ЮЗ	СВ	З	В	З	В	ЮЗ	С	
Положительная	24	19	14	11	19	18	32	14	19
Отрицательная	19	24	16	16	16	8	30	22	19
Всего	43	43	30	27	35	27	62	35	38

Повторяемость лет с крупными аномалиями (независимо от их знака) в различных районах арктических морей изменяется от 27 до 62 %. Выше повторяемость для окраинных морей — Карского (43 %) и Чукотского (62 %). Реже всего крупные аномалии наблюдались на акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (27—35 %). Средняя повторяемость крупных аномалий для всех арктических морей составляет около 38 %, причем положительные и отрицательные аномалии примерно равновероятны. Различия повторяемости крупных аномалий связаны с ежегодной изменчивостью условий замерзания того или иного моря.

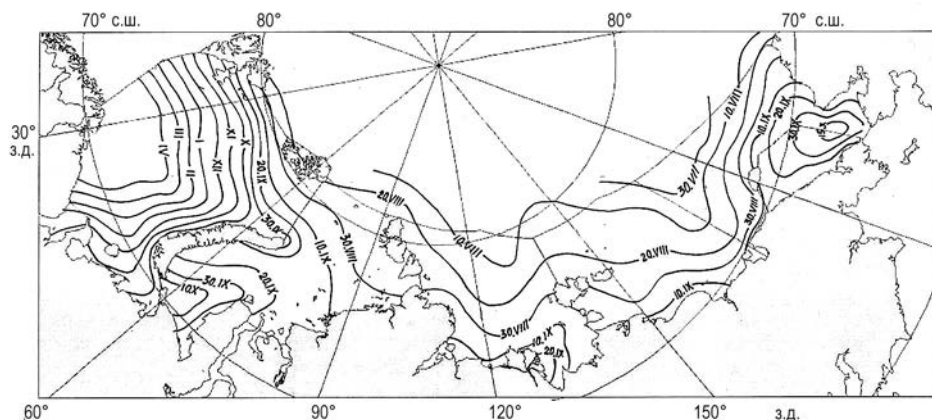


Рис. 4.4.3. Изолинии экстремально ранних сроков устойчивого ледообразования в арктических морях.

А.Г. Егоров (2010) на основе анализа данных наблюдений в узлах регулярной сетки за период 1950—2008 гг. построил карты изолиний ранних и экстремально ранних (рис. 4.4.3) сроков устойчивого ледообразования. В качестве критерия экстремально раннего ледообразования использовалась величина $1,2\sigma$ (где σ — стандартное отклонение).

Как правило, ранние и экстремально ранние сроки ледообразования связаны с наличием остаточных льдов, не вытаявших в летний период. По сравнению со средним многолетним вариантом замерзания пространственное расположение излиний при экстремально раннем ледообразовании характеризуется меньшей сложностью и извилистостью. Это связано с относительно быстрым замерзанием обширных по площади акваторий.

4.5. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ ПЛАВАНИЯ

С.В. Фролов, В.Ю. Третьяков

4.5.1. Изменчивость ледовых условий плавания по трассам Северного морского пути за период 1997—2018 гг.

Президентом и Правительством Российской Федерации неоднократно подчеркивалась наиважнейшая роль высокотехнологичного освоения Арктики, включающего интенсификацию добычи полезных ископаемых на суше и шельфе. Развитие добывающих отраслей невозможно без должного инфраструктурного обеспечения и транспортировки добытых ресурсов. В соответствии с проектом «Ямал СПГ» в п. Сабетта уже запущена третья технологическая линия крупнейшего завода по сжижению природного газа. В ближайшее время планируется увеличение мощности завода и выход на уровень производства около 17,4 млн тонн сжиженного природного газа в год (Проект..., 2019). Естественно, при этом потребность в перевозках сжиженного газа только возрастет.

Морские транспортные операции по Северному морскому пути осложнены практически круглогодичным наличием ледяного покрова. Морской лед является чутким индикатором изменения климата. Ряд авторов указывают на высокие темпы потепления Арктики и уменьшение вследствие этого ледовитости Северного Ледовитого океана (Алексеев и др., 2010; Munshi, 2015; Карклин и др., 2017; Юлин и др., 2018). В то же время, согласно другим источникам, современная тенденция потепления может смениться похолоданием (Большаинов и др., 2009; Фролов и др., 2010; Данилов и др., 2014). В любом случае именно изменение ледовой обстановки будет играть ключевую роль при стратегическом планировании морских транспортных систем (Ковалевский и др., 2012). Поэтому ниже рассматривается изменчивость ледовых условий по стандартным маршрутам плаваний п. Сабетта — п. Мурманск и п. Сабетта — Берингов пролив (рис. 4.5.1) за более чем двадцатилетний период.

По данным электронных карт из архива ААНИИ (которые доступны только за период 1997—2018 гг.) получены ряды суммарной протяженности участков маршрутов при определенных ледовых условиях и проведен анализ тенденций произошедших изменений ледовых условий плавания за период 1997—2018 гг. .

Данные ледовых условий плавания анализировались в период с максимальным развитием ледяного покрова (апрель — май) с дискретностью одна декада.

Для каждой из декад в указанный период были получены ряды протяженности маршрутов плавания в припае, в сплоченных льдах (сплоченностью 9 баллов и более). Также получены значения протяженности маршрутов плавания в сплоченных льдах с количеством однолетних толстых льдов 5 баллов и более и в сплоченных льдах с количеством однолетних средних и толстых льдов 5 баллов и более.

Рассчитаны значения приведенной протяженности участков маршрута во льдах разных возрастных категорий. Под приведенной протяженностью маршрута плавания во льдах определенной возрастной категории понимается условная суммарная протяженность маршрута во льдах только этой категории. В однородной ледовой зоне она равна произведению протяженности зоны на долю площади акватории, покрытой льдами этой возрастной категории, т. е. частную сплоченность этих льдов в баллах, деленную на 10. Для всего маршрута суммарная приведенная протяжен-

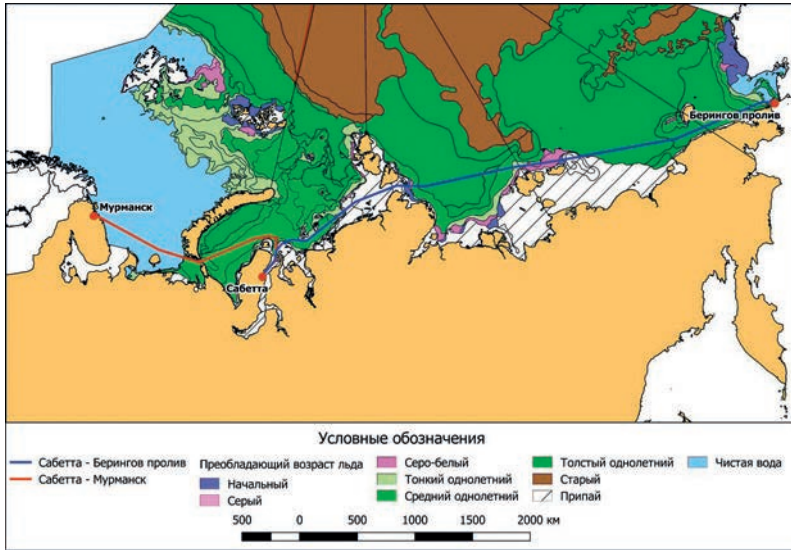


Рис. 4.5.1. Схема исследованных стандартных маршрутов плавания. Ледовая обстановка за вторую декаду мая 2018 г.

ность маршрута во льдах определенной возрастной категории равна сумме значений приведенной протяженности в отдельных однородных зонах маршрута.

Приведенная протяженность старых и толстых однолетних льдов рассчитана для маршрута п. Сабетта — Берингов пролив.

Полученные ряды межгодовой изменчивости декадных значений протяженности маршрутов были проанализированы на наличие межгодового тренда методом интегральных кривых, который применяется при исследованиях межгодовой динамики годовых расходов рек (Стандарт организации..., 2017).

Результаты проверки рядов протяженности маршрутов на статистическую неоднородность занесены в таблицы отдельно для маршрута п. Сабетта — п. Мурманск (табл. 4.5.1) и п. Сабетта — Берингов пролив (табл. 4.5.2). Жирным выделены категории протяженности, у которых сравнение первой и второй частей неоднородных рядов выявило увеличение протяженности, отсутствие выделения показывают их уменьшение.

Таблица 4.5.1.

Результаты проверки рядов протяженности маршрутов на статистическую неоднородность для маршрута п. Сабетта — п. Мурманск

Протяженность маршрута плавания	Число рядов		Доля неоднородных рядов, %
	однородных	неоднородных	
В сплоченных льдах	0	6	100
В сплоченных льдах с наличием			
– однолетних средних льдов	1	5	83
– толстых однолетних льдов	1	5	83
– старых льдов	Не были обнаружены на маршруте		
В сплоченных льдах с частной сплоченностью ≥ 5 баллов			
– толстых льдов	0	6	100
– суммы толстых и средних льдов	1	5	83

Результаты проверки рядов протяженности маршрутов на статистическую неоднородность для маршрута п. Сабетта — Берингов пролив

Протяженность маршрута плавания	Число рядов		Доля неоднородных рядов, %
	однородных	неоднородных	
В припае	0	6	100
В сплоченных льдах	0	6	100
В сплоченных льдах с наличием			
– однолетних средних льдов	0	6	100
– однолетних толстых льдов	2	4	67
– старых льдов	3	3	50
В сплоченных льдах с частной сплоченностью ≥ 5 баллов			
– толстых льдов	0	6	100
– суммы толстых и средних льдов	0	6	100

Из табл. 4.5.1 и 4.5.2 видно, что большинство рядов неоднородны. Это говорит о статистически значимых изменениях суммарной протяженности участков маршрутов, отвечающих определенным параметрам ледяного покрова.

На рис. 4.5.2 и 4.5.3 проведено сравнение характеристик первой и второй половины рядов суммарной протяженности участков маршрутов п. Сабетта — п. Мурманск и п. Сабетта — Берингов пролив за период 1997—2018 гг., относящихся к первой декаде мая.

Следует отметить, что на участках маршрута п. Сабетта — Берингов пролив при присутствии на маршруте старых льдов их количество в большинстве случаев не превышало двух-трех баллов. Необходимо отметить особенно суровые условия плавания в 1998, 1999 и в 2001 гг., когда количество старых льдов достигало 9 баллов, а суммарная протяженность таких участков маршрута в Восточно-Сибирском море в мае превышала 200 миль. Однако уже в 2003 и 2004 гг. старые льды на маршруте исчезли, а в последующие годы количество старых льдов в сплоченных льдах не превышало 3—5 баллов. Редкое появление старых льдов на маршруте в последние

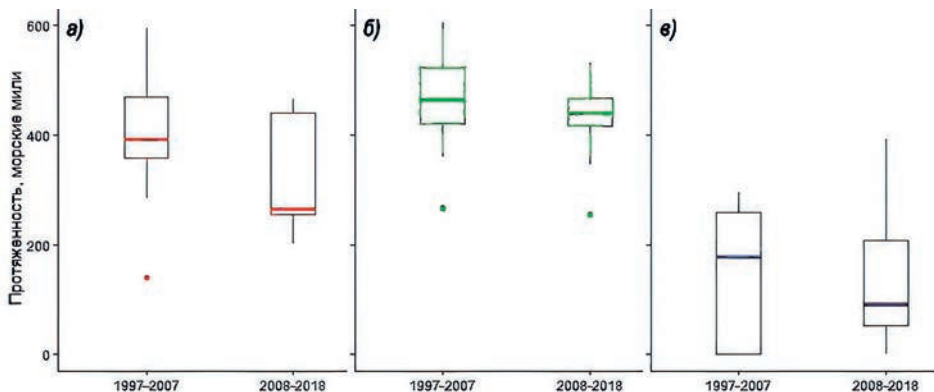


Рис. 4.5.2. Результаты сравнения первой и второй половины рядов суммарной протяженности участков маршрута п. Сабетта — п. Мурманск в сплоченных льдах при определенных условиях ледового плавания.

a — при наличии тонких льдов, *b* — при наличии средних льдов, *c* — при наличии толстых льдов. Медиана показана жирной линией.

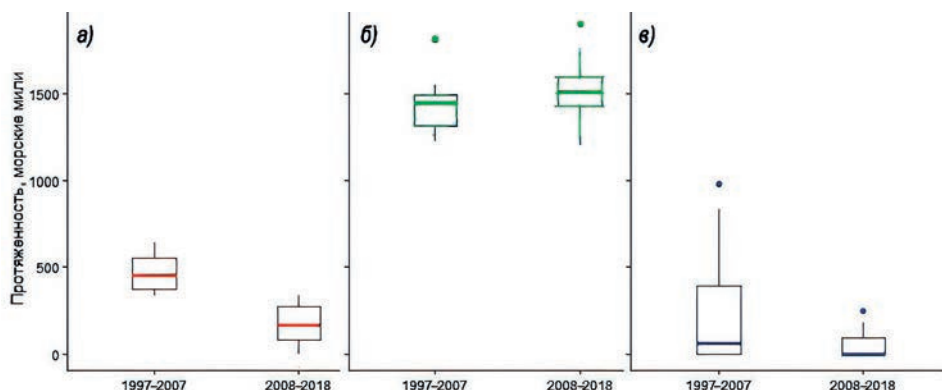


Рис. 4.5.3. Результаты сравнения первой и второй половины рядов суммарной протяженности участков маршрута п. Сабетта — Берингов пролив при определенных условиях ледового плавания.

а — в припае, *б* — при наличии толстых льдов, *в* — при наличии старых льдов. Медиана показана жирной линией.

годы, вероятно, объясняется усилением циклонической активности и ускорением трансарктического дрейфа.

Таким образом, рис. 4.5.2 и 4.5.3 демонстрируют существенное изменение ледовых условий плавания.

4.5.2. Изменения продолжительности безледного периода по трассе СМП

Продолжительность периода очищения трассы СМП от сплоченных льдов (сплоченность менее 7 баллов), а также полного очищения ото льдов является важным критерием, характеризующим ледовые условия плавания. Отсутствие на трассе плавания сплоченных льдов гарантирует эффективную эксплуатацию судов низких ледовых категорий, а полное отсутствие льда — судов без ледовых категорий.

Для оценки сроков и продолжительности указанных явлений в ледяном покрове использованы комплексные ледовые карты за период 1997—2018 гг., составляемые на регулярной основе в ААНИИ и находящиеся в открытом доступе на сайте <http://www.aari.ru>.

Анализ данных выполнен отдельно для западного участка трассы СМП (Новоземельские проливы или мыс Желания — меридиан 125° в.д.), восточного участка (Берингов пролив — меридиан 125° в.д.) и трассы СМП в целом.

Сроки очищения трассы СМП от сплоченных льдов (сплоченность менее 7 баллов) за период 1997—2018 гг. представлены в табл. 4.5.3. На западном участке СМП

Таблица 4.5.3.

Сроки очищения трассы СМП от сплоченных льдов (сплоченность менее 7 баллов) за период 1997—2018 гг.

Участок	Начало			Окончание		
	Раннее	Позднее	Среднее	Раннее	Позднее	Среднее
Западный участок СМП	3 VII	24 IX	16 VIII	26 IX	27 X	9 X
Восточный участок СМП	24 VII	23 IX	13 VIII	19 IX	29 X	11 X
Трасса СМП в целом	1 VIII	24 IX	23 VIII	26 IX	23 X	7 X

только один раз (в 2001 г.) акватория трассы не очистилась от сплоченных льдов. На восточном участке за период 1997—2018 гг. подобных случаев не наблюдалось. В 1997 и в 2001 гг. вся трасса СМП полностью от сплоченных льдов не освобождалась.

В среднем очищение трассы от сплоченных льдов начинается во второй-третьей декаде августа и продолжается до первой-второй декады октября (см. табл. 4.5.3).

Сроки полного очищения трассы СМП ото льдов за период 1997—2018 гг. представлены в табл. 4.5.4. На западном участке СМП четыре раза (в 1997, 2001, 2003 и 2004 гг.) акватория трассы не очистилась ото льдов. На восточном участке подобные случаи наблюдались ежегодно в 1997—2001 гг. Не наблюдалось полного освобождения всей трассы СМП ото льдов в периоды 1997—2001 и 2003—2004 гг.

В среднем полное очищение трассы ото льдов начинается в третьей декаде августа — первой декаде сентября и продолжается до первой-второй декады октября (см. табл. 4.5.4).

Таблица 4.5.4.

Сроки полного очищения трассы СМП ото льдов за период 1997—2018 гг.

Участок	Начало			Окончание		
	Раннее	Позднее	Среднее	Раннее	Позднее	Среднее
Западный участок СМП	2 VIII	23 IX	30 VIII	2 IX	27 X	8 X
Восточный участок СМП	5 VIII	9 IX	24 VIII	22 IX	29 X	14 X
Трасса СМП в целом	9 VIII	23 IX	4 IX	2 IX	18 X	5 X

Продолжительность периода отсутствия сплоченных льдов и безледного периода на отдельных участках трассы СМП и трассе в целом за период 1997—2018 г. представлена на рис. 4.5.4 — 4.5.6.

Устойчивое формирование благоприятных для плавания судов условий на западном участке СМП наблюдается начиная с 2005 г., на восточном участке и трассе СМП в целом — начиная с 2002 г.

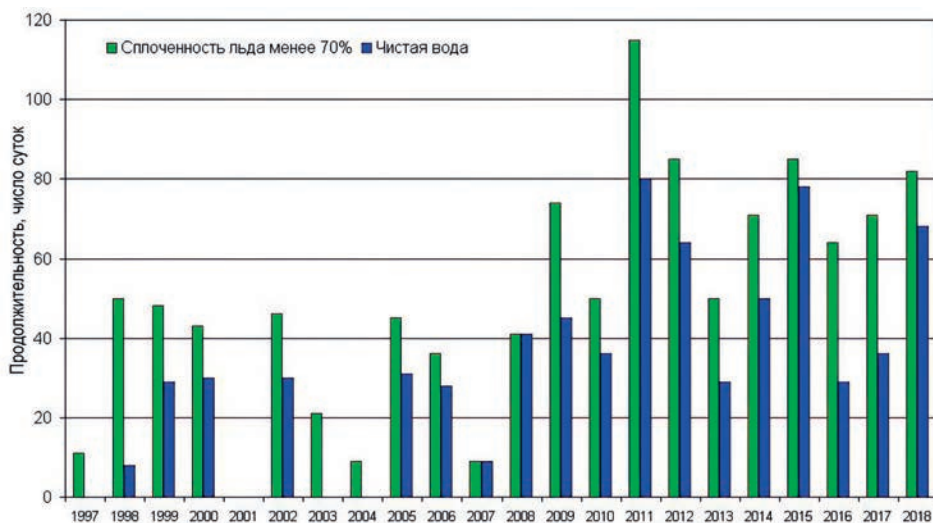


Рис. 4.5.4. Продолжительность (число суток) периода отсутствия сплоченных льдов и безледного периода на западном участке трассы СМП за 1997—2018 гг.

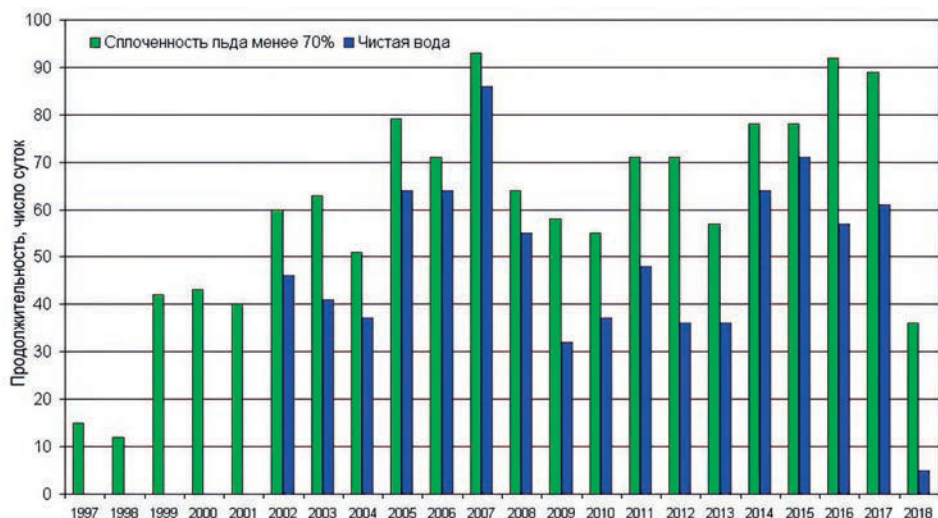


Рис. 4.5.5. Продолжительность (число суток) периода отсутствия сплоченных льдов и безледного периода на восточном участке трассы СМП за 1997—2018 гг.

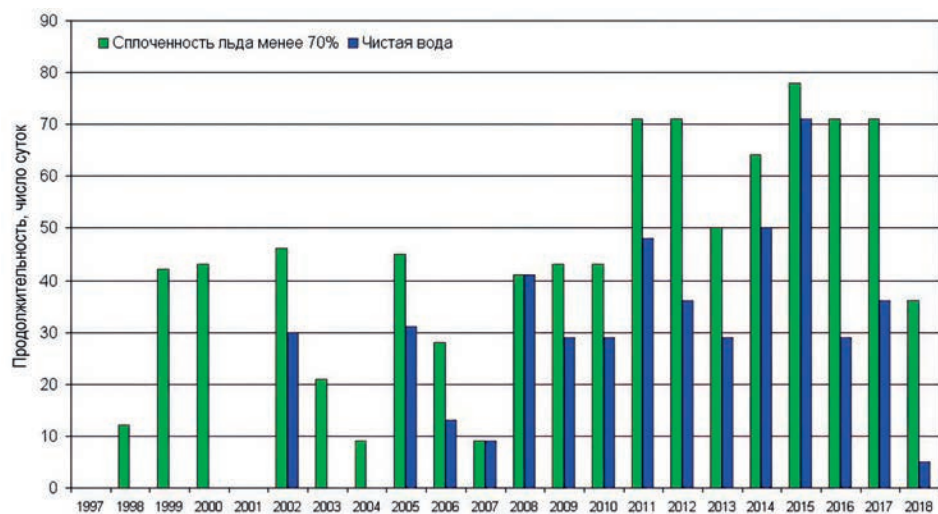


Рис. 4.5.6. Продолжительность (число суток) периода отсутствия сплоченных льдов и безледного периода на трассе СМП в целом за 1997—2018 гг.

Наибольшая продолжительность благоприятных условий отмечена на западном участке в 2009—2018 гг., на восточном участке и трассе СМП в целом в 2002—2009 и 2014—2018 гг. (см. рис. 4.5.4 — 4.5.6).

На западном участке СМП (рис. 4.5.7) чаще всего продолжительность периода отсутствия сплоченных льдов на трассе плавания составляет 41—80 суток (55 % случаев), а продолжительность безледного периода — 21—80 суток (73 % случаев).

На восточном участке СМП (рис. 4.5.8) продолжительность периода отсутствия сплоченных льдов в 73 % случаев составляет 41—80 суток, а продолжительность безледного периода в 68 % случаев — 21—80 суток.

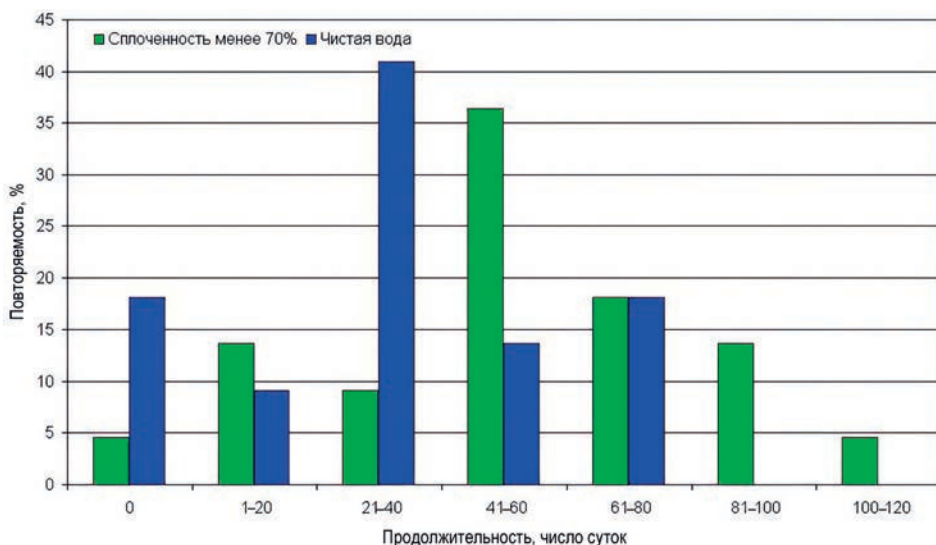


Рис. 4.5.7. Распределение (%) продолжительности периода отсутствия сплоченных льдов и безледного периода на западном участке трассы СМП за 1997—2018 гг.

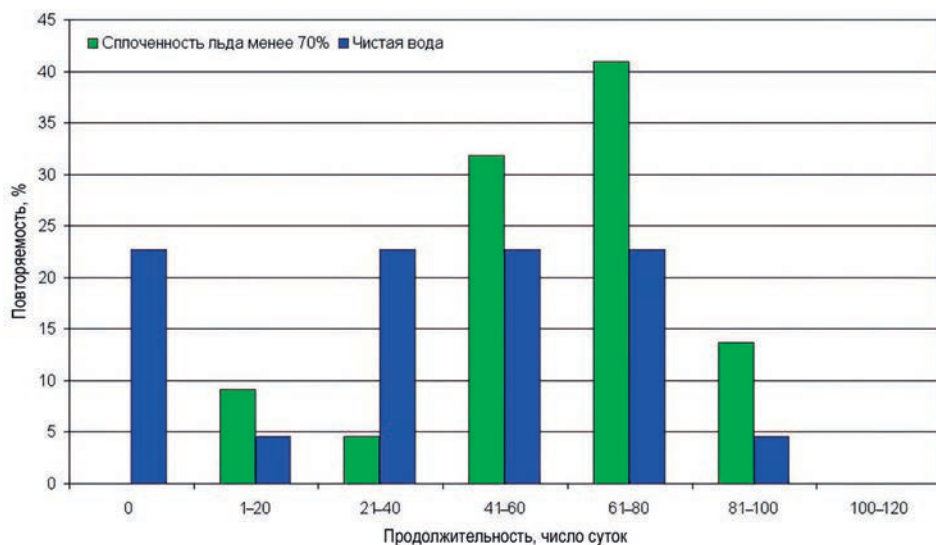


Рис. 4.5.8. Распределение (%) продолжительности периода отсутствия сплоченных льдов и безледного периода на восточном участке трассы СМП за 1997—2018 гг.

В целом на трассе СМП (рис. 4.5.9) продолжительность периода отсутствия сплоченных льдов чаще всего изменяется в пределах 41—80 суток (64 %), а продолжительность безледного периода — от 1 до 60 суток (64 %).

Проведенное исследование позволило сделать следующие выводы.

1. В рассматриваемый период на маршруте п. Сабетта — п. Мурманск уменьшилась суммарная протяженность пути плавания в сплоченных льдах, в сплоченных льдах при наличии однолетних толстых льдов, в сплоченных льдах с количеством

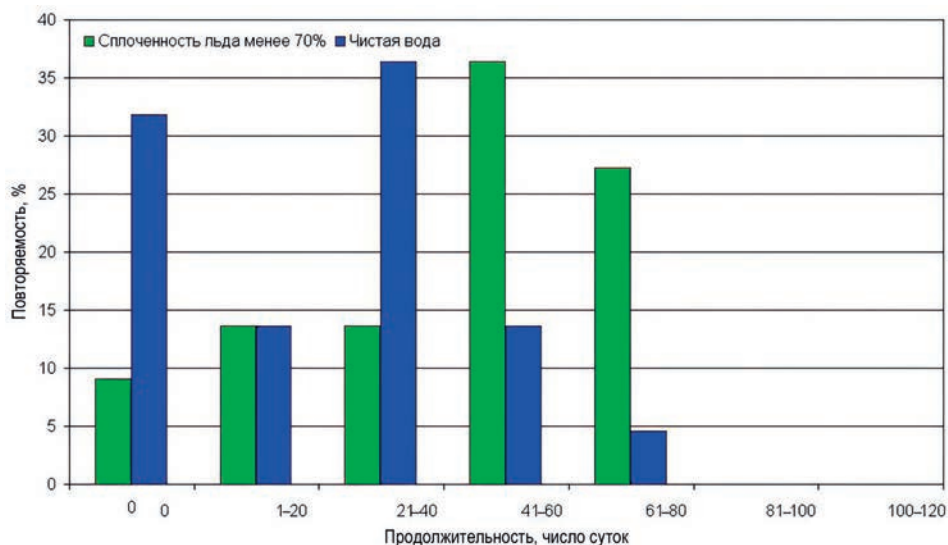


Рис. 4.5.9. Распределение (%) продолжительности периода отсутствия сплоченных льдов и безледного периода на трассе СМП в целом за 1997—2018 гг.

однолетних толстых льдов 5 баллов и более, в сплоченных льдах с суммарным количеством однолетних толстых льдов и льдов средней толщиной 5 баллов и более.

2. Увеличилась суммарная протяженность участков маршрута п. Сабетта — Берингов пролив в сплоченных льдах, в сплоченных льдах при наличии однолетних льдов средней толщины, однолетних толстых льдов; в сплоченных льдах с количеством однолетних толстых льдов 5 баллов и более, в сплоченных льдах с суммарным количеством однолетних толстых льдов и льдов средней толщиной 5 баллов и более. Уменьшилась суммарная протяженность участков маршрута в сплоченных льдах при наличии старых льдов и в припае.

3. Уменьшение в апреле — мае в 2008—2018 гг. по сравнению с периодом 1997—2007 гг. средней приведенной протяженности маршрута плаваний п. Сабетта — Берингов пролив в старых льдах на 160 морских миль частично компенсируется увеличением практически на эту же величину (на 166 миль) средней приведенной протяженности пути плавания в однолетних толстых льдах.

Таким образом, на маршруте плаваний п. Сабетта — пр. Карские Ворота — п. Мурманск за период 1997—2018 гг. в апреле — мае отмечено улучшение ледовых условий плавания; на маршруте п. Сабетта — Берингов пролив условия ледового плавания в указанные месяцы практически не изменились.

4. Устойчивое формирование благоприятных условий для плавания судов на западном участке СМП наблюдается начиная с 2005 г., на восточном участке и трассе СМП в целом — начиная с 2002 г.

5. Наибольшая продолжительность благоприятных условий отмечена на западном участке СМП в 2009—2018 гг., на восточном участке и трассе СМП в целом — в 2002—2009 и 2014—2018 гг.

Можно констатировать, что как на отдельных участках трассы, так и на всей трассе СМП периоды увеличения продолжительности формирования благоприятных для плавания по трассе условий сменяются периодами ее сокращения.

5. Океанография

5.1. ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ в 1986—2015 гг.

Л.А. Тимохов, Е.В. Блошкина

5.1.1. Общая характеристика источников вод, их температуры, солености и плотности

Арктические моря относятся к типу материковых окраинных морей, южной границей которых является береговая линия Евразийского материка. Моря расположены на континентальном шельфе, их средняя глубина составляет от 60 м (Восточно-Сибирское море) до 220 м (Баренцево море). На севере арктические моря открыты Арктическому бассейну Северного Ледовитого океана. Через восточные и западные границы моря соединены друг с другом проливами, а также с Атлантическим океаном через Норвежское море и с Тихим океаном через Берингов пролив и Берингово море. Большое влияние на гидрологический режим арктических морей оказывает материковый сток, и прежде всего сток сибирских рек, поступающих через южную границу морей.

В зависимости от интенсивности потоков воды, тепла и соли через границы арктических морей, речного стока, рельефа морского дна, конфигурации берегов (рис. 5.1.1) и течений в каждом из морей формируются региональные особенности гидрологического режима. Отметим главные факторы, влияющие на термохалинную структуру арктических морей.

Положение арктических морей за Северным полярным кругом является причиной того, что даже в период астрономического лета радиационный баланс системы океан — атмосфера отрицательный. Это отражается на тепловом состоянии поверхности морей: значительную часть года все арктические моря за исключением Баренцева полностью покрыты морским льдом. Ледяной покров играет роль своеобразного «экрана», который препятствует непосредственному теплообмену между океаном и атмосферой, оказывая влияние на термохалинные характеристики поверхностного слоя.

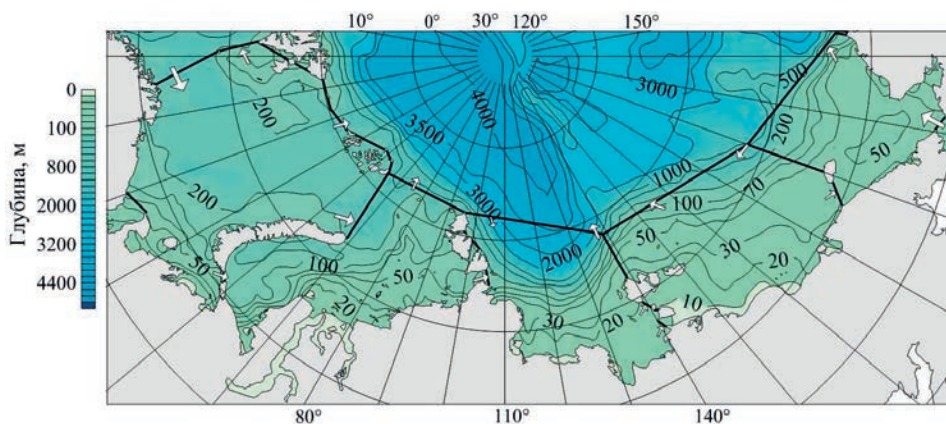


Рис. 5.1.1. Рельеф морского дна арктических морей.

Границы морей отмечены черными линиями. Белыми стрелками схематично показаны потоки через границы морей.

В осенне-зимний период, когда температура воздуха понижается и начинаются образование и нарастание льда, происходит понижение температуры поверхностного слоя и увеличение его солёности. При этом температура воды подо льдом равна температуре замерзания для данной солёности. Ледообразование и охлаждение поверхностных вод вызывают плотностную конвекцию, которая выравнивает распределение температуры и солёности по вертикали. В некоторых местах на шельфе конвекция достигает дна. В результате этого в ряде мелководных районов морей Баренцева, Карского и Лаптевых наблюдается образование холодных плотных вод, которые формируют собственные донные воды морей и подпитывают слой холодного галокина Арктического бассейна.

Весной и летом происходит таяние льда, которое приводит к распреснению поверхностного слоя. На свободной ото льда акватории благодаря радиационному прогреву происходит постепенное повышение температуры поверхностного слоя. Эти процессы способствуют формированию устойчивой стратификации. В целом температура поверхностного слоя в летний период тесно связана с границей распространения ледяного покрова: она изменяется от положительных значений на юге, где лёд отсутствует, до 0 °С на севере, у кромки дрейфующих льдов.

Огромную роль в формировании и изменчивости гидрологического режима арктических морей играет их взаимодействие с прилегающими акваториями Норвежского и Берингова морей, а также Арктическим бассейном СЛО.

На западе в Баренцево море поступают теплые и солёные атлантические воды, которые во многом определяют его гидрологический режим, отличаясь большим теплозапасом и самой большой солёностью по сравнению со всеми остальными арктическими морями. По мере продвижения в Баренцевом море воды атлантического происхождения охлаждаются. Часть этих вод, поступающая в Карское море, влияет на его термохалинную структуру и в дальнейшем попадает в Арктический бассейн СЛО, где они распространяются на глубине, осуществляя вентиляцию глубинных слоев (Dmitrenko et al., 2009). Другая часть попадает в глубоководную часть Северного Ледовитого океана через северную границу Баренцева моря.

На востоке в южную часть Чукотского моря через Берингов пролив проникают воды тихоокеанского происхождения. Они оказывают значительное влияние не только на гидрологический режим и ледовитость Чукотского моря (Woodgate et al., 2010). Распространяясь за пределами Чукотского моря, тихоокеанские воды влияют на термохалинную структуру Арктического бассейна и частично на гидрологический режим Восточно-Сибирского моря.

На севере в арктические моря осуществляется заток холодных поверхностных арктических вод с несколько большей солёностью. В свою очередь, из арктических морей в Арктический бассейн СЛО поступают более распресненные воды, влияющие на поле плотности и вследствие этого на поверхностную циркуляцию в Арктическом бассейне.

Другим важным фактором, влияющим на гидрологический режим арктических морей, является большой положительный пресноводный баланс, связанный с поступлением пресных вод великих сибирских рек Оби, Енисея, Лены и других более мелких. Наибольший объём речного стока наблюдается в морях Карском и Лаптевых. По оценкам авторов работы Ivanov et al. (2003), которые приведены в табл. 5.1.1, объём годового речного стока пресных вод в моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское составляет 1318, 745, 229 и 31 км³ соответственно, что равно слою пресной воды в каждом море толщиной 152, 116, 24 и 13 см соответственно. Сток

**Статистические оценки составляющих пресноводного баланса вод арктических морей
(Ivanov et al., 2003)**

Море	Средняя глубина, м	Объем моря, тыс. км ³	Речной сток, км ³		Осадки минус испарение, км ³		Таяние льдов, км ³	
			Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО
Баренцево	220	282	163	—	—	—	—	—
Карское	75	112	1318	111	114	26	900	173
Лаптевых	540	353	745	72	84	22	592	184
Восточно-Сибирское	66	61	229	48	94	36	707	312
Чукотское	71	45	31	7	87	28	765	140
Бофорта	1004	480	397	48	55	14	1881	194

рек в Баренцево море мал. Отметим, что речной сток в арктическое море Бофорта превосходит поступление пресных вод в Восточно-Сибирское и Чукотское моря и несколько меньше речного стока в море Лаптевых (см. табл. 5.1.1).

Наибольший объем пресных вод, образующихся в результате таяния льдов, наблюдается в Карском море (см. табл. 5.1.1). Объемы пресных вод таяния льдов в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском равны соответственно 900, 592, 707 и 765 км³. Для сравнения укажем, что еще больший объем таяния льдов наблюдается в море Бофорта — 1881 км³. Из табл. 5.1.1 видно, что амплитуда и среднеквадратическое отклонение (СКО) объема пресных вод за счет таяния льда в несколько раз превосходят амплитуду и СКО стока рек, что свидетельствует о важной роли таяния льдов в межгодовых колебаниях термохалинного состояния арктических морей.

Летом речной сток и таяние льдов образуют зоны распреснения, размер которых значительно больше, чем в зимний сезон. Совместное влияние материкового стока и таяния льда является причиной образования большого скачка плотности (преимущественно за счет скачка солености) на глубине 5—20 м, который препятствует прогреву вод, располагающихся глубже него. Однако, по мнению Никифорова и Шпайхера (Никифоров и Шпайхер, 1980), роль речных вод этим не исчерпывается. Из-за разной плотности морских и речных вод в зоне их контакта возникает термохалинное течение, причем скорость его тем больше, чем больше градиент плотности фронтального раздела вод.

Твердые и жидкие атмосферные осадки и процессы испарения составляют малую часть в водном балансе арктических морей. Объем пресных вод за счет осадков минус испарение, по крайней мере, на порядок меньше суммарного речного стока и таяния льдов (см. табл. 5.1.1).

Преобладающий режим атмосферной циркуляции также оказывает влияние на термохалинную структуру арктических морей и ее изменчивость. В работе Никифорова, Шпайхера (1980) показано, что при циклоническом и антициклоническом типах атмосферной циркуляции в арктических морях формируются отличающиеся друг от друга распределения гидрологических характеристик и положение уровня в прибрежных районах.

Для получения представления об особенностях распределения температуры и солености вод в период 1986—2015 гг. были построены осредненные карты рас-

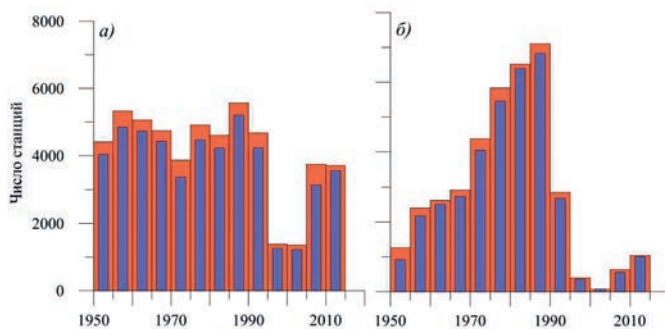


Рис. 5.1.2. Число океанографических станций по пятилетиям за период 1950—2015 гг. *а)* летний период (август — сентябрь), *б)* зимний период (март — май). Оранжевым цветом отмечено число данных измерений температуры воды, синим — солёности.

пределения температуры, солёности и плотности вод в зимний (март — май) и летний (август — сентябрь) периоды, вертикальные профили температуры и солёности в характерных точках каждого моря для тех же периодов и вертикальные разрезы температуры и солёности в арктических морях.

Построение карт, вертикальных разрезов и вертикальных профилей температуры и солёности производилось по данным базы океанографической информации ААНИИ для арктических морей. Общее число океанографических станций в зимний и летний периоды, которые были использованы в анализе, представлены гистограммами по пятилетиям на рис. 5.1.2. Отметим, что по сравнению с периодом 1950—1985 гг. число станций в 1986—2015 гг. было значительно меньше.

На рис. 5.1.3 показаны квадраты, в которых были произведены хотя бы три наблюдения за период исследования. Как видно из рисунка, покрытие морей данными наблюдений неравномерно в пространстве и во времени. Так, в летний период в северной части моря Лаптевых и центральном районе Восточно-Сибирского моря, а в зимний период в северо-западной части Баренцева моря океанографические наблюдения в 1986—2015 гг. не производились (см. рис. 5.1.3).

При построении карт распределения термohалинных характеристик на различных горизонтах для заполнения областей с отсутствием данных применялся интерполяционный метод. При этом дополнительно использовались не только данные наблюдений в арктических морях, но и данные натурных измерений в глубоководной части СЛО (см. рис. 5.1.3). В результате были получены осредненные карты и средние вертикальные профили температуры и солёности в характерных квадратах (осреднение в квадрате 50×50 км) для каждого моря, которые дают общее представление о доминирующих чертах термohалинной структуры арктических морей в зимний (март — май) и летний (август — сентябрь) периоды 1986—2015 гг.

Построение вертикальных разрезов гидрологических характеристик производилось с помощью программы ODV (Ocean Data View). Программа выбирала из базы данных в зоне шириной 60 км от начала до конца разреза гидрологические станции для зимнего и летнего сезонов. По этой выборке программа рассчитывала осредненные вертикальные профили температуры и солёности вдоль разреза для лета и зимы климатического периода 1986—2015 гг.

Главные черты распределения температуры, солёности и плотности в арктических морях таковы. Для зоны распространения вод атлантического происхождения в зимнее

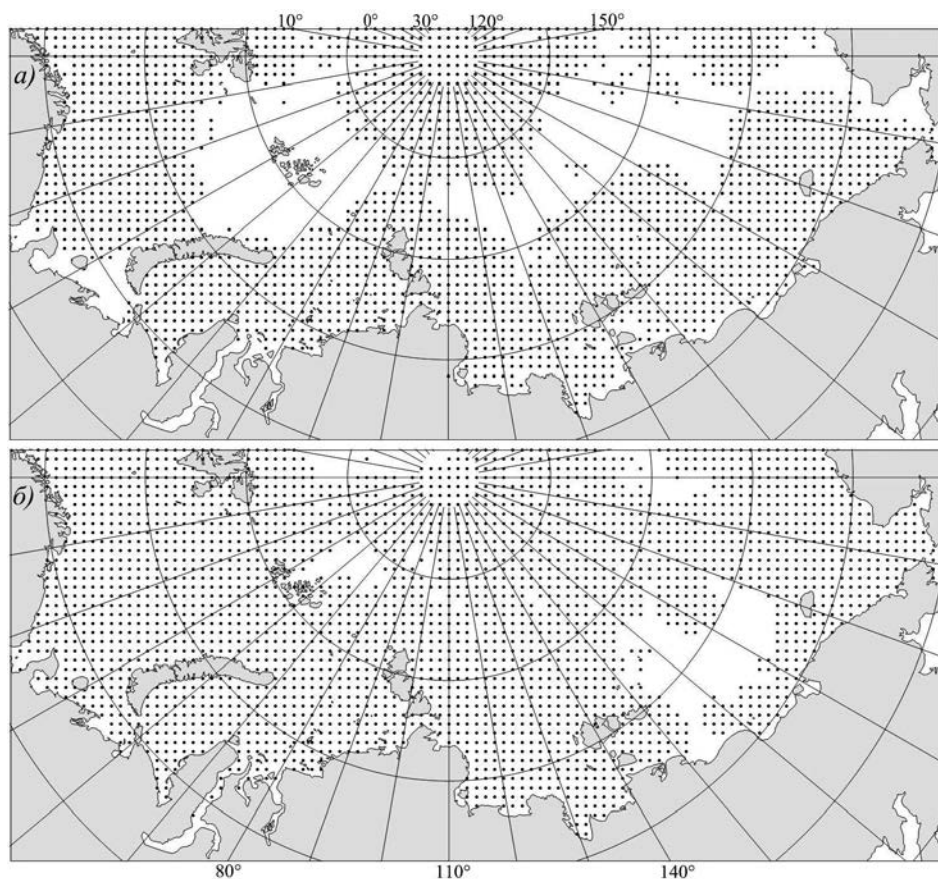


Рис. 5.1.3. Положения квадратов 50×50 км, в которых было произведено не менее трех наблюдений, за период 1986—2015 гг.

а) зимний период (март — май), *б)* летний период (август — сентябрь).

время в Баренцевом море характерными являются значения температуры поверхностного слоя выше $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 5.1.4 *а*), ареал которых занимает около трети акватории моря. Из распределения температуры в придонном слое (рис. 5.1.5 *а*) отчетливо видно, что воды атлантического происхождения норвежской ветви с температурой выше $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ зимой заполняют всю юго-западную область моря от поверхности до дна.

Зоны распространения вод тихоокеанского происхождения также легко идентифицируются на картах распределения термохалинных характеристик. Соленость тихоокеанских вод меньше, чем атлантических, но больше солености вод регионального происхождения. Ареал распространения тихоокеанских вод зимой условно ограничен зоной солености выше 32 psu (рис. 5.1.4 *б*), а летом — зоной солености выше 30 psu (рис. 5.1.4 *в*). Большие значения солености у дна (рис. 5.1.5 *б*, *в*) свидетельствуют о том, что тихоокеанские воды в южной части Чукотского моря заполняют бассейн от поверхности до дна.

Влияние речного стока прослеживается вблизи устьевых участков рек. Ареалы распространения распресненных вод, ограниченные соленостью 25 psu, отчетливо видны на картах солености в зимний и летний периоды.

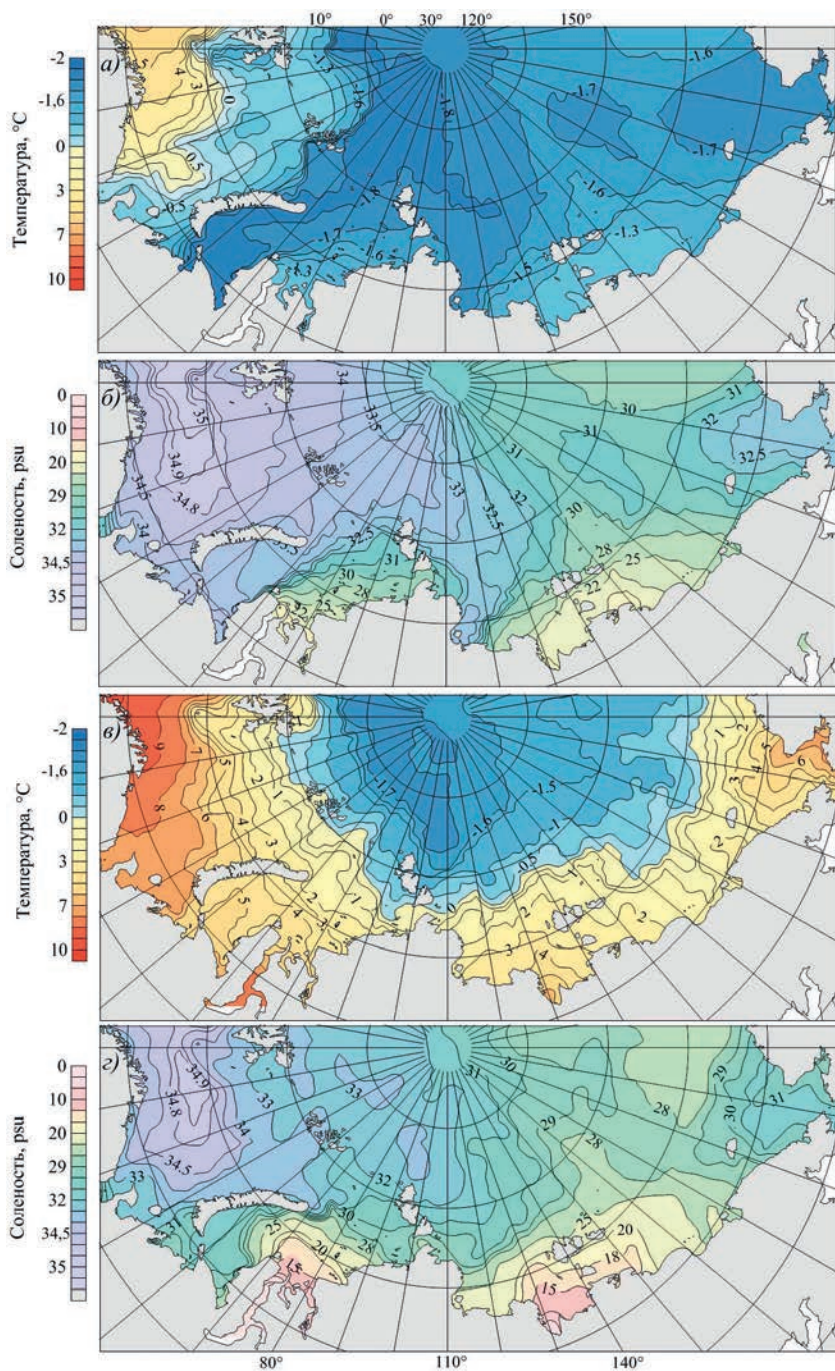


Рис. 5.1.4. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) на горизонте 5 м. а и б — зимний период (март — май), в и г — летний период (август — сентябрь).

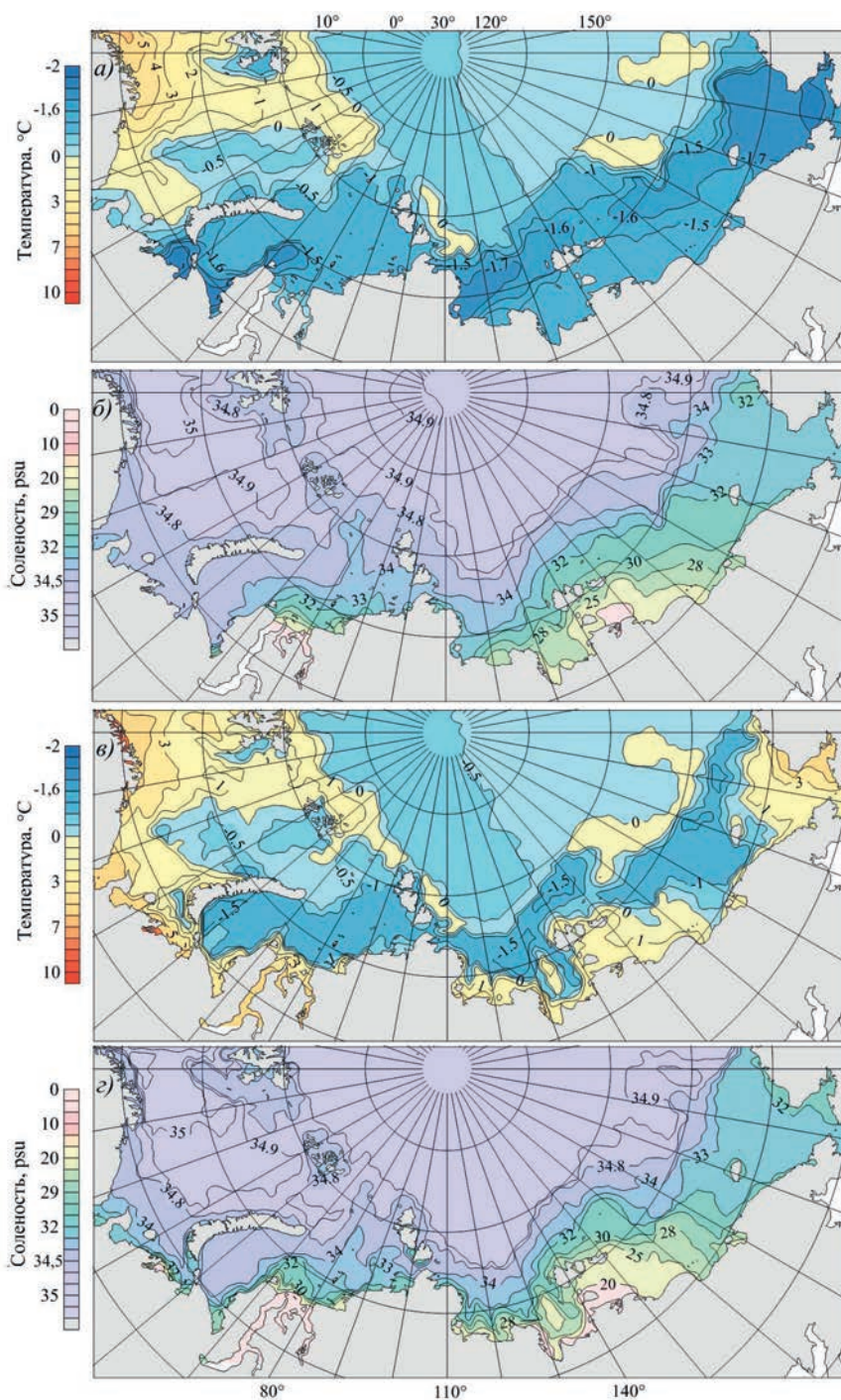


Рис. 5.1.5. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) у дна. а и б — зимний период (март — май), в и г — летний период (август — сентябрь).

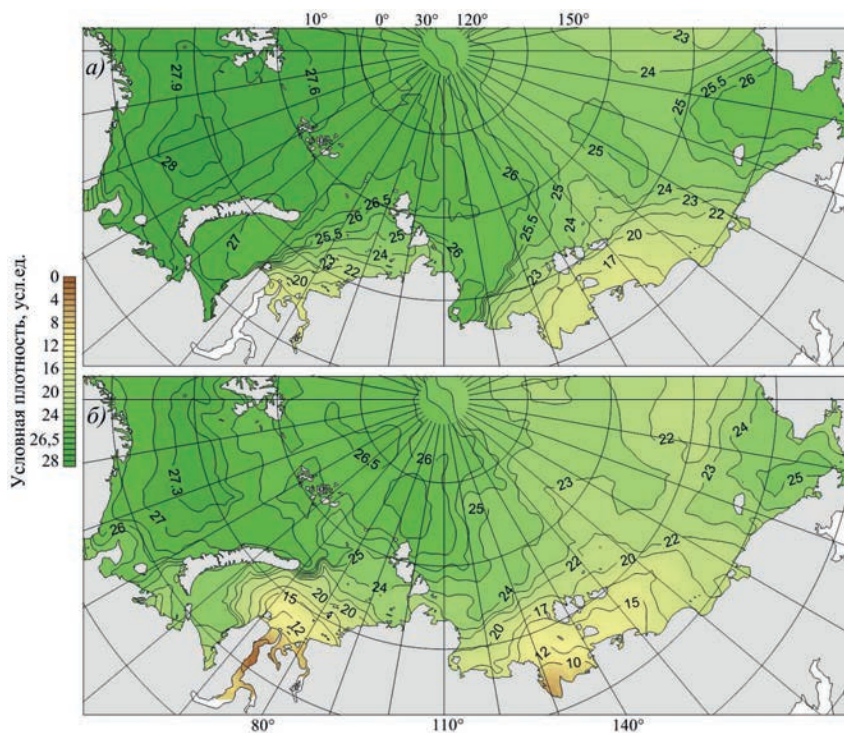


Рис. 5.1.6. Средняя за период 1986—2015 гг. плотность воды поверхностного слоя (глубина 5 м).

а) зимний период (март — май), *б)* летний период (август — сентябрь).

На северных границах морей температура и соленость в поверхностном слое близки к температуре и солености поверхностного слоя Арктического бассейна СЛО.

Плотность воды в арктических морях зависит преимущественно от ее солености повсюду за исключением Баренцева моря и прибрежных районов, хорошо прогретых в летний период. Из рис. 5.1.6 видно, что карта плотности воды в зимний период подобна карте солености (см. рис. 5.1.4). Плотность воды в Баренцевом море колеблется от 27,6 до 28,0 усл. ед. Наибольшие пространственные изменения плотности наблюдаются в устьевых районах морей Карского и Лаптевых: от 17 до 24 усл. ед. На северных границах этих морей плотность изменяется от 25,5 до 27,0 усл. ед. Сгущение изолиний плотности отображает положение фронтальных зон в поверхностном слое.

В Восточно-Сибирском море плотность увеличивается от 17 усл. ед. в юго-восточной части до 25 усл. ед. на западной и северо-западной границах моря. В Чукотском море плотность уменьшается от 26 усл. ед. в Беринговом проливе до 25 усл. ед. на северной и восточной границах.

Такие факторы, как прогрев и увеличение речного стока в летний период, приводят к значительному уменьшению значений плотности в устьевых областях. В юго-восточной части Баренцева моря плотность воды от зимы к лету уменьшается на 2 усл. ед., а в Карском море в устье рек Оби и Енисея и в море Лаптевых в Янском заливе — на 8—10 усл. ед. Сезонные амплитуды на северных границах этих морей не превышают в среднем 1 усл. ед.

Таким образом, наличие дрейфующего и припайного ледяного покрова в зимний период, фазовые переходы при образовании и таянии льда, короткий летний сезон (3—4 месяца), поступление больших объемов атлантических и тихоокеанских вод, а также пресных вод материкового стока, расположение морей на мелководном шельфе являются главными отличительными чертами арктических морей. Перечисленные факторы совместно с течениями, атмосферной циркуляцией и поступлением солнечной радиации определяют термохалинный режим арктических морей.

Ниже описываются региональные черты распределения температуры и солености в каждом из арктических морей. В океане по вертикальным профилям температуры, солености и других элементов выделяются четыре основных макромасштабных слоя воды, названных В.Н. Степановым (Степанов, 1974) структурными зонами: поверхностный, промежуточный, глубинный и придонный. В структурных зонах в определенных географических районах моря формируются крупные обособленные объемы вод с характерными комбинациями главных гидрологических элементов, которые называют водными массами. В термохалинных полях арктических морей также выделяются области, которые имеют отличительные особенности гидрологических характеристик и занимают определенное положение по глубине и в пространстве. Поэтому при анализе термохалинных полей будем использовать терминологию, принятую в океанологии (ГОСТ 18451-73 и 18458-73, 1973). Так, структурные зоны по вертикали в морях выделяются как поверхностный, промежуточный, иногда глубинный и донный слои, которые разделены фронтальными разделами с характерными для них большими градиентами или отличительными значениями гидрологических параметров. К водным массам будем относить большие объемы воды, соизмеримые с размерами моря, длительное время сохраняющие относительную однородность основных физических характеристик. Структурная зона, или выделенный слой воды может содержать несколько водных масс, отделенных переходными слоями — фронтами. В некоторых случаях будем выделять частные, локальные водные массы, а также их модификации — зимнюю и летнюю разновидности водной массы.

Для определения объема водных масс и их теплозапаса используется метод объемного анализа (Фролов и др., 2009), состоящий в следующем. В квадрате 50×50 км моря (см. рис. 5.1.3) в каждом метровом слое определяются средняя температура и соленость от поверхности до дна, и в ячейку $\Delta T|\Delta S$ таблицы заносится значение объема воды. Затем парциальные объемы суммируются и в таблице фиксируются ячейки, относящиеся к той или другой водной массе.

Аналогичным образом в парциальных объемах рассчитывается теплосодержание в килоджоулях (кДж) (реперная температура равна температуре замерзания при данной солености), накапливается в соответствующей ячейке $\Delta T|\Delta S$, затем суммируется для каждой водной массы.

5.1.2. Баренцево море

Баренцево море (рис. 5.1.7) — самое глубокое из всех арктических морей; оно не замерзает полностью даже в зимний период. Площадь моря составляет 1405 тыс. км², средний объем воды — 282 тыс. км³, средняя глубина — 220 м (Атлас Арктики, 1980). Рельеф дна моря представлен пересекающимися подводными возвышенностями, впадинами и желобами, которые оказывают большое влияние на циркуляцию вод. Баренцево море свободно сообщается с соседними бассейнами:

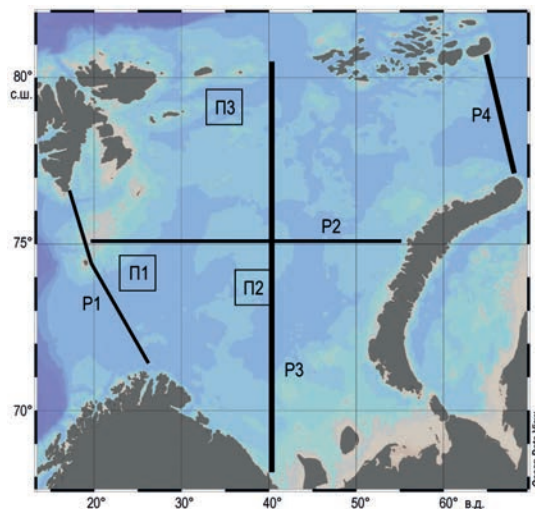


Рис. 5.1.7. Положение в Баренцевом море разрезов P1, P2, P3, P4 и квадратов П1, П2, П3, для которых были рассчитаны вертикальные профили температуры и солёности, осредненные для периода 1986—2015 гг.

на западе с Норвежским морем, на севере с Арктическим бассейном и на северо-востоке с Карским морем.

Главными факторами, влияющими на термохалинную структуру Баренцева моря, являются поступление теплых и соленых вод атлантического происхождения и интенсивное взаимодействие с атмосферой.

В северо-восточной части Норвежского моря поток Норвежского течения разделяется на Западно-Шпицбергенское течение, втекающее в Арктический бассейн СЛО через пролив Фрама, и Нордкапское течение, втекающее в Баренцево море между островом Медвежий и Скандинавским полуостровом.

Суммарный поток атлантических вод, вторгающихся через западную границу моря (разрез P1 на рис. 5.1.7), составляет около 3,2 Св (1 свердруп равен $10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). С основной струей Нордкапского течения в море поступает 2,0 Св, а с прибрежной струей — 1,2 Св вод атлантического происхождения (Smedsrud et al., 2013). За год в море поступает около 100 тыс. км³ атлантических вод, что несколько меньше половины объема всего моря. На отток вод из северо-западной части Баренцева моря в Норвежское приходится порядка 1,4 Св. Поток тепла атлантических вод в Баренцево море за год составляет в среднем около 70 тераватт (1 ТВт = 10^{12} Вт) (Smedsrud et al., 2013). Огромный теплотеплозапас атлантических вод и их интенсивная теплоотдача в зимний период оказывают влияние не только на гидрологический режим и ледовитость Баренцева моря, но также на локальные атмосферные процессы и атмосферные процессы в Северной Европе и Западной Сибири (Smedsrud et al., 2013). Отметим, что в сезонном изменении максимумы расхода вод и потока тепла приходятся на январь (2,8 Св и 70 ТВт), а минимум — на апрель (1,3 Св и 32 ТВт) (Smedsrud et al., 2010).

Вся юго-западная часть моря (рис. 5.1.8, 5.1.9) находится под влиянием атлантических вод, распространение которых носит струйный характер. Для этого района характерным является преобладание положительных значений температуры воды и высоких значений солёности (выше 34,8 psu) как в зимний период, так и в летний.

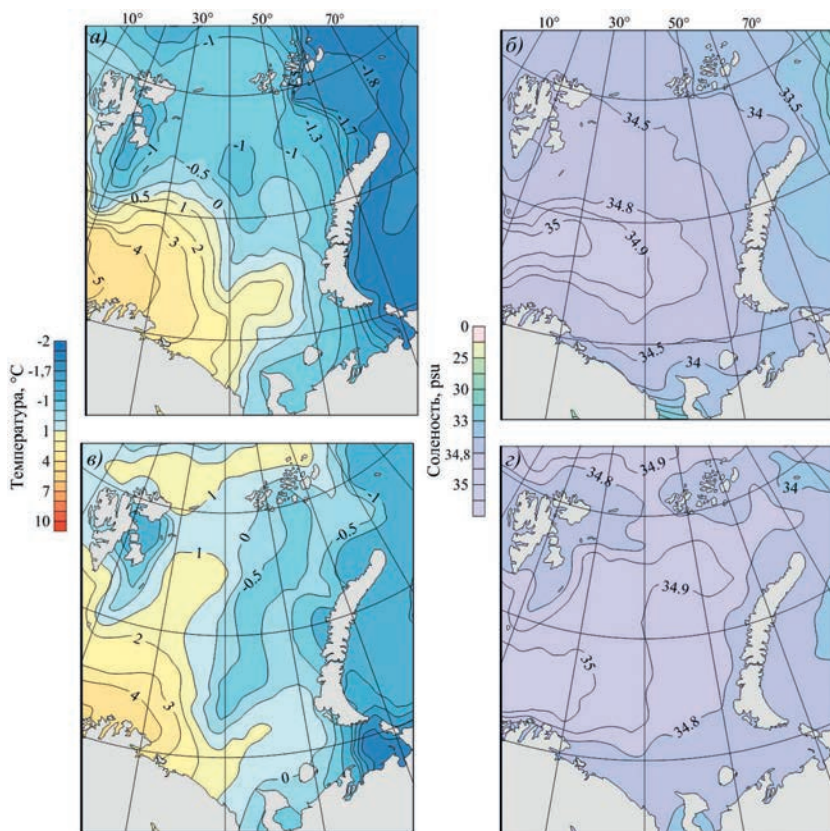


Рис. 5.1.8. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в зимний период (август — сентябрь).
а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

В целом температура воды здесь понижается в направлении с юга на север и с увеличением глубины. Воды с температурой выше 2 °C и соленостью более 34,8 psu называют *норвежской атлантической водной массой* (Oziel et al., 2016).

В зимний период эта водная масса на поверхности наблюдается в зоне 73—75° с.ш. от западной границы моря до меридиана 40° в.д. (см. рис. 5.1.8). В юго-западной части моря, у Кольского побережья, она располагается под *прибрежной водной массой*, или водной массой Норвежского прибрежного течения, характеризующейся значениями солености менее 34,8 psu и температуры выше 2 °C (Loeng, 1991; Oziel et al., 2016) от глубины 150—200 м до дна.

В районе от о-ва Медвежий до южной оконечности Шпицбергена атлантические воды заглубляются и занимают горизонты от 100—150 м до дна, над ними располагается *шпицбергенская водная масса* с характеристиками солености 34,4 psu < S < 34,8 psu и температуры 0 °C < T < 2 °C (рис. 5.1.10).

Область максимальных значений солености атлантических вод (более 35 psu) ограничена с востока меридианом 35° в.д. (область Центральной возвышенности и возвышенности Персея) и совпадает с распространением северной (основной) струи Нордкапского течения. В зимний период для западной части моря характер-

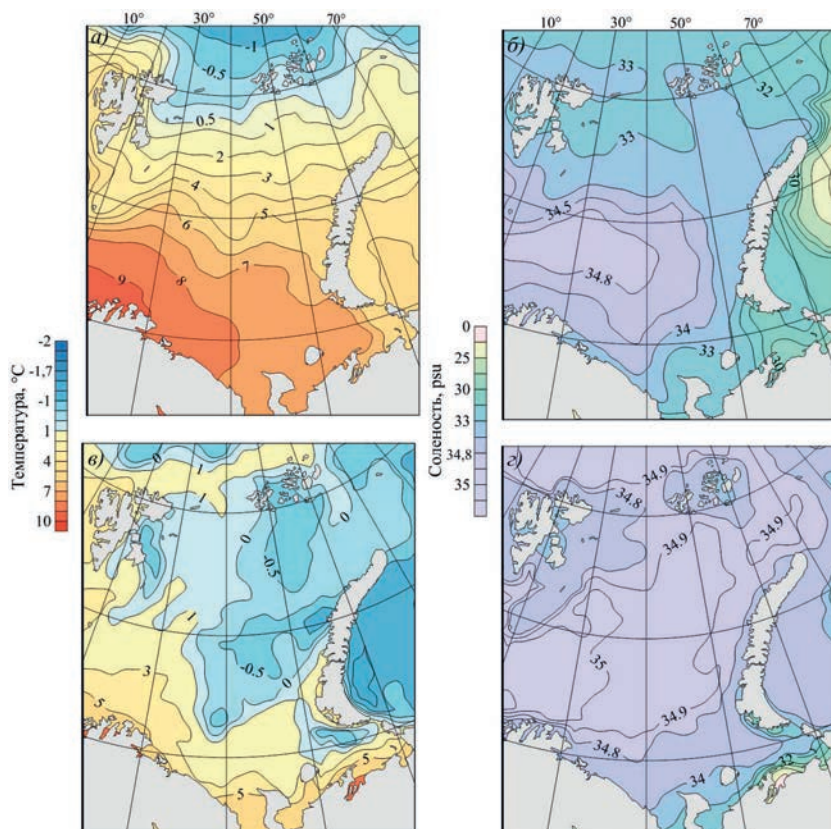


Рис. 5.1.9. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в летний период (август — сентябрь).
а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

но гомогенное распределение температуры и солености по вертикали (рис. 5.1.11). Значения солености близки к 35 psu, а изменение температуры не превышает 1,0—1,5 °C от поверхности до дна.

В районе параллели 73,5° с.ш. (рис. 5.1.12) ядро атлантических вод располагается на глубине около 170 м и распространяется до меридиана 37° в.д.

В летние месяцы соленость поверхностного слоя в зоне распространения атлантических вод на 0,1—0,3 psu меньше, чем в зимние. В западной части моря до меридиана 35° в.д. наблюдается поверхностный слой толщиной около 50 м, в котором температура составляет 6—8 °C, а соленость — 34,9—35,0 psu (рис. 5.1.13). С глубиной происходит понижение температуры до 2 °C у дна. Максимальные значения солености атлантических вод (более 35 psu) наблюдаются на глубине около 100 м, после чего соленость постепенно уменьшается ко дну до 35 psu.

Атлантическая вода, поступающая с Нордкапским течением в Баренцево море (так называемая баренцевоморская атлантическая вода, БАВ), сильно охлаждается по всей толще в зимний сезон. В зимние месяцы ее температура может достигать значений менее -1 °C. Это объясняется тем, что в сравнительно мелком Баренцевом море (средняя глубина 230 м) зимняя конвекция часто достигает дна, следствием

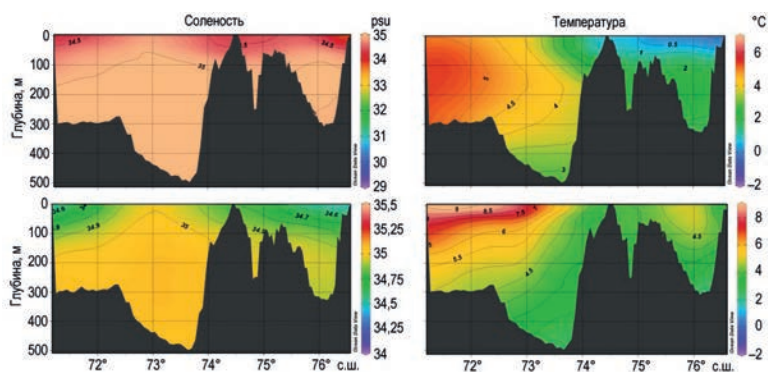


Рис. 5.1.10. Распределение температуры и солености на разрезе P1 в Баренцевом море от мыса Нордкап через о-в Медвежий к мысу Сёркапп (южная оконечность острова Западный Шпицберген), осредненных за период 1986—2015 гг. зимой (верху) и летом (внизу).

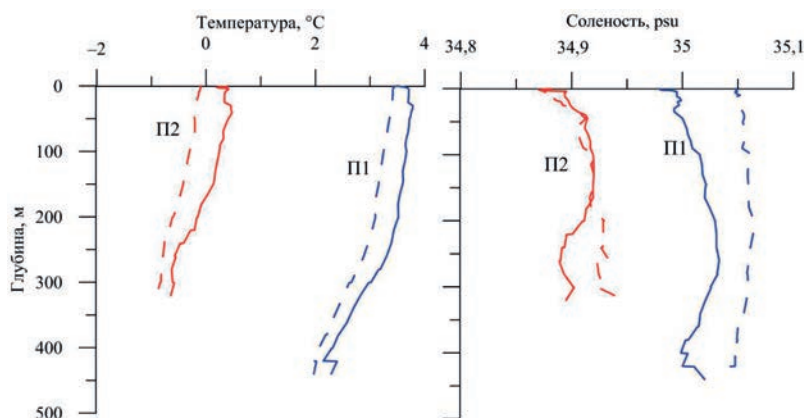


Рис. 5.1.11. Средние вертикальные профили температуры и солености в Баренцевом море зимой (март — май) в квадратах П1 и П2 по данным наблюдений за 1986—2015 гг.

Штриховые кривые — профили, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.
Расположение квадратов см. на рис. 5.1.7.

чего является интенсивная теплоотдача в атмосферу и низкая ледовитость моря (Årthun, 2012; Hakkinen, 1989). Основной сток БАВ из Баренцева в Карское море происходит через пролив между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа. В Карском море БАВ переносится на север вдоль восточного склона желоба Святой Анны, откуда попадает в Арктический бассейн (Кириллов, 2012).

Время транзита БАВ через Баренцево моря превышает 1 год, и вся поступающая с запада вода «зимует» на акватории моря, когда турбулентный теплообмен с атмосферой достигает экстремальных значений $500\text{--}600 \text{ Вт/м}^2$ (Hakkinen, 1989). В результате в северо-восточной части Баренцева моря на границе с Карским морем температура БАВ оказывается близкой к нулю или слабо отрицательной.

Атлантические воды проникают в Баренцевом море не только через западную границу, но и с севера, через желоба Виктория и Франц-Виктория, расположенные между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, и с северо-востока через желоб Святой Анны в северной части Карского моря. Это *фрамовская атлантическая водная масса* (ФАВ), температура которой превышает $0 \text{ }^\circ\text{C}$, а соленость состав-

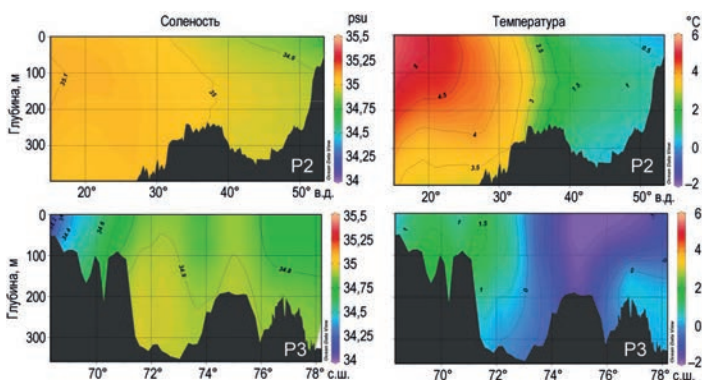


Рис. 5.1.12. Распределение температуры и солёности на разрезах P2 (73,5° с.ш.) и P3 (40° в.д.) в зимний сезон, осредненных за период 1986—2015 гг.

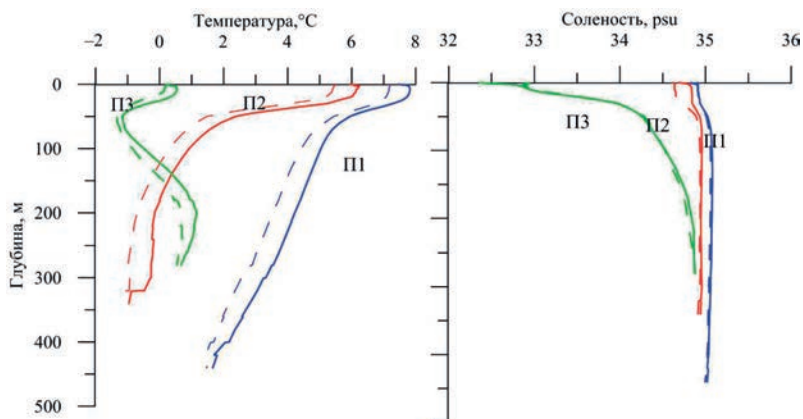


Рис. 5.1.13. Средние вертикальные профили температуры и солёности в Баренцевом море летом (август — сентябрь) в квадратах П1, П2, П3 по данным наблюдений за 1986—2015 гг.

Штриховые кривые — профили, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.
Расположение квадратов см. на рис. 5.1.7.

ляет более 34,8 psu. Характеристики этой водной массы отличаются от характеристик норвежской атлантической водной массы, поскольку атлантические воды, пересекая пролив Фрама и продвигаясь вдоль склона на восток, теряют тепло и соль. На границе с Карским море эта водная масса располагается на глубине от 100 м (рис. 5.1.14).

Термохалинные характеристики поверхностного слоя северо-западной части моря в зимний период тесно связаны с ледообразованием, положением кромки льдов и влиянием арктического поверхностного слоя. Среднее климатическое положение кромки льдов совпадает с положением нулевой изотермы, представленной на карте зимней температуры на горизонте 5 м (см. рис. 5.1.8). Температура воды на поверхности изменяется от положительных значений до $-1,2$ °C у южной оконечности архипелага Шпицберген и служит маркером положения и направления холодного течения Персея.

Солёность поверхностного слоя уменьшается в северном направлении от 34,8 до 34 psu. На севере моря летом в поверхностном слое толщиной около 20 м в результате таяния льда солёность уменьшается до 33,0 psu, а температура повышается до 0—1 °C (см. рис. 5.1.14, разрез P2). Эти воды с солёностью меньше 34,8 psu

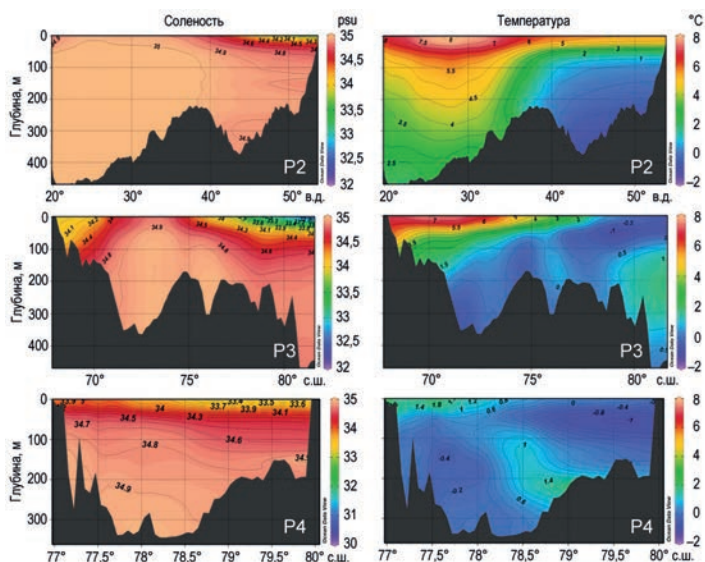


Рис. 5.1.14. Распределения температуры и солёности на разрезах P2, P3 и P4 в летний сезон, осредненных за период 1986—2015 гг.

и температурой ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в зимний период и ниже $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в летний период относят к *арктической водной массе* (АрВМ) (Oziel et al., 2016).

В южной, шельфовой части моря (разрез P3), где глубина не превышает 150 м, зимой температура от поверхности до дна положительная (в пределах $1,0\text{—}1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$), а солёность изменяется от 34,2 psu в прибрежной части до 34,9 psu на склоне шельфа. Близкое к вертикальному расположение изолиний гидрофизических характеристик свидетельствует о значительном вертикальном перемешивании вод в этом районе. Развитые процессы вертикального перемешивания характерны и для Печорского моря, где в зимний период формируются припай и дрейфующий ледяной покров. Нарастание льда сопровождается выделением соли и возникновением конвекции, которая на мелководье проникает до дна. Здесь зимой солёность воды увеличивается до 34,5 psu, а температура опускается ниже $-1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В летний период в юго-восточной части моря таяние льда, поступление пресных речных вод (р. Печора), летний прогрев формируют поверхностный слой толщиной 5—10 м с высокой температурой (до $7\text{ }^{\circ}\text{C}$) и малой солёностью в устье реки, а также образуется слой скачка плотности на глубине 10—20 м, под которым располагается донный слой, по своим характеристикам близкий к беломорской водной массе: солёность 32,0—34,5 psu и температура около $2\text{—}3\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, анализ показывает, что в зимний период отличительной особенностью термохалинной структуры на всей акватории Баренцева моря за исключением северных и северо-восточных районов является гомогенное или близкое к нему распределение гидрофизических характеристик по вертикали. Для летнего периода характерным является зональное распределение температуры воды.

Обобщая результаты анализа, термохалинную структуру Баренцева моря можно представить состоящей из нескольких водных масс, гидрологические характеристики которых представлены в табл. 5.1.2.

Характеристики водных масс Баренцева моря

Водная масса	S, psu	T, °C	Объем, тыс. км ³		Теплозапас, 10 ¹² кДж	
			Зима	Лето	Зима	Лето
Атлантическая норвежская	>34,8	>2	50	65	1436	2005
Прибрежная	<34,8	>2	13	35	378	1125
Шпицбергенская	34,4—34,8	0—2		19	160	227
Атлантическая фрамовская	>34,8	0—2	14			
Баренцевоморская	>34,8	<0	40	38	258	463
Арктическая	<34,8	<2	15	57	4	400

Макромасштабные сезонные изменения термохалинного состояния моря в климатический период 1986—2015 гг. оценим с помощью объемного анализа. В каждом квадрате (см. рис. 5.1.3) по средним за 1986—2015 гг. профилям определялась толщина водного слоя с температурой выше 0 °C, и сумма произведения площади квадрата на толщину слоя по всем квадратам составляла объем вод с заданной характеристикой. В этом же слое рассчитывался теплозапас, и суммирование по квадратам давало общий теплозапас исследуемых вод.

Общий теплозапас вод с положительной температурой в период с 1986 по 2015 г. для зимы получился равным $2560 \cdot 10^{12}$ кДж, а для лета — $4305 \cdot 10^{12}$ кДж, то есть в течение летнего сезона общий теплозапас вод с положительной температурой увеличивается в 1,7 раза, а амплитуда сезонного изменения теплозапаса Баренцева моря оценивается в $1745 \cdot 10^{12}$ кДж.

5.1.3. Карское море

Карское море на севере широко открыто к Арктическому бассейну СЛО, на западе граничит с Баренцевым морем, а на востоке — с морем Лаптевых (рис. 5.1.15). Рельеф дна неоднородный, большая часть моря лежит на материковой отмели со

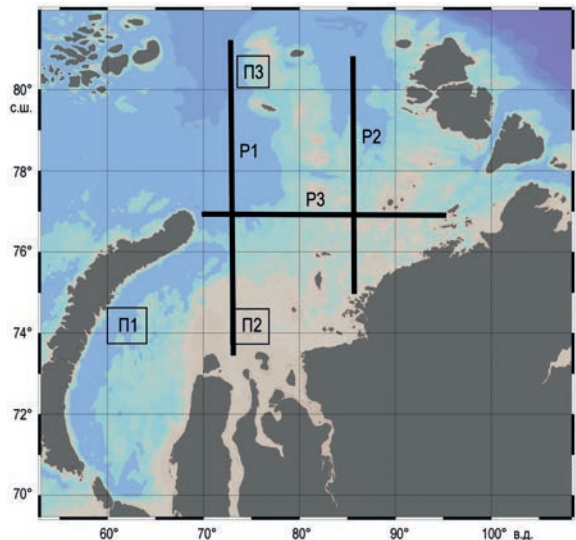


Рис. 5.1.15. Положение в Карском море разрезов P1, P2 (меридиональные), P3 (зональный) и квадратов П1, П2, П3, для которых были рассчитаны вертикальные профили температуры и солёности, осредненные для периода 1986—2015 гг.

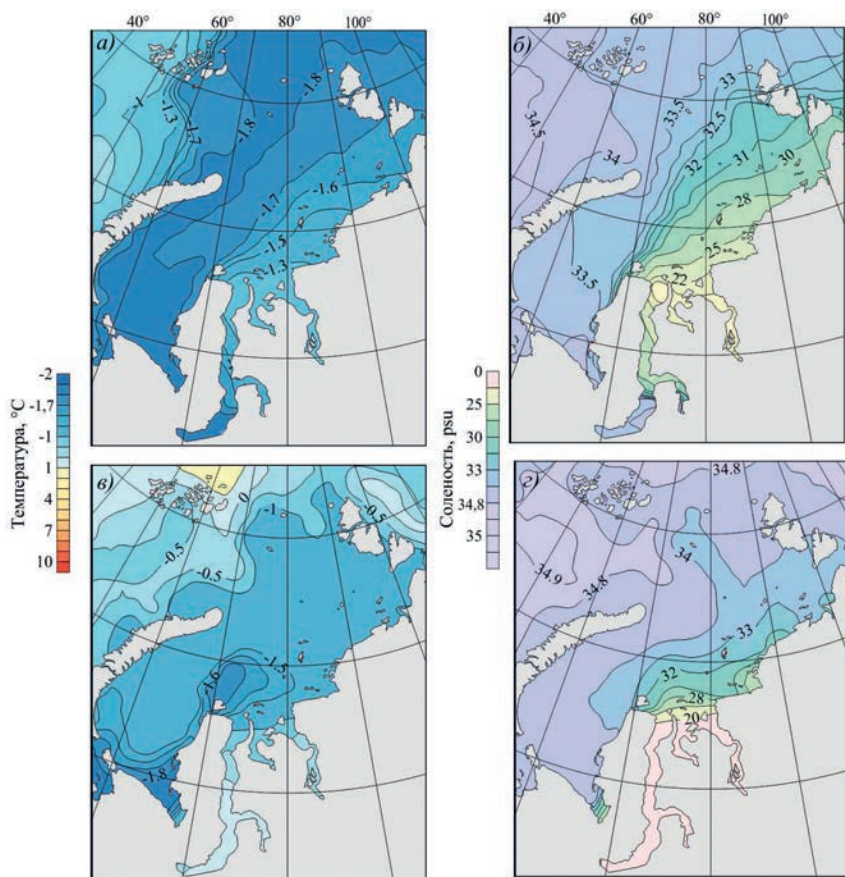


Рис. 5.1.16. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в зимний период (март — май).

а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

значениями глубины 20—70 м. В юго-западной части располагается глубоководный Новоземельский желоб, а северную часть прорезают желоба Святой Анны и Воронина. Площадь Карского моря составляет 885 тыс. км², объем вод — 112 тыс. км³, средняя глубина — 75 м, а наибольшая — 620 м (Атлас Арктики, 1980). Значительную часть года море покрыто льдом.

Большой речной сток, который превышает суммарный сток в остальные арктические моря (см. табл. 5.1.1), водообмен с Баренцевым морем на западной границе и с Арктическим бассейном СЛО на севере, более слабый водообмен с морем Лаптевых на востоке, а также циркуляция вод и взаимодействие с атмосферой формируют особенности распределения термохалинных характеристик в Карском море. Вытянутость изогалин в поверхностном слое в северо-восточном направлении (рис. 5.1.16 и 5.1.17) является отражением циркуляции вод, находящихся под действием атмосферной циркуляции (см. п. 5.4).

Поскольку в распределении температуры и солености наблюдаются определенные крупномасштабные структуры, анализ производился отдельно для следующих районов: юго-восточного, центрального шельфового, северного и западного.

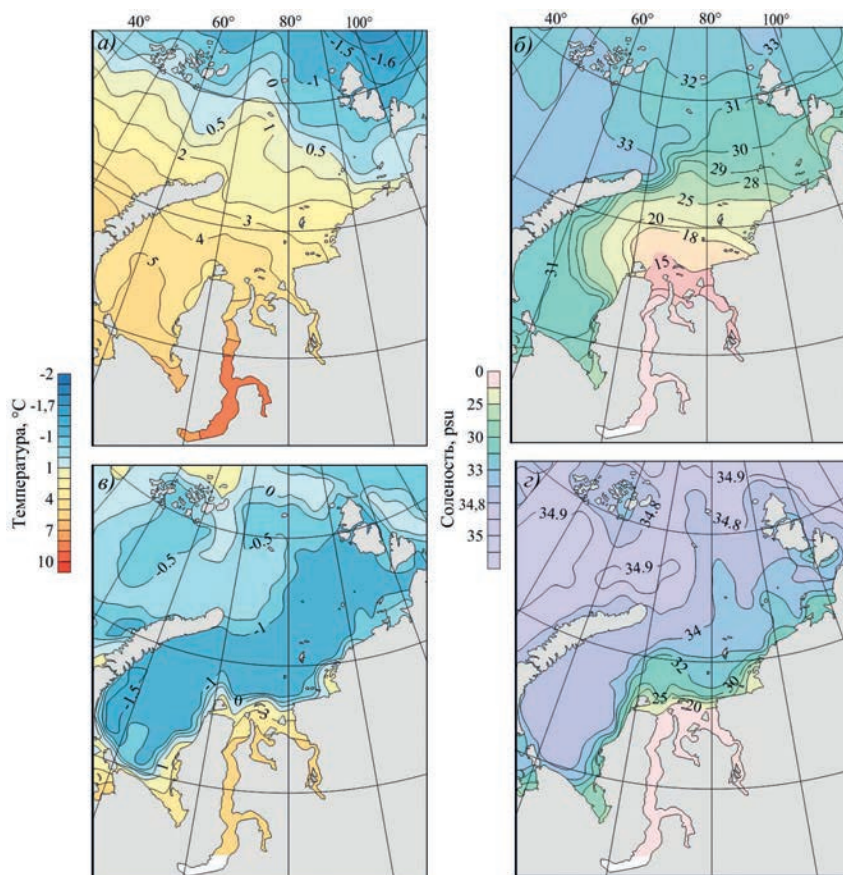


Рис. 5.1.17. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в летний период (август — сентябрь).

а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

В юго-восточной части Карского моря в зимний период соленость поверхностного слоя изменяется от 20 psu в устьевой зоне рек Оби и Енисей до значения 30 psu, которое можно условно принять за северную границу солонатовых вод (см. рис. 5.1.16). Поскольку зимой вся акватория моря покрыта льдами, то температура воды под ледяным покровом близка к температуре замерзания при данной солености, а направление изотерм близко к направлению изогалин. При этом наибольшие изменения термохалинных характеристик наблюдаются в верхнем слое толщиной 20—50 м (рис. 5.1.18).

В летний период в результате увеличения стока речных вод и процессов таяния льда происходит уменьшение солености поверхностного слоя в Обь-Енисейской устьевой области на 7—10 psu (до 12—15 psu) (см. рис. 5.1.17).

Вертикальная структура на шельфе преимущественно двухслойная: поверхностный слой и донный слой. Средние вертикальные профили термохалинных характеристик вблизи устьевой зоны рек Оби и Енисей (рис. 5.1.19) в зимнее время демонстрируют линейное увеличение солености от 27,5 psu на поверхности до 33,5 psu у дна, а значения температуры отрицательны по всей глубине с миниму-

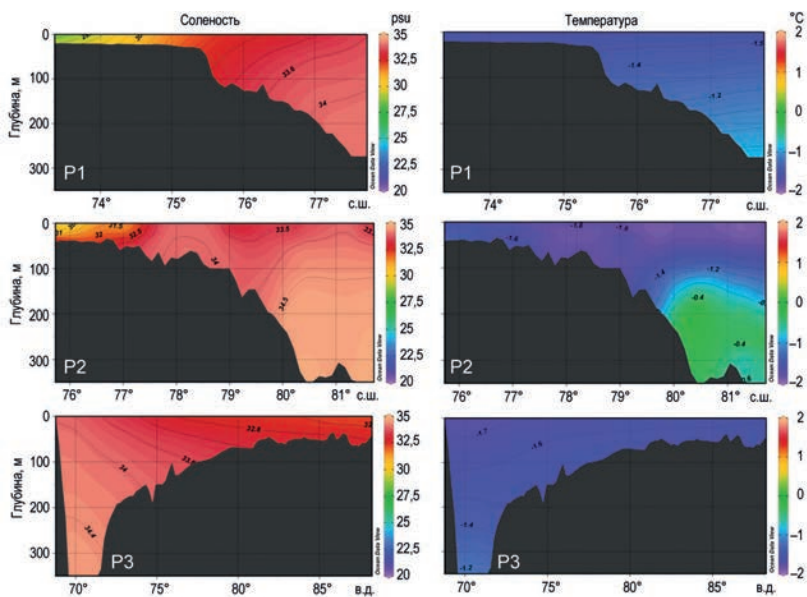


Рис. 5.1.18. Распределения солёности и температуры на меридиональных разрезах P1 (73° в.д.), P2 (86° в.д.) и широтном P3 (77° с.ш.) в зимний сезон.

мом примерно $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на горизонте 25 м. Такие воды с солёностью меньше 30 psu и температурой от $-1,6$ до $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 5.1.19) составляют *зимнюю поверхностную водную массу юго-восточной части* Карского моря. Под поверхностным слоем располагаются донные воды с солёностью более 28 psu и температурой ниже $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Эти воды относятся к *зимней донной водной массе юго-восточной части* Карского моря.

В летний период вблизи устьевой зоны рек Оби и Енисей в поверхностном слое толщиной 10 м солёность составляет 14—22 psu, а температура — от 3,8 до 1,86 $^{\circ}\text{C}$, и под этим слоем располагается пикноклин толщиной около 10 м (рис. 5.1.20, 5.1.21). Поверхностный слой с солёностью меньше 30 psu и температурой выше $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ составляет *летнюю поверхностную водную массу юго-восточной части* Кар-

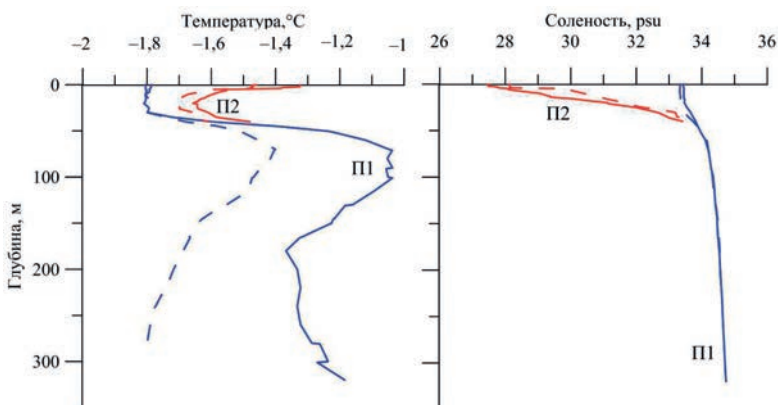


Рис. 5.1.19. Средние вертикальные профили температуры и солёности в Карском море зимой (март — май) в квадратах П1 и П2 по данным наблюдений за 1986—2015 гг.

Штриховые кривые — профили температуры и солёности, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.

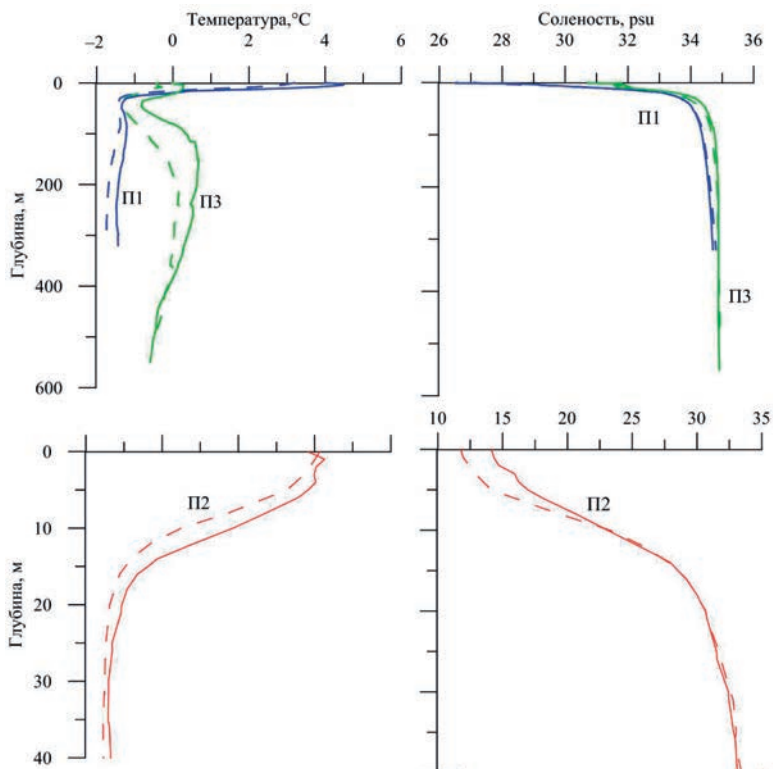


Рис. 5.1.20. Средние вертикальные профили температуры и солёности в Карском море летом (август — сентябрь) в квадратах П1, П2, П3 по данным наблюдений за 1986—2015 гг. Штриховые кривые — профили температуры и солёности, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.

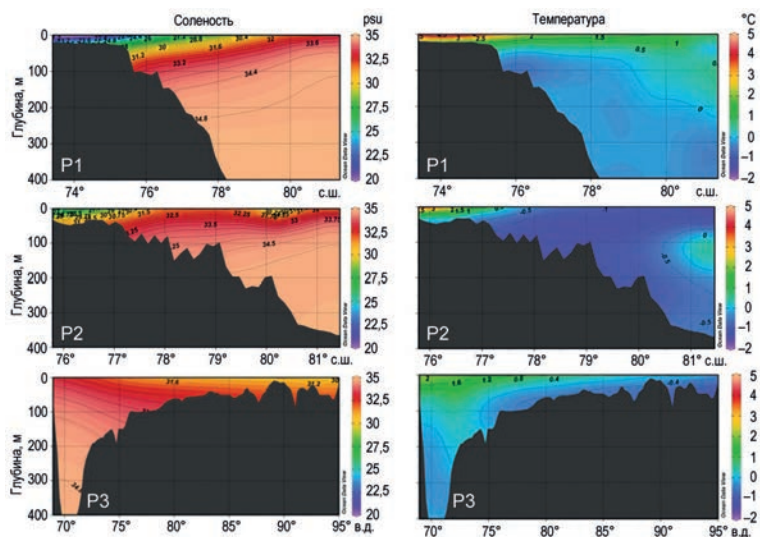


Рис. 5.1.21. Распределения солёности и температуры на меридиональных разрезах P1 (73° в.д.), P2 (86° в.д.) и широтном P3 (77° с.ш.) в летний сезон.

ского моря. Под пикноклином до дна соленость изменяется от 30,6 до 33,1 psu, а температура — от $-1,35$ до $-1,06$ °C.

В донном слое соленость изменяется от 25 до 34 psu, а температура — от $-1,35$ до $1,0$ °C (см. рис. 5.1.17, 5.1.20 — 5.1.21). Этот донный слой называется *летней донной массой юго-восточной части* Карского моря.

В *центральной зоне моря на шельфе* соленость поверхностного слоя увеличивается в северо-западном направлении от 30 до 33,5 psu, а температура понижается от $-1,5$ до $-1,8$ °C (см. рис. 5.1.16). Эти воды относятся к *зимней поверхностной водной массе центральной части* Карского моря. Эта водная масса располагается не только в центральной части моря, но и вытягивается в северо-восточном направлении вокруг арх. Северная Земля. Толщина поверхностного слоя (см. рис. 5.1.18, разрез P2) составляет 10—30 м. В широтной зоне $76,5$ — $79,0$ ° с.ш. наблюдается близкое к гомогенному распределение гидрологических характеристик во всей толще вод, что свидетельствует о существовании в этом районе глубокой зимней конвекции, проникающей до дна моря. Чаще всего это наблюдаются на шельфе в районе Центральной Карской возвышенности, где глубина не превышает 70—100 м. Севернее параллели 79 ° с.ш. поверхностный слой восстанавливается (толщина до 50 м). Под поверхностной водной массой находится донный слой, отделенный слабым скачком плотности. Соленость и температура у дна (см. рис. 5.1.16, 5.1.18) варьируют в пределах 32—34 psu и $-1,0$... $-1,6$ °C. Это *зимняя донная водная масса центральной части* Карского моря.

В летний период в центральной зоне и севернее соленость в поверхностном слое увеличивается в северо-западном направлении от 30 до 32 psu, а температура понижается от $1,0$ до $-1,0$ °C (см. рис. 5.1.17). Эти воды поверхностного слоя Карского моря относятся к *летней поверхностной водной массе центральной части* Карского моря. Толщина поверхностного слоя составляет 10—20 м (см. рис. 5.1.21, разрез P2). На шельфе под этой водной массой находится донный слой с соленостью 32—34 psu и температурой от 0 до $-1,5$ °C, который относится к *летней донной массе центральной части* Карского моря.

В *северной зоне* на температуру и соленость поверхностного слоя оказывают влияние воды Арктического бассейна СЛО. Через северную границу в море проникает АрВМ. Толщина поверхностного слоя в зимний период составляет 20—40 м, а температура — около $-1,8$ °C, соленость превышает 33,5 psu. В летний период температура на поверхности достигает положительных значений, а соленость уменьшается на 1—2 psu по сравнению с зимой (см. рис. 5.1.18, 5.1.20).

На глубине через северную границу моря, где расположены желоба Святой Анны (глубина до 620 м) и Воронина (глубина до 270 м), происходит заток ФАВ. В районе желоба Святой Анны атлантические воды располагаются на глубине от 100—150 до 300—400 м (температура от 0 до $1,5$ °C, соленость более 34,8 psu, см. рис. 5.1.18, 5.1.21), а в желобе Воронина — на глубине 150—250 м (температура 0 — $0,5$ °C, соленость около 34,8 psu).

У дна вдоль желоба Святой Анны располагается БВМ (температура от 0 до $-0,5$ °C, соленость около 34,89 psu), которая проникает в Карское море и вдоль восточного склона желоба Святой Анны вторгается в Арктический бассейн СЛО (Dmitrenko et al., 2015).

На западе моря, от арх. Земля Франса Иосифа до арх. Новая Земля, распределение температуры и солености отражает взаимодействие Карского моря с Ба-

ренцевым. Между северной оконечностью арх. Новая Земля и арх. Земля Франца Иосифа температура и соленость поверхностного слоя в зимний и летний периоды близки к соответствующим характеристикам АрВМ (см. рис. 5.1.16 — 5.1.17) (более подробно описание дано в п. 5.1.2, разрез Р4).

В Новоземельском желобе зимой от поверхности до глубины 20 м соленость слабо изменяется в пределах 33,4—33,5 psu, а температура составляет около $-1,8$ °С (рис. 5.1.19). Эти воды со значениями солености 33,4—34 psu и температуры от $-1,7$ до $-1,8$ °С относятся к *зимней поверхностной водной массе западной части* Карского моря. Летом здесь температура поверхностного слоя достигает 3 — 5 °С, а соленость — 31 psu (см. рис. 5.1.17). Эту водную массу с положительными значениями температуры и соленостью 31—33 psu относят к *летней поверхностной водной массе западной части* Карского моря.

Под поверхностной водной массой в Новоземельском желобе происходит повышение температуры воды до $-1,05$ °С на глубине 80—120 м, а затем ее понижение до глубины 180 м. Этот слой является сильно трансформированной атлантической водой, распространяющейся на горизонтах 100—200 м от желоба Святой Анны (см. рис. 5.1.18).

Глубже залегают *донная водная масса западной части* Карского моря с соленостью 34—34,7 psu и температурой ниже -1 °С (см. рис. 5.1.19 — 5.1.20), которая сформировалась преимущественно из баренцевоморских вод, поступающих в Новоземельский желоб через Карские Ворота и с севера вдоль его восточного склона. По пути распространения происходит трансформация баренцевоморских вод, и соленость донных вод Новоземельского желоба несколько отличается от солености баренцевоморских вод. Донные воды в зимний период подпитываются также холодными солеными водами, образовавшимися при нарастании льда в этом районе. Глубокая зимняя конвекция может развиваться у восточных берегов арх. Новая Земля, чему способствует большая начальная соленость поверхностного слоя, интенсивная теплоотдача при образовании полыней в этой зоне и осолонение в результате нарастания льда и образования нового льда в полынях.

Таблица 5.1.3

Характеристики водных масс Карского моря

Водная масса	S, psu		T, °C		Объем, тыс. км ³		Теплозапас, 10 ¹² кДж	
	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето
Поверхностная юго-восточной части	< 30	< 30	< $-1,2$	> 1				
Донная юго-восточной части	28—33	25—34	< $-1,6$	$-1,4...1,0$				
Поверхностная центральной части	30—33,5	30—32	< $-1,5$	$-1,0...1,0$				
Донная центральной части	32—34	32—34	< $-1,0$	< 0	59	59	127	415
Поверхностная западной части	33,5—34	31—33	< $-1,7$	> 0				
Донная западной части	34—34,7	34—34,7	< $-1,0$	< $-1,0$				
Атлантическая фрамовская	> 34,8	> 34,8	> 0	> 0	1	38	6	318
Баренцевоморская	> 34,8	> 34,8	$-0,5...0,0$	$-0,5...0,0$				
Арктическая	< 34,8	< 34,8	< 2	< 2				

В табл. 5.1.3 представлены обобщенные результаты анализа термохалинной структуры Карского моря — характеристики основных водных масс.

Поскольку градации солёности и температуры водных масс на шельфе моря пересекаются, то не представляется возможным рассчитать объём и теплосодержание для каждой отдельной массы методом объёмного анализа. Поэтому поверхностные и донные водные массы были объединены в одну группу, и суммарный теплозапас представляет собой термодинамическую характеристику шельфовой части Карского моря.

Теплозапас рассчитывался от температуры замерзания при данной солёности. Изменение теплозапаса для поверхностного и донного слоев в Карском море от зимы ($127 \cdot 10^{12}$ кДж) к лету ($415 \cdot 10^{12}$ кДж) составило $288 \cdot 10^{12}$ кДж, т. е. теплозапас увеличился в два раза. Сравнивая с сезонным изменением теплосодержания вод Баренцева моря (см. п. 5.1.2), можно отметить, что сезонное изменение теплозапаса Карского моря почти в шесть раз меньше изменений теплозапаса Баренцева моря.

Оценки объёмов и теплозапаса атлантической и трансформированной атлантической водных масс представляют нижний предел величин, поскольку данные наблюдений не покрывали зону распространения этих вод в северной части моря.

5.1.4. Море Лаптевых

Море Лаптевых на севере широко открыто к Арктическому бассейну СЛО, на западе сообщается с Карским морем через узкие проливы Вилькицкого, Шокальского и Красной Армии, а на востоке связано с Восточно-Сибирским морем мелководными проливами Санникова и Дмитрия Лаптева. Площадь моря составляет 662 тыс. км², объём вод — 353 тыс. км³, средняя глубина — 540 м. Рельеф дна неоднородный, выделяется несколько желобов, невысоких возвышенностей и банок. Более половины южной части моря занимает материковая отмель с глубиной до 50—70 м (рис. 5.1.22). В юго-восточной части мелководный шельф пересечен подводными долинами рек Лены и Яны, в западной части моря в рельефе дна также отмечаются неоднород-

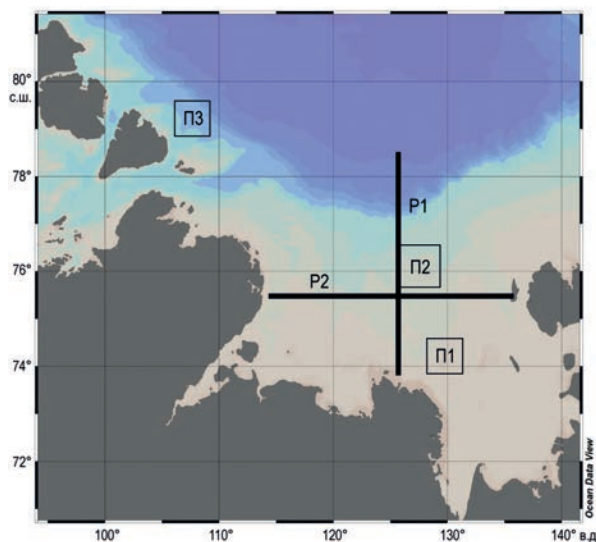


Рис. 5.1.22. Положение в море Лаптевых разрезов P1, P2 и квадратов П1, П2, П3, для которых были рассчитаны вертикальные профили температуры и солёности, осредненные для периода 1986—2015 гг.

ности. На севере дно круто обрывается к ложу океана и глубина составляет порядка одного километра (около 20 % площади моря), а максимальная глубина достигает 3385 м. Материковый склон прорезан глубоководным желобом Садко, к северу переходящим в котловину Нансена (Атлас Арктики, 1980).

Пространственное распределение температуры и солености в море Лаптевых является результатом поступления речных вод, водообмена с соседними бассейнами, таяния и нарастания льда, а также влияния циркуляции вод и взаимодействия с атмосферой. Несмотря на то что речной сток почти в два раза меньше, чем в Карском море (см. табл. 5.1.1), под его преимущественным влиянием в юго-восточной части моря сформировалась большая зона распресненных вод (рис. 5.1.23 и 5.1.24). На поверхности моря северной границей солоноватых вод могут служить изогалины 28—30 psu, отделяющие поверхностный слой солоноватых вод юго-востока от более соленых вод центрального района моря. Северо-восточное и восточное направления изогалин сопряжены с преобладающим направлением течений от устьевой зоны рек Лены и Яны на север и на восток, в Восточно-Сибирское море (см. п. 5.4).

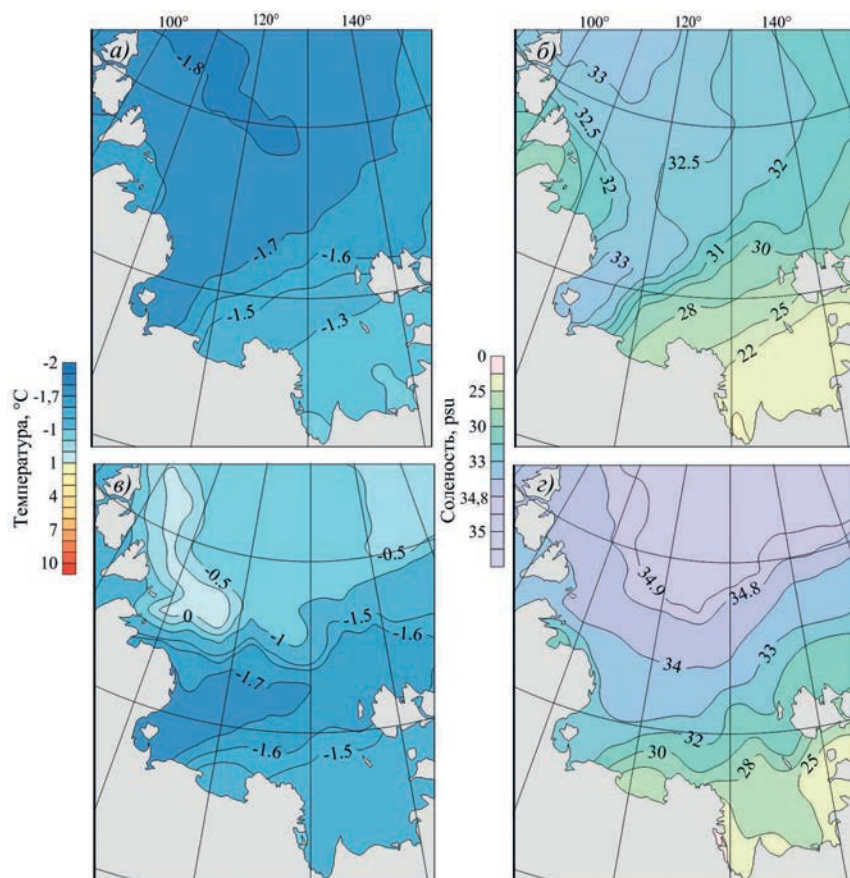


Рис. 5.1.23. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в зимний период (март — май).

а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

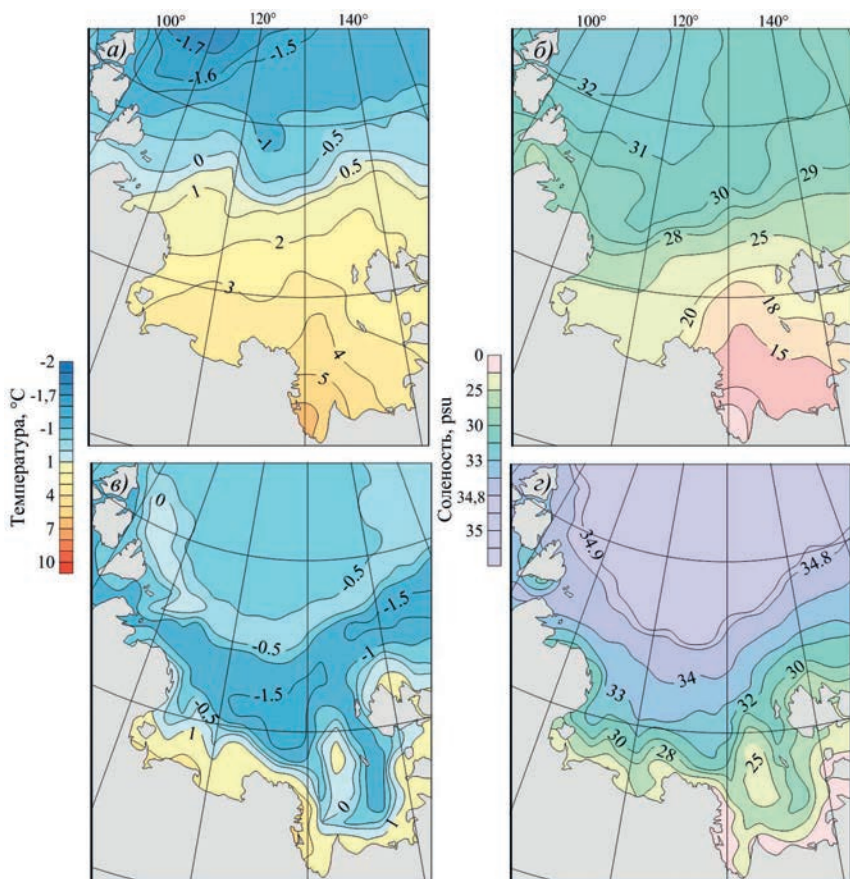


Рис. 5.1.24. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в летний период (август — сентябрь).

а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

В юго-восточной зоне моря в зимний период для поверхностного слоя, толщина которого всего несколько метров, характерны пониженные значения солености (менее 25—26 psu) связанные со стоком речных вод и отрицательные значения температуры (рис. 5.1.23, 5.1.25). Под поверхностным слоем температура линейно понижается, а соленость увеличивается ко дну, что позволяет сделать вывод о сохранении в зимний период устойчивой стратификации, сформировавшейся благодаря поступлению пресных речных вод.

В северном направлении от устья реки Лены толщина поверхностного слоя увеличивается. Границы солоноватой области моря отчетливо проявляются в виде сгущения изогалин на широте 75,5° с. (рис. 5.1.26, разрез Р1) и на долготе 126° в. (рис. 5.1.26, разрез Р2).

Воды поверхностного слоя солоноватой зоны, в котором соленость составляет 30 psu, а температурой изменяется в пределах $-1,6 \dots -1,2$ °С, отнесены к *зимней поверхностной водной массе юго-восточной части моря Лаптевых*.

В летний период в юго-восточной части моря температура поверхностного слоя повышается на 3—4 °С в устьевых зонах рек Лены и Яны и на 6—7 °С в устье реки

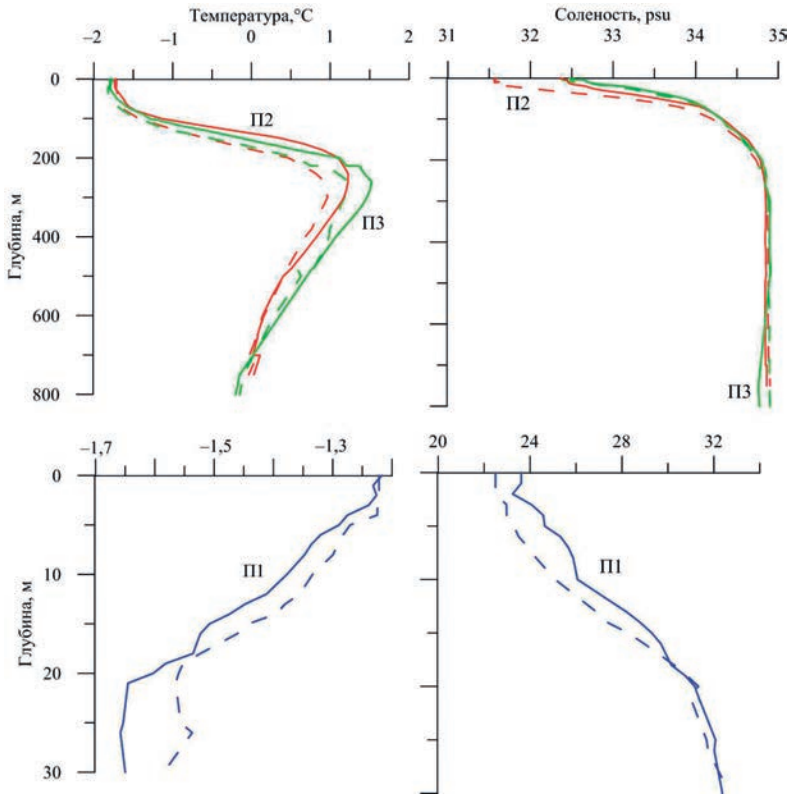


Рис. 5.1.25. Средние вертикальные профили температуры и солёности в море Лаптевых в квадратах П1, П2, П3 зимой (март — май) по данным наблюдений за 1986—2015 гг. Штриховые кривые — профили температуры и солёности, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.

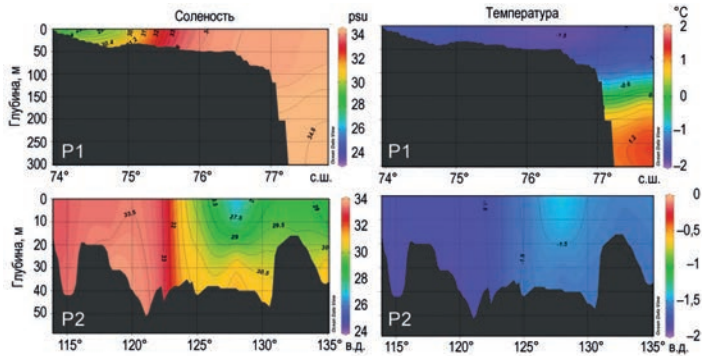


Рис. 5.1.26. Распределение температуры и солёности на разрезе P1 вдоль меридиана 126° в.д. и P2 вдоль широты 75,50° с.ш. в зимний сезон.

Хатанги, а солёность уменьшается на 5—7 psu по сравнению с зимой. Также по сравнению с зимой за счет роста стока рек и поступления талых вод при интенсивном таянии льдов происходит значительное увеличение площади области солонатовых вод. Вблизи устья реки Лены (глубина 40 м) летом в поверхностном слое толщиной

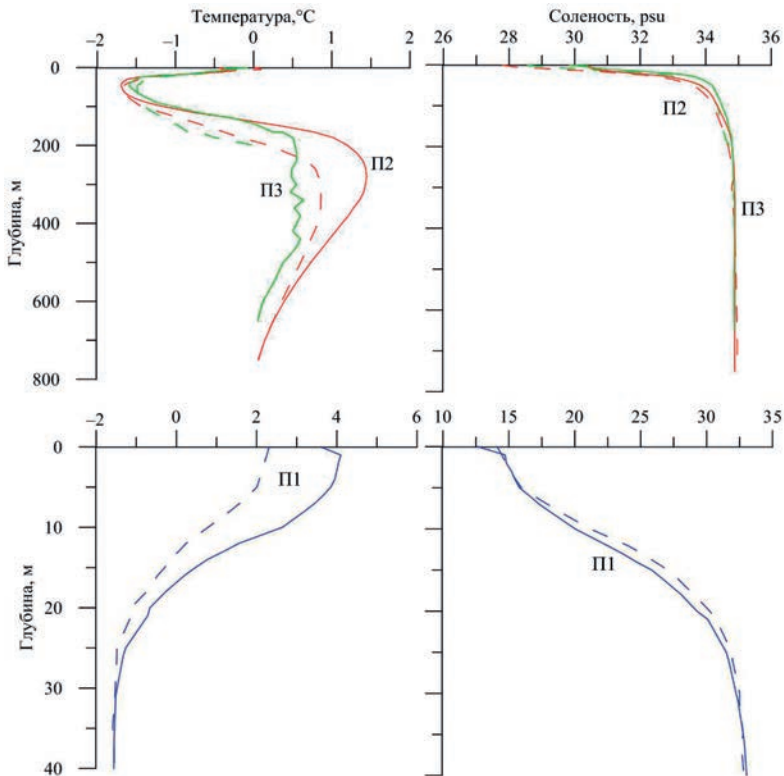


Рис. 5.1.27. Средние вертикальные профили температуры и солёности в море Лаптевых в квадратах П1, П2, П3 летом (август — сентябрь) по данным наблюдений за 1986—2015 гг. Штриховые кривые — профили температуры и солёности, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.

7—10 м солёность достигает 14—22 psu, а температура — 1—4 °С. На глубине 12 м наблюдается скачок плотности, глубже которого солёность увеличивается, а температура понижается, достигая у дна 32 psu и $-1,56$ °С соответственно (рис. 5.1.27).

При продвижении на север от устья реки Лены толщина поверхностного слоя уменьшается до 5 м на широте $77,2^\circ$ с. (рис. 5.1.28). Западная граница солоноватых

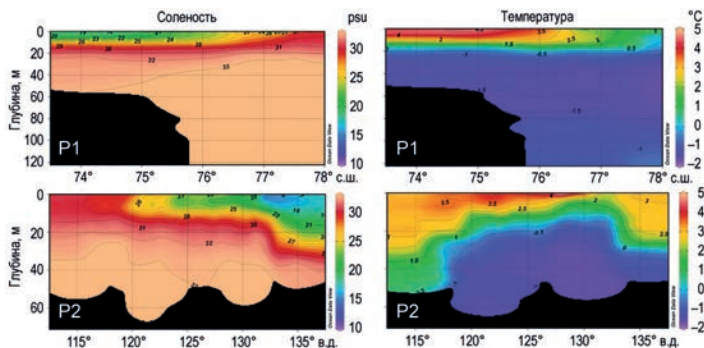


Рис. 5.1.28. Распределение температуры и солёности на разрезе П1 вдоль меридиана 126° в.д. и П2 вдоль широты $75,50^\circ$ с.ш. в летний сезон.

вод ограничена меридианом 120° в.д. Поверхностный слой юго-восточной части моря, где соленость составляет 10—28 psu, а температура превышает 1,5 °С, является *летней поверхностной водной массой юго-восточной части* моря Лаптевых.

Под слоем пикноклина в юго-восточном районе моря донный слой в зимний период характеризуется близким к гомогенному распределением температуры (в среднем значения ниже –1,6 °С). При этом соленость постепенно увеличивается ко дну до значений 33 psu. Донные воды с соленостью от 25 до 33 psu и температурой ниже –1,6 °С отнесены к *зимней донной водной массе юго-восточной части* моря Лаптевых.

От зимы к лету на мелководье соленость в придонном слое уменьшается на 1—3 psu, а температура повышается на 1—2 °С. К востоку от меридиана 120° в.д., в районах, где глубина превышает 20—25 м, температура воды под пикноклином быстро понижается и у дна достигает –1,5 °С. Соленость этого донного слоя равна 31—33 psu. Этот слой сформировался в зимний период, и из-за большой стратификации летние процессы не могут его значительно трансформировать. В результате в летнее время в придонных горизонтах сохраняется чаша холодных вод, являющихся остатками вод зимнего происхождения. Таким образом, в *летней донной водной массе* юго-восточной части моря Лаптевых соленость и температура изменяются в пределах 20—33 psu и –1,5 ... 0 °С соответственно.

На севере, к востоку от о-ва Комсомолец (арх. Северная Земля), поверхностный слой, толщина которого достигает 15—20 м, в зимний и летний периоды занимает АрВМ с соленостью выше 32 psu и отрицательными значениями температуры. Ареал распространения этой массы в море Лаптевых во многом определяется циркуляцией: в западной части моря наблюдается циклоническая циркуляция, благодаря которой происходит заток поверхностных вод Арктического бассейна СЛЮ вдоль арх. Северная Земля на юг.

В глубоководной северо-западной и центральной частях моря под поверхностных слоев на глубине около 40 м располагается слой холодного галоклина с соленостью 33,9—34,4 psu и температурой около –1,8 °С зимой и –1,5 °С летом. Еще глубже (140—700 м) располагается ФАВ, основное ядро которой распространяется вдоль континентального склона в восточном направлении, с максимальной температурой в ядре до 1,8 °С на глубине около 230—260 м (см. рис. 5.1.25 — 5.1.28). При этом в западной части моря, к северу от мыса Арктический, наиболее высокая температура в слое атлантических вод наблюдается на глубине 110—120 м, где она достигает 2,6 °С.

Под ФАВ, на глубине 800—1390 м, располагается БАВ, которая характеризуется температурой от 0 до –0,5 °С и соленостью 34,8—34,9 psu.

На глубине 1400—3000 м располагается *арктическая донная водная масса* с отрицательной температурой в пределах –1,0 ... –0,5 °С и соленостью до 34,94 psu (см. рис. 5.1.26).

Поверхностный слой *центральной и юго-западной областей* моря Лаптевых характеризуется соленостью 30—33 psu и температурой –1,8 ... –1,6 °С. Эти воды относятся к *зимней поверхностной водной массе центральной части* моря Лаптевых. К этой водной массе были отнесены также воды пониженной солености (менее 31 psu) у пролива Вилькицкого (см. рис. 5.1.23), которые образовались в результате поступления распресненных вод Карского моря. Летом соленость поверхностного слоя изменяется от 28 до 32 psu, а температура — от –1,0 до 1,5 °С. Эти воды относятся к *летней поверхностной водной массе центральной части* моря Лаптевых.

Глубже поверхностной центральной водной массы на шельфе под слоем пикноклина находится донный слой. Зимой он характеризуется почти гомогенным распределением температуры (в среднем значения ниже $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) и соленостью до 34 psu на бровке шельфа. Шельфовые воды с соленостью от 32 до 34 psu и температурой ниже $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ зимой и $-1,0 \dots -1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ летом (рис. 5.1.23) составляют *донную водную массу* центральной части моря Лаптевых.

Летом в юго-западной части моря в слое от 20 м и до дна (50—60 м) соленость изменяется в пределах 28—33 psu, а температура воды — от 0 до $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 5.1.28). Относительно высокая температура донного слоя в этом районе объясняется тем, что здесь стратификация существенно меньше, чем на востоке моря, в результате чего летом при ветровом воздействии перемешивание может достигать дна. Эти воды составляют *летнюю локальную донную массу юго-западной части* моря Лаптевых.

На основе анализа термохалинной структуры моря Лаптевых были получены характеристики основных водных масс, которые приведены в табл. 5.1.4.

В таблице приведены также оценки объема и теплозапаса для групп водных масс. С помощью объемного анализа невозможно вычислить объем и теплозапас отдельно для каждой водной массы на шельфе моря. Из таблицы видно, что, например, значения температуры и солености донных вод в юго-восточном районе близки или совпадают с их значениями для поверхностного слоя в северо-западной части. Поэтому были объединены в одну группу поверхностные юго-восточные и центральные водные массы, донные юго-восточные и центральные водные массы и летняя донная водная масса юго-запада. Для этой группы были произведены расчеты, и в качестве реперной температуры использовалась температура замерзания при данной солености. По оценкам, общий теплозапас составляет не менее $74 \cdot 10^{12}$ кДж зимой и $274 \cdot 10^{12}$ кДж летом. Таким образом, сезонные изменения теплозапаса составляют примерно $200 \cdot 10^{12}$ кДж, что в восемь раз меньше, чем в Баренцевом море, и сопоставимы со значениями для Карского моря.

Таблица 5.1.4

Характеристики водных масс моря Лаптевых

Водная масса	S, psu		T, °C		Объем, тыс. км ³		Теплозапас, 10 ¹² кДж	
	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето
Арктическая	> 32	> 32	< 0	< 2				
Поверхностная юго-восточной части	20—30	10—28	< -1,2	> 1,0				
Донная юго-восточной части	25—33	20—33	< -1,65	-1,5...0				
Поверхностная центральной части	30—33	28—32	< -1,6	-1,0	39	39	74	274
Донная центральной части	32—34	32—34	< -1,6	-1,5...-1,0				
Летняя донная юго-западной части	—	28—33	-	0—1,0				
Атлантическая фрамовская	> 34,8	> 34,8	> 0	> 0	41	45	531	514
Баренцевоморская	> 34,8	> 34,8	-0,5...0	-0,5...0	5	6	36	44
Арктическая донная	34,90—34,94	34,90—34,94	-1,0...-0,5	-1,0...-0,5				

Отметим большую роль моря Лаптевых как источника пресных вод, влияющих на поверхностный слой Арктического бассейна и его поверхностную циркуляцию. Важно также отметить то, что в море Лаптевых в зимний период происходит образование холодных и соленых вод, которые подпитывают холодный галоклин Арктического бассейна СЛО (Тимохов и др., 2015), а также способствуют трансформации атлантических вод на материковом склоне.

5.1.5. Восточно-Сибирское море

Восточно-Сибирское море расположено на арктическом шельфе и не отличается большими перепадами рельефа дна (рис. 5.1.29). Площадь моря равна 944 тыс. км² и объем вод составляет 61 тыс. км³. Оно является самым мелководным из всех арктических морей: его средняя глубина 66 м. В западной и центральной мелководных частях моря глубина составляет около 20 м, восточная часть более глубоководная — до 54 м, на севере глубина достигает 200 м, а на северо-востоке, в наиболее глубокой части, максимальная глубина составляет 915 м (Атлас Арктики, 1980).

На севере море имеет самую протяженную границу с Арктическим бассейном СЛО и открыто для поступления соленых и холодных вод. На востоке Восточно-Сибирское море граничит с Чукотским морем, средняя соленость которого больше. Поэтому северо-восточная часть Восточно-Сибирского моря отличается от юго-восточной большей соленостью и низкой температурой. Изогалину 28 psu на горизонте 5 м (рис. 5.30 б) можно условно принять за фронтальную зону, отделяющую солоноватые воды юго-запада моря от более соленых вод северо-востока.

Материковый сток в Восточно-Сибирское море невелик — в три раза меньше, чем в море Лаптевых, и почти в восемь раз меньше, чем в Карское море (см. табл. 5.1.1). При этом около 90 % речного стока поступает в южную часть моря в летний сезон. Другим значительным источником распреснения моря летом является пресная вода, образовавшаяся в результате таяния льдов, объем которых в 1,2 раза больше, чем, например, в море Лаптевых. Учитывая, что через западную границу в море также поступают распресненные воды из моря Лаптевых, то в юго-западной части моря летом формируется режим пониженной солености, сохраняющийся и зимой (рис. 5.1.30 и 5.1.31).

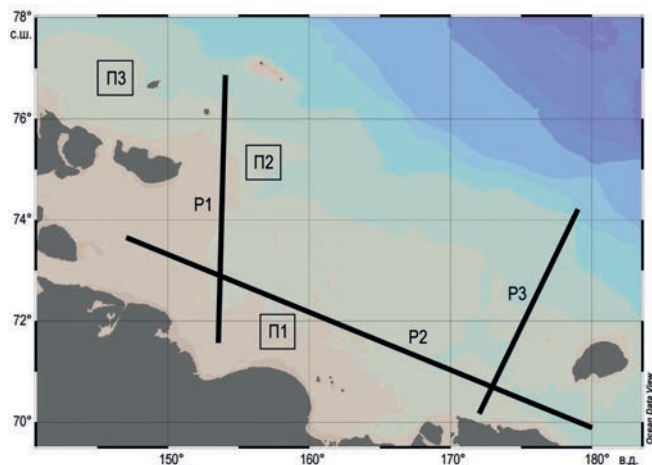


Рис. 5.1.29. Положение в Восточно-Сибирском море разрезов Р1, Р2, Р3 и квадратов П1, П2, П3, для которых вычислялись вертикальные профили температуры и солености, осредненные для периода 1986—2015 гг.

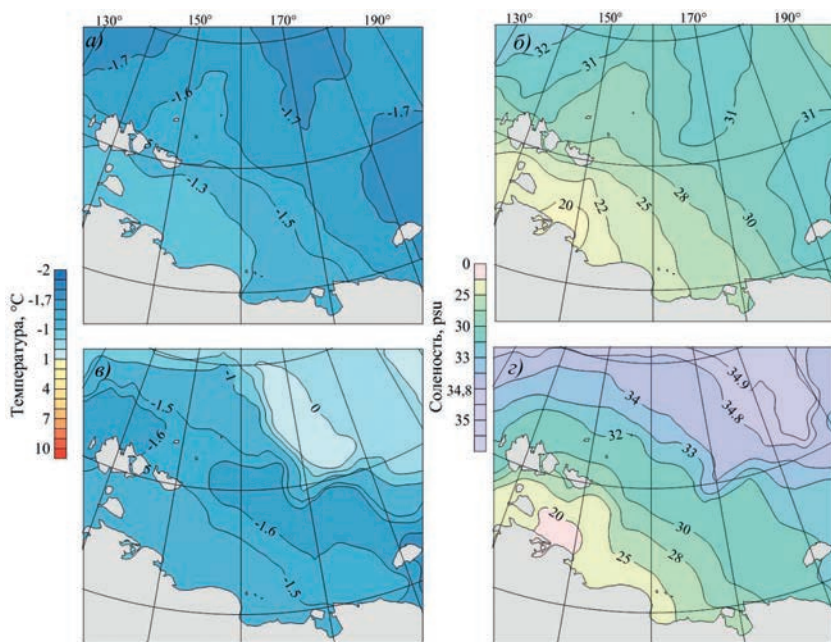


Рис. 5.1.30. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в зимний период (март — май).

а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

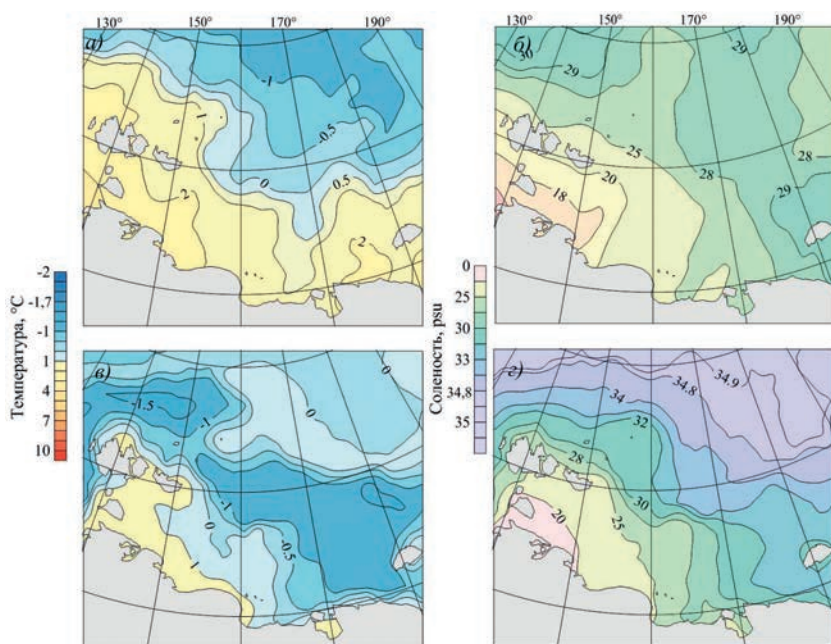


Рис. 5.1.31. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в летний период (август — сентябрь).

а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

В осенне-зимнее время, когда температура воздуха понижается, начинаются образование и нарастание льда, которые сопровождаются увеличением солёности поверхностного слоя и понижением его температуры. Зимой акватория Восточно-Сибирского моря покрыта льдами, причем значительную их часть составляет неподвижный лед — припай. Подо льдом температура воды близка к температуре замерзания при данной солёности. Возникающая при этом зимняя конвекция выравнивает по глубине температуру и солёность.

В целом зимой солёность поверхностного слоя увеличивается, а температура понижается в восточном и северо-восточном направлениях (см. рис. 5.1.30). Вытянутость изолинии 30 psu от параллели 76° с.ш. между меридианами 150 и 160° в.д. к северу служит маркером потока вод из Восточно-Сибирского моря в Арктический бассейн СЛЮ. Распределение солёности поверхностного слоя в зимний период свидетельствует о том, что в море через восточную границу поступают воды Чукотского моря. О проникновении вод из Чукотского моря в придонном слое можно также судить по распределению придонной температуры, изотерма которой $-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ располагается на значительной части восточносибирского шельфа, вытянувшись в западном направлении.

В юго-западной части, вблизи береговой зоны (рис. 5.1.32, квадрат П1), средние вертикальные профили температуры и солёности показывают равномерное увеличение солёности от 22,8 psu на поверхности до 27,8 psu у дна и понижение температуры от $-1,20$ до $-1,48\text{ }^{\circ}\text{C}$. Толщина поверхностного слоя составляет 8—12 м (рис. 5.1.32 и 5.1.33). В районах, прилегающих к проливам Новосибирских островов, осенне-зимняя конвекция проникает до дна, формируя гомогенное распределение температуры в поверхностном слое. Солёность здесь изменяется в пределах 18—20 psu (рис. 5.1.33).

Таким образом, в зимний период в юго-западной части моря толщина поверхностного слоя составляет 10—15 м, солёность изменяется от 20 до 28 psu, а температура — от $-1,5$ до $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Этот слой относится к *зимней поверхностной водной массе юго-западной части Восточно-Сибирского моря*.

В юго-западной части моря от зимы к лету происходит уменьшение солёности поверхностного слоя на 2—4 psu: до 18—25 psu. Температура на западной границе моря повышается до положительных значений (см. рис. 5.1.31). В прибрежных райо-

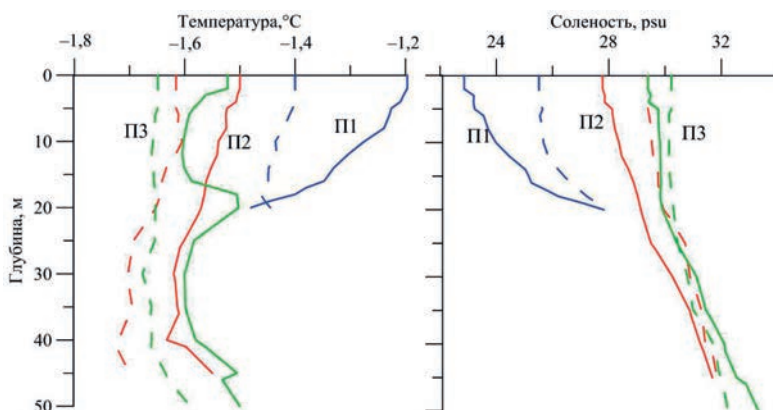


Рис. 5.1.32. Средние вертикальные профили температуры и солёности в Восточно-Сибирском море в квадратах П1, П2, П3 зимой (март — май) по данным наблюдений за 1986—2015 гг. Штриховые кривые — профили температуры и солёности, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.

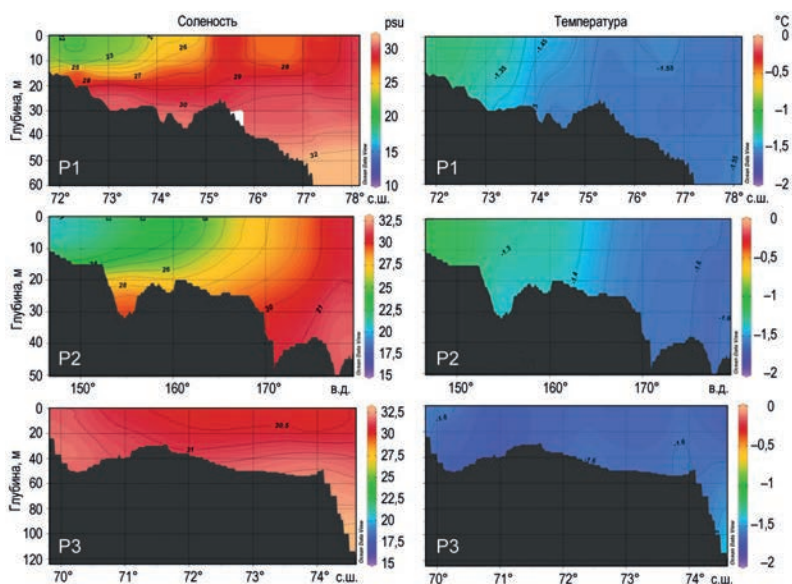


Рис. 5.1.33. Распределение температуры и солености в зимний сезон на разрезах P1, P2 и P3.

нах поверхностный слой толщиной 5 м имеет соленость около 21 psu и температуру 1,7—1,9 °С (рис. 5.1.34 и 5.1.35). Ареал вод, ограниченный изогалиной 28 psu, вытягивается не только к востоку, но также вдоль меридианов 150—160° в.д. на север вследствие вовлеченности их в антициклонический круговорот. Поверхностный слой на юго-западе, имеющий толщину 5—10 м, соленость 18—25 psu и температуру выше 0 °С, образует *летнюю поверхностную водную массу юго-западной части Восточно-Сибирского моря*.

Под поверхностной водной массой располагается донный слой. Зимой в придонном слое юго-западной части соленость меняется от 25 до 30 psu, а темпера-

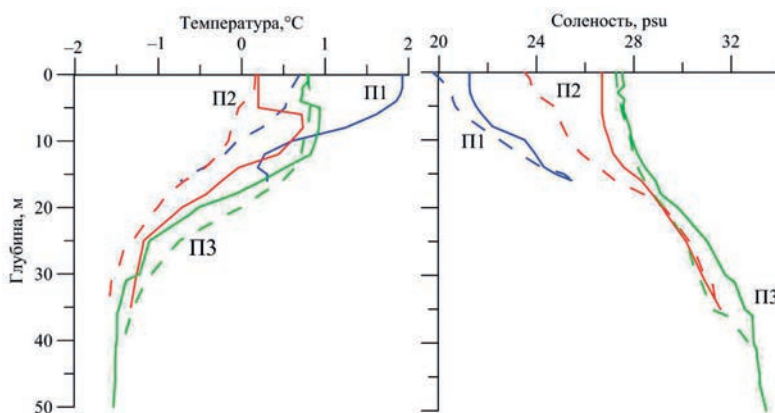


Рис. 5.1.34. Средние вертикальные профили температуры и солености в Восточно-Сибирском море в квадратах П1, П2, П3 летом (август — сентябрь) по данным наблюдений за 1986—2015 гг.

Штриховые кривые — профили температуры и солености, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.

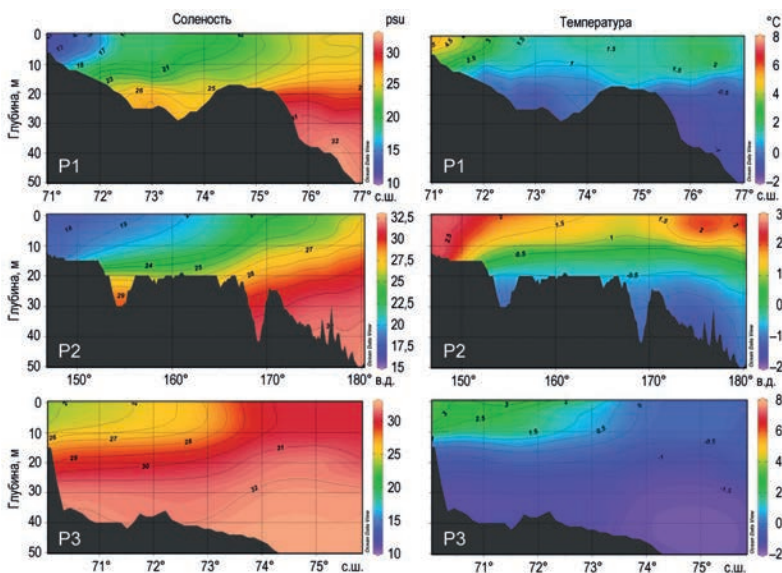


Рис. 5.1.35. Распределение температуры и солёности в летний сезон на разрезах P1, P2 и P3.

тура — от $-1,6$ до $-1,3$ °C (см. рис. 5.1.30 — 5.1.32). Этот слой является *зимней донной водной массой юго-западной части* Восточно-Сибирского моря. К лету солёность этого слоя уменьшается примерно на 1 psu, а температура повышается на $0,5$ — $2,0$ °C (см. рис. 5.1.31). В донном слое солёность составляет 26 — 30 psu, а температура колеблется в интервале $-1,0$... 0 °C (рис. 5.1.34 и 5.1.35). Донные воды с характеристиками солёности и температуры 20 — 30 psu и $-1,2$... $1,0$ °C соответственно относятся к *летней донной водной массе юго-западной части* Восточно-Сибирского моря.

На севере и северо-востоке моря солёность поверхностного слоя изменяется в пределах 29 — 31 psu, а температура — от $-1,7$ до $-1,6$ °C (см. рис. 5.1.30). На широте острова Новая Сибирь в зимний период наблюдается гомогенное распределение термохалинных характеристик в поверхностном слое (толщина 5 м): солёность составляет примерно 27,78 psu и температура — примерно $-1,50$ °C. Глубже идет почти линейное увеличение солёности до 31,68 psu и незначительное понижение температуры — до $-1,55$ °C (см. рис. 5.1.32). На востоке моря, от побережья на север до материкового склона, солёность на поверхности линейно увеличивается до 29 — 30 psu. Температура по вертикали однородна и колеблется около $-1,6$ °C (см. рис. 5.1.33). Подобное вертикальное распределение указывает на возникновение здесь зимней конвекции. Этот слой относится к *зимней поверхностной водной массе северо-восточной части* Восточно-Сибирского моря.

Летом в северо-восточном районе температура поверхностного слоя изменяется от 2 до 0 °C, а солёность — от 25 до 29 psu (см. рис. 5.1.31). Вблизи восточной границы моря от побережья до параллели 73° с.ш. наблюдается поверхностный слой толщиной 10 — 15 м с пониженной солёностью вод 25 — 30 psu и температурой $0,0$ — $3,0$ °C (см. рис. 5.1.35). Севернее солёность повышается, и в поверхностном слое толщиной около 10 м она составляет около 30 psu; температура при этом понижается до $-0,5$ °C. Здесь поверхностный слой формируется под влиянием водо-

обмена с Арктическим бассейном СЛО и Чукотским морем. Поверхностный слой с соленостью 25—30 psu и температурой 0—3 °С составляет *летнюю поверхностную водную массу северо-восточной части* Восточно-Сибирского моря.

Зимой под поверхностным слоем залегает *зимняя донная водная масса северо-восточной части* Восточно-Сибирского моря, имеющая соленость в пределах 30—32 psu и температуру $-1,6 \dots -1$ °С. Под ней на глубине более 60 м наблюдаются зимние тихоокеанские воды с соленостью больше 32 psu и температурой около $-1,6$ °С (см. рис. 5.1.33, разрез Р3).

В летний период под поверхностной водной массой залегают донные воды с соленостью 30—33 psu и температурой ниже $-0,5$ °С (см. рис. 5.1.31, 5.1.35). На глубине более 30 м донный слой составляют как воды местной модификации, так и летние тихоокеанские воды с соленостью больше 31 psu и температурой ниже $-1,0$ °С, которые поступают из Чукотского моря в соответствии со схемой циркуляции воды в придонном слое (см. рис. 5.4.37 в п. 5.4). Эти воды относятся к *летней донной водной массе северо-восточной части* Восточно-Сибирского моря.

Отметим также, что в крайней северо-восточной части моря на глубине более 100 м располагается небольшой объем атлантических вод, незначительно влияющий на гидрологический режим Восточно-Сибирского моря.

Установленные на основе анализа термохалинной структуры Восточно-Сибирского моря характеристики основных его водных масс приведены в табл. 5.1.5.

Характеристики водных масс значительно изменяются по акватории моря, а также от зимнего сезона к летнему. Вследствие этого наблюдается пересечение градиентов температуры и солености структурных зон. Однако можно получить оценки изменения теплозапаса в целом всех водных масс моря от зимы к лету. Расчеты объема и теплозапаса производились методом объемного анализа для поверхностных слоев юго-востока и северо-запада, а также донных слоев юго-востока и северо-запада для зимнего и летнего сезонов. В качестве реперной температуры использовалась температура замерзания при данной солености. Для зимнего сезона величина теплозапаса моря оказалась равной $32 \cdot 10^{12}$ кДж, а для лета — $132 \cdot 10^{12}$ кДж. По оценкам, сезонные изменения теплозапаса составляют примерно $100 \cdot 10^{12}$ кДж, что сопоставимо с сезонным изменением теплозапаса моря Лаптевых, но в 17 раз меньше, чем для Баренцева моря, и в два-три раза меньше, чем для морей Лаптевых и Карского.

Таким образом, сезонные колебания теплозапаса в Восточно-Сибирском море самые малые. Однако важна роль Восточно-Сибирского моря как источника пре-

Таблица 5.1.5

Характеристики водных масс Восточно-Сибирского моря

Водная масса	S, psu		T, °C		Объем, тыс. км ³		Теплозапас, 10 ¹² кДж	
	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето	Зима	Лето
Поверхностная юго-западной части	< 28	18—25	< -1,3	> 0				
Донная юго-западной части	< 30	< 30	-1,6...-1,3	-1,2...1,0				
Поверхностная северо-восточной части	29—31	25—30	-1,7...-1,5	0...3,0				
Донная северо-восточной части	30—32	30—33	-1,6...-1	-1,5...0	39	39	32	132

сных вод, и прежде всего вод тающих льдов, которые вовлекаются в поверхностную циркуляцию Арктического бассейна СЛО и влияют на термохалинную структуру арктического поверхностного слоя.

5.1.6. Чукотское море

Чукотское море является материковым окраинным морем и располагается на арктическом шельфе. На западе оно граничит с Восточно-Сибирским морем, на севере море примыкает к Арктическому бассейну СЛО, на юге располагается Берингов пролив, соединяющий Чукотское море с Беринговым морем (акватория Тихого океана) (рис. 5.1.36). Площадь моря составляет 595 тыс. км², объем равен 42 тыс. км³, средняя глубина определяется величиной 71 м, а глубина в северной его части достигает 1256 м (Атлас Арктики, 1980). Гидрологический режим Чукотского моря, как и всех арктических морей, формируется в результате динамического и теплового воздействия атмосферы, взаимодействия с соседними акваториями, влияния солнечной радиации, циркуляции вод, ледовых процессов, материкового стока. Среди перечисленных факторов главным является вторжение через Берингов пролив вод тихоокеанского происхождения, влияние которых распространяется на большую часть моря в течение всего года.

Важную роль играют водообмен на западе с Восточно-Сибирским море и на севере с Арктическим бассейном СЛО. В отличие от других арктических морей влияние материкового стока на гидрологический режим Чукотского моря незначительно.

Зимой температура в поверхностном слое изменяется в пределах от $-1,6$ до $-1,7$ °С, а соленость — от 32,9 psu на юге до 31 psu на северной границе моря (рис. 5.1.37). При этом изогалины выгнуты к северу, демонстрируя направление распространения тихоокеанских вод. Поверхностные воды на юго-западной границе имеют соленостью менее 31 psu и температуру выше $-1,7$ °С, что связано с переносом Чукотским вдольбереговым течением более распресненных вод Восточно-Сибирского моря.

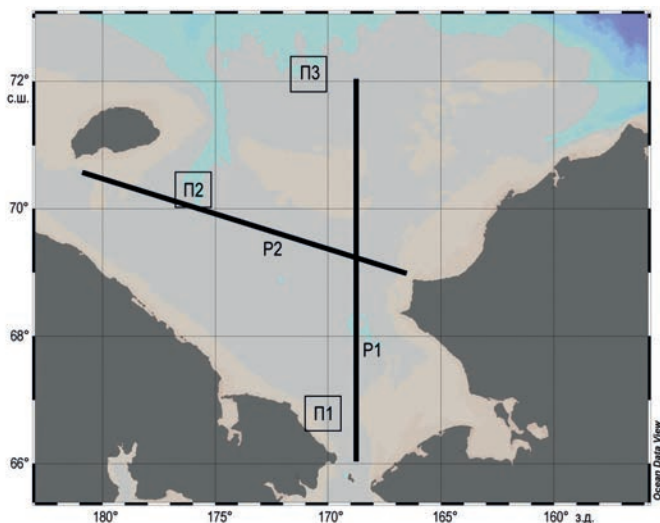


Рис. 5.1.36. Положение в Чукотском море термохалинных разрезов P1, P2 и квадратов П1, П2, П3, для которых были рассчитаны вертикальные профили температуры и солености, усредненные для периода 1986—2015 гг.

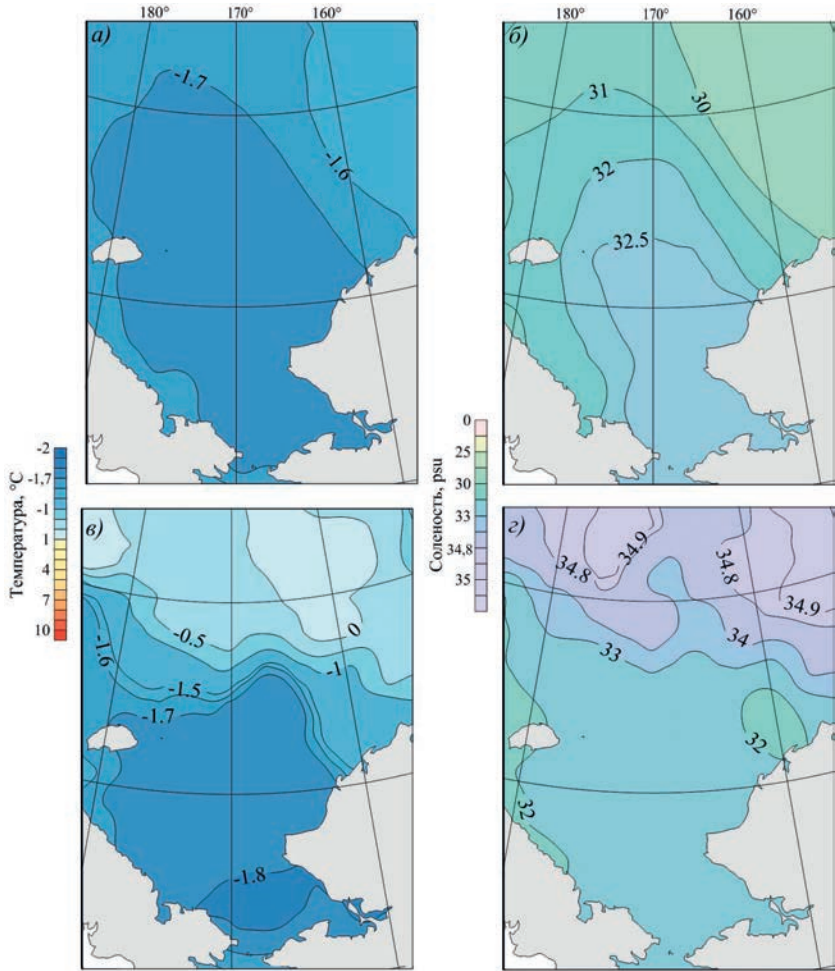


Рис. 5.1.37. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и соленость (б, г) в зимний период (март — май).

а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

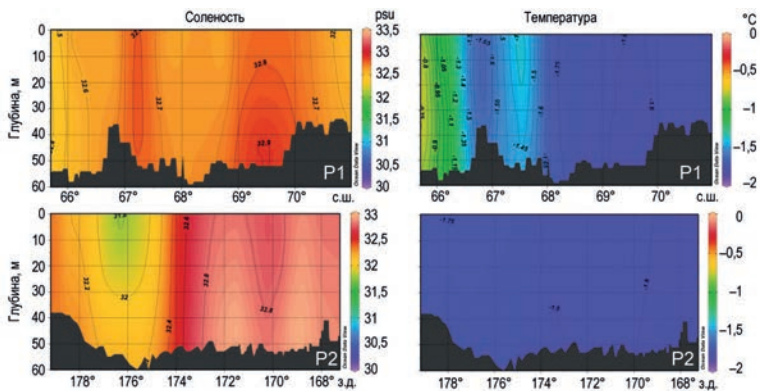


Рис. 5.1.38. Распределение температуры и солености на разрезах P1 и P2 в зимний период.

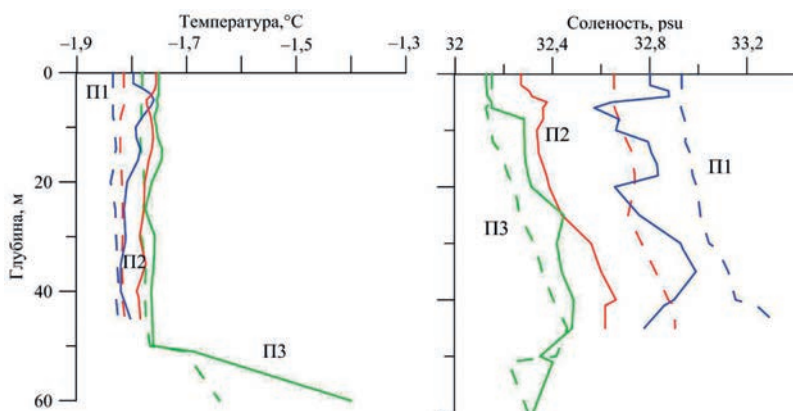


Рис. 5.1.39. Средние вертикальные профили температуры и солёности в Чукотском море в квадратах П1, П2, П3 зимой (март — май) по данным наблюдений за 1986—2015 гг. Штриховые кривые — профили температуры и солёности, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.

Зимой солёность тихоокеанских вод, поступающих в Чукотское море через Берингов пролив (так называемые зимние тихоокеанские воды), изменяется в пределах 32,5—33,0 psu от поверхности до дна и с юга на север (рис. 5.1.38 и 5.1.39). По мере продвижения на север эти воды быстро охлаждаются до температуры ниже $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

На меридиане 176° з.д. (рис. 5.1.38, разрез P2) от поверхности до глубины 30 м зимой выделяется небольшая область с водами солёностью меньше 32 psu, которые, вероятно, поступают из Восточно-Сибирского моря. На севере моря (рис. 5.1.39, квадрат П3) в поверхностном слое толщиной 5 м солёность равна 32,15 psu и несколько увеличивается с глубиной — до 32,42 psu. Температура от поверхности до горизонта 50 м составляет $-1,78\text{ }^{\circ}\text{C}$, а затем повышается ко дну (60 м) до $-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Таким образом, в зимний период Чукотское море почти полностью занято водами тихоокеанского происхождения зимней модификации, солёность которых больше 32,0 psu, а температура ниже $-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Эти воды называются *зимней тихоокеанской водной массой*.

В летний период таяние льда и материковый сток (в меньшей степени) обуславливают уменьшение солёности, а солнечная радиация, процессы теплообмена с атмосферой и приток теплых тихоокеанских вод (летние тихоокеанские воды) приводят к значительному повышению температуры поверхностного слоя — до $6\text{--}7\text{ }^{\circ}\text{C}$ в южной части моря и до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ на северной границе. Солёность в поверхностном слое летом уменьшается до 29—31 psu (рис. 5.1.40). Конфигурация изотермы $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на поверхности указывает направление наиболее теплого и менее солёного за счет стока реки Юкон в Беринговом море Аляскинского прибрежного течения тихоокеанских вод от Берингова пролива на север вдоль побережья Аляски. А изгиб изотермы $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ на меридиане 175° з.д. связан с проявлением на поверхности геральдовой ветви распространения тихоокеанских вод летней модификации.

На западе в поверхностном слое располагается *летняя поверхностная водная масса Восточно-Сибирского моря* с солёностью 27—30 psu и температурой $3\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Толщина поверхностного слоя уменьшается от 20 м на западной границе до минимальной на меридиане 177° з.д. (рис. 5.1.41 и 5.1.42). Поднятие изогалины 32 psu вблизи меридиана 175° з.д. указывает на положение оси геральдовой ветви тихоокеанских вод (рис. 5.1.41).

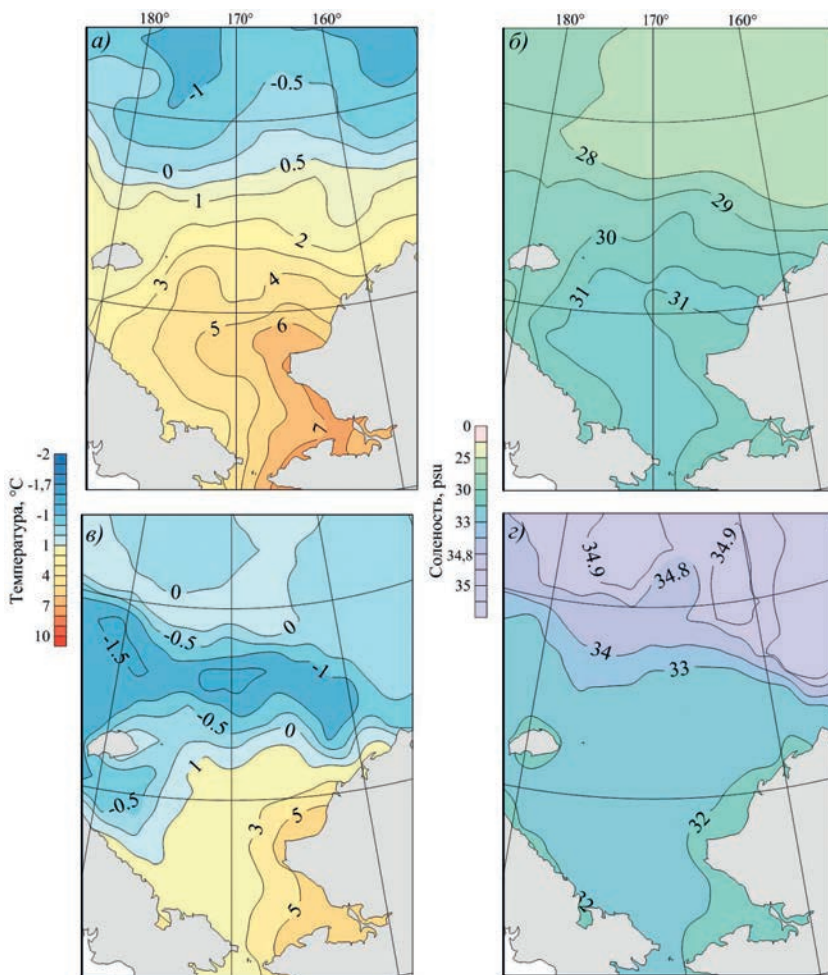


Рис. 5.1.40. Средние за период 1986—2015 гг. температура (а, в) и солёность (б, г) в летний период (август — сентябрь).

а и б — на горизонте 5 м, в и г — в придонном слое.

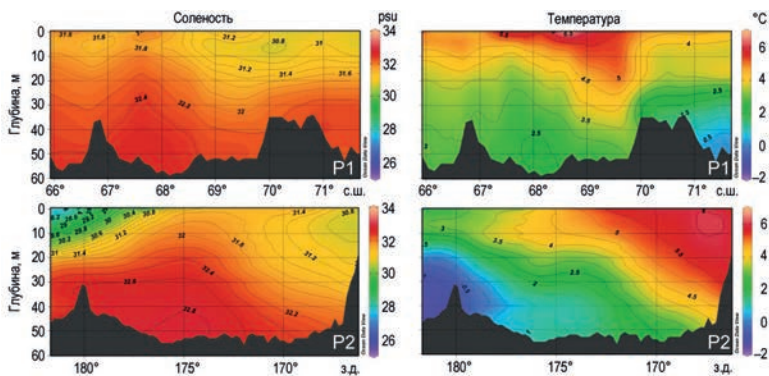


Рис. 5.1.41. Распределение температуры и солёности на разрезах P1 и P2 в летний сезон.

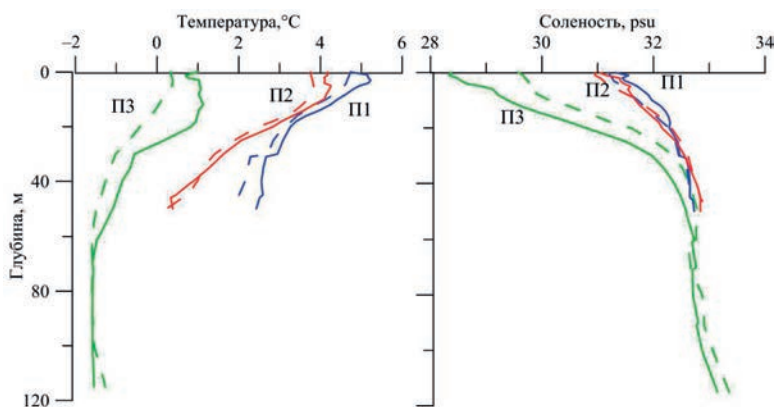


Рис. 5.1.42. Средние вертикальные профили температуры и солёности в Чукотском море в квадратах П1, П2, П3 летом (август — сентябрь) по данным наблюдений за 1986—2015 гг. Штриховые кривые — профили температуры и солёности, построенные по данным измерений за 1950—1985 гг.

Поверхностный слой толщиной около 5 м с температурой 4—5 °С и солёностью 31,0—31,5 psu, выделяемый на юге и западе моря (рис. 5.1.42), включает тихоокеанские воды летней модификации. Таким образом, в летний период большую часть Чукотского моря занимают воды тихоокеанского происхождения, имеющие солёность 31—33 psu и температуру выше –1,4 °С, которые называются *летней тихоокеанской водной массой*.

Летом тихоокеанские воды по солёности довольно однородны по вертикали: ее значения варьируют в пределах 31,8—32,4 psu, незначительно уменьшаясь в северном направлении (рис. 5.1.41). Температура понижается от 5—6 °С на поверхности до 2 °С у дна.

В то же время на севере моря ко дну температура понижается до значений менее 0 °С. В широтной зоне 68—70° с.ш. располагается центральная ветвь тихоокеанских вод с максимальными значениями температуры до 6,5 °С.

На севере моря в поверхностном слое толщиной примерно 20 м температура составляет около 1 °С, а солёность линейно возрастает от 28,5 до 30 psu. Такая ситуация складывается в результате взаимодействия поверхностных слоев Чукотского моря и Арктического бассейна СЛО. Этот слой называется *летней арктической водной массой* Чукотского моря.

У берегов Аляски располагаются воды с солёностью менее 31 psu и температурой выше 2 °С (рис. 5.1.41), которые составляют *альяскинскую водную массу*.

В результате анализа температуры и солёности в Чукотском море выделяются основные крупномасштабные водные массы, характеристики которых приведены в табл. 5.1.6.

Методом объёмного анализа был выполнен расчеты теплозапаса. Зимой общий теплозапас Чукотского моря составил $38 \cdot 10^{12}$ МДж, а летом — $439 \cdot 10^{12}$ кДж. Следовательно, от зимы к лету теплозапас увеличивается почти в десять раз. Таким образом, сезонная амплитуда теплозапаса Чукотского моря, равная $401 \cdot 10^{12}$ кДж, в 4,4 раза меньше, чем в Баренцевом, но больше, чем в морях Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском, в 1,3, два и четыре раза соответственно.

Большая сезонная амплитуда теплозапаса Чукотского моря связана с теми гидрометеорологическими процессами, которые характерны для данного региона.

Характеристики водных масс Чукотского моря

Водная масса	S, psu	T, °C	Объем, тыс. км ³		Теплозапас, 10 ¹² кДж	
			Зима	Лето	Зима	Лето
Зимняя тихоокеанская	32—34	< -1,4				
Летняя тихоокеанская	31—33	> -1,4				
Аляскинская	< 31	> 3				
Летняя поверхностная	27—30	> 3	39	39	38	439
Восточно-Сибирского моря						
Арктическая летняя	> 28	> 0				

Прежде всего, тепловое состояние и ледовитость моря зависят от интенсивности поступления тихоокеанских вод через Берингов пролив. По оценке авторов работы Segreze et al. (2016), вариации потока океанического тепла за апрель — июль объясняют до 68 % дисперсии минимальной ледовитости. Сокращение площади льдов и уменьшение толщины льда, вызванные влиянием теплого потока тихоокеанских вод, являются «спусковым крючком» для увеличения поглощения солнечной радиации поверхностью очищающейся ото льда акватории моря (Perovich et al., 2007), что приводит к усилению таяния льда и повышению температуры моря. На этот процесс накладывается воздействие атмосферной циркуляции, влияние которой по оценке (Francis and Hunter (2006) определяет приблизительно 40 % дисперсии минимальной летней ледовитости Чукотского моря.

В заключение также стоит отметить, что воды Чукотского моря являются для Арктического бассейна СЛО источником верхнего галоклина (летние тихоокеанские воды) и нижнего галоклина (зимние тихоокеанские воды), играющих важную роль в изменениях термогалинной структуры верхнего слоя Арктического бассейна СЛО и циркуляции океана (Steele et al., 2007).

5.1.7. Климатические изменения термохалинного режима и их причины

Масштаб и характер изменений термохалинного режима арктических морей в 1986—2015 гг. оценивался путем сравнения с термохалинными состоянием морей в 1950—1985 гг. Для этого были сопоставлены вертикальные профили температуры и солёности, представленные на приведенных выше рисунках и объединенные на рис. 5.1.43 и 5.1.44 для зимнего и летнего сезонов, а также расчеты теплозапаса в арктических морях. Результаты расчета аномалий термохалинных характеристик представлены в табл. 5.1.7.

Для большинства морей как в зимний, так и в летний период характерны положительные аномалии температуры в поверхностном слое толщиной 10 м. Исключение составляет море Лаптевых, в котором эти аномалии имеют отрицательные значения в квадратах П1 и П2 зимой, П2 и П3 летом. Аномалии, рассчитанные для всего столба жидкости, практически повсеместно положительны для обоих сезонов. Обращают на себя внимание аномалии температуры, превышающие 0,9 °C, в южных мелководных районах морей Карского, Восточно-Сибирского и Лаптевых. Такие высокие значения являются следствием, прежде всего, более высокой температуры воздуха в этот период.

Аномалии солёности для поверхностного слоя отрицательны зимой в Восточно-Сибирском и Чукотском морях, на западной границе Баренцева моря и вблизи устьев

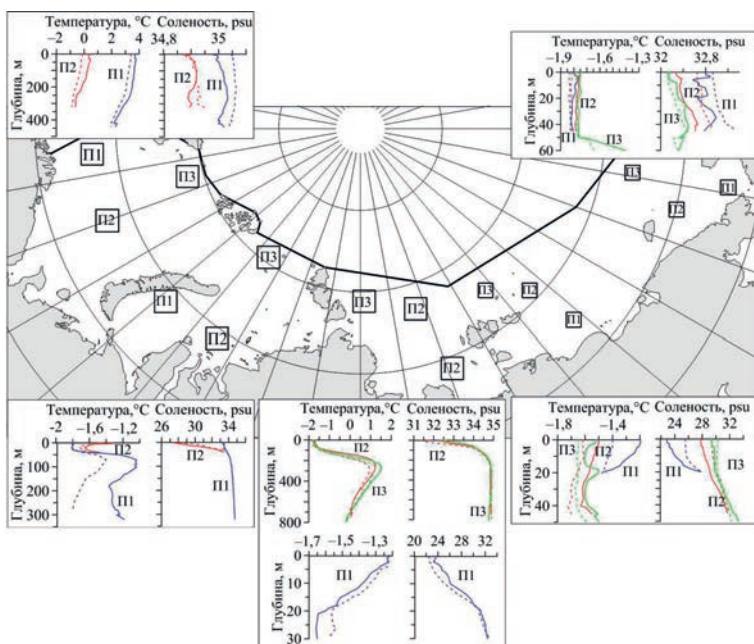


Рис. 5.1.43. Вертикальные профили температуры и солености в указанных квадратах арктических морей в зимний период 1986—2015 гг. (сплошные кривые) и 1950—1985 гг. (штриховые кривые).

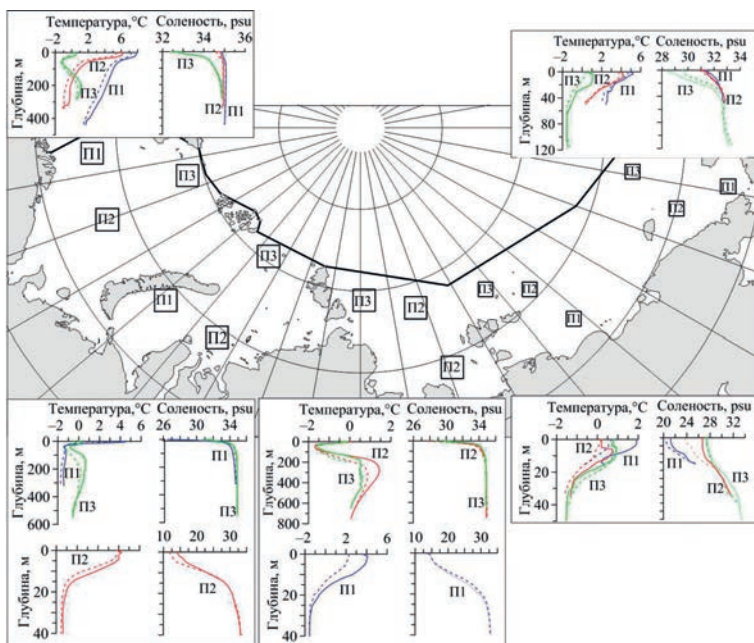


Рис. 5.1.44. Вертикальные профили температуры и солености в указанных квадратах арктических морей в летний период 1986—2015 гг. (сплошные кривые) и 1950—1985 гг. (штриховые кривые).

Аномалии термохалинных характеристик в арктических морях в 10-метровом верхнем слое и в слое от поверхности до дна в 1986—2015 гг. относительно значений за период 1950—1985 гг.

Море	Квадрат	Зима				Лето			
		ΔT_{10^*} , °C	ΔT , °C	ΔS_{10^*} , psu	ΔS , psu	ΔT_{10^*} , °C	ΔT , °C	ΔS_{10^*} , psu	ΔS , psu
Баренцево	П1	0,25	0,36	-0,06	-0,04	0,58	0,60	-0,02	0,01
	П2	0,46	0,45	0,01	-0,01	0,92	0,63	0,16	0,02
	П3					0,28	0,36	-0,16	0,01
Карское	П1	0,01	0,33	0,11	0,02	1,46	0,30	0,02	-0,04
	П2	0,09	0,07	-1,13	-0,75	0,61	0,40	1,93	0,42
	П3					0,59	0,42	-0,38	0,03
Лаптевых	П1	-0,03	-0,06	1,31	0,74	0,93	0,40	-1,21	-0,53
	П2	-0,02	0,20	0,84	0,06	-0,32	0,18	1,96	0,04
	П3	0,03	0,14	0,17	-0,01	-0,04	0,41	1,21	0,31
Восточно-Сибирское	П1	0,16	0,12	-1,78	-1,46	1,14	0,98	0,90	0,68
	П2	0,10	0,09	-1,40	-0,86	0,42	0,36	2,27	0,88
	П3	0,08	0,09	-0,58	0,03	0,04	-0,15	0,14	0,58
Чукотское	П1	0,05	0,03	-0,21	-0,23	0,35	0,33	0,26	0,11
	П2	0,05	0,04	-0,34	-0,30	0,37	0,16	0,18	-0,01
	П3	0,03	0,04	0,04	0,08	0,68	0,31	-0,31	-0,96

рек Оби и Енисей. Для всей толщи вод аномалии солёности для большинства морей отрицательны. Для летнего периода характерны положительные значения аномалий солёности как от поверхности до дна, так и для верхних 10 м.

В целом аномалии температуры в летний период на порядок больше по сравнению с зимними, а аномалии солёности для обоих сезонов сопоставимы.

Теплозапас атлантических и прибрежных вод Баренцева моря в летний период увеличился на 15 %, а в зимний период — на 15 и 26 %. Что касается баренцевоморских вод, то их теплозапас уменьшился на 15 и 8 % для холодного и теплого сезона соответственно. Интегрально для всех слоев теплозапас Баренцева моря в 1986—2015 гг. увеличился зимой до $2560 \cdot 10^{12}$ кДж и летом до $4305 \cdot 10^{12}$ кДж. Это увеличение по сравнению с периодом 1950—1985 гг. составило для зимы 15 %, а для лета 11 %.

Объем атлантических вод Карского моря в летний сезон за период 1986—2015 гг. увеличился вдвое по сравнению с предыдущим периодом 1950—1985 гг. Объем донных вод и арктического поверхностного слоя зимой уменьшился на 16 и 32 % соответственно. При этом зимой произошло увеличение объема вод поверхностного слоя Карского моря на 3 %, а летом — на 50 %. Общий теплозапас Карского моря в 1986—2015 гг. составил не менее $26 \cdot 10^{12}$ кДж зимой и $278 \cdot 10^{12}$ кДж летом. По отношению к периоду 1950—1985 гг. общий теплозапас зимой уменьшился на 8 %, а в летний сезон увеличился на 39 %.

В море Лаптевых объем атлантических вод как зимой, так и летом в 1986—2015 гг. увеличился на 9—11 % по сравнению с периодом 1950—1985 гг. Объем донных вод на северо-западе уменьшился на 9—11 %. Общий теплозапас в 1986—2015 гг., без учета теплозаписа атлантических вод, зимой составил около $111 \cdot 10^{12}$ кДж, а летом — $226 \cdot 10^{12}$ кДж. Но в море Лаптевых теплозапас по сравнению с предыдущим периодом зимой уменьшился на 17 %, а летом увеличился на 14 %.

Оценки теплозапаса показывают, что общий теплозапас Восточно-Сибирского моря увеличился зимой до $32 \cdot 10^{12}$ кДж и летом до $132 \cdot 10^{12}$ кДж, по отношению к периоду 1950—1985 гг., и это увеличение составило зимой 9 % и летом 37 %.

Объем зимних тихоокеанских вод в 1986—2015 гг. уменьшился на 2 тыс. км³ в зимний сезон и на 2,4 тыс. км³ в летний сезон, а объем летних тихоокеанских вод в летний период увеличился на 2,1 тыс. км³. Общий теплозапас Чукотского моря в зимний и летний сезоны 1986—2015 гг. составил не менее $38 \cdot 10^{12}$ и $439 \cdot 10^{12}$ кДж соответственно. А по сравнению с периодом 1950—1985 гг. общий теплозапас моря увеличился зимой и летом соответственно на 68 и 22 %, что свидетельствует о значительных климатических изменениях термохалинной структуры вод Чукотского моря.

Рассмотрим, какие факторы стали причиной изменений термохалинной структуры арктических морей. Прежде всего, следует отметить, что в Арктике в последнее столетие произошла смена трех климатических периодов: двух теплых (1922—1954 гг.; середина 1980-х годов — настоящее время) и одного холодного (1955—1985 гг.).

Период 1986—2015 гг. характеризовался значительными изменениями как состояния СЛО, так и Арктики в целом. В 1989 г. режим атмосферной циркуляции изменился в сторону уменьшения индекса высокоширотной зональности по циркумполярной зоне Северного полушария и увеличения повторяемости арктического антициклона (Дмитриев, 2007). Аномалии среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 72—85° с.ш. в конце 1990-х годов стали положительными (Куражов и др., 2007). Изменился знак тренда средней солености поверхностного слоя: в Канадском бассейне осолонение, наблюдавшееся с 1950 до 1989 г., сменилось распреснением, а в зоне трансарктического дрейфа распреснение уступило место осолонению (Gudkovich et al., 2004). Ледовитость арктических морей, которая увеличивалась начиная с 1960-х годов, в конце прошлого столетия начала стремительно уменьшаться (Фролов и др., 2007).

В 1989—1993 гг. произошло повышение температуры атлантических вод в Арктическом бассейне СЛО. В Евразийском суббассейне оно продолжалось до конца прошлого столетия, а в Американо-Северном суббассейне потепление 1990-х годов отмечалось и в начале XXI века. Вторжение атлантических вод было столь продолжительным, а повышение их температуры столь значительным, что на фоне всех исторических данных это выглядело большой положительной аномалией. В конце 1990-х годов наметилась определенная стабилизация поступления атлантических вод в Арктический бассейн. Однако начиная с 2003/04 г. температура атлантических вод в Евразийском суббассейне начала повышаться до значений, ранее никогда здесь не наблюдавшихся. Экстремальное потепление глубинных атлантических вод выглядело как новый шаг к потеплению Арктики (Polyakov et al., 2005).

Последовавшее за этим лето 2007 г. показало, что пределы возможности макромасштабных изменений как атмосферной, так ледовой и океанической сферы в Арктике еще не исчерпаны. Сезонный цикл 2007 г. развивался по такому сценарию, какого не наблюдалось за всю историю инструментальных измерений. Изменения распределения ледяного покрова, термохалинной структуры поверхностного слоя океана и теплового состояния атлантических вод в СЛО были столь велики, что их следует отнести к разряду больших аномалий, а состояние СЛО летом 2007 г. можно назвать экстремальным (Фролов и др., 2009).

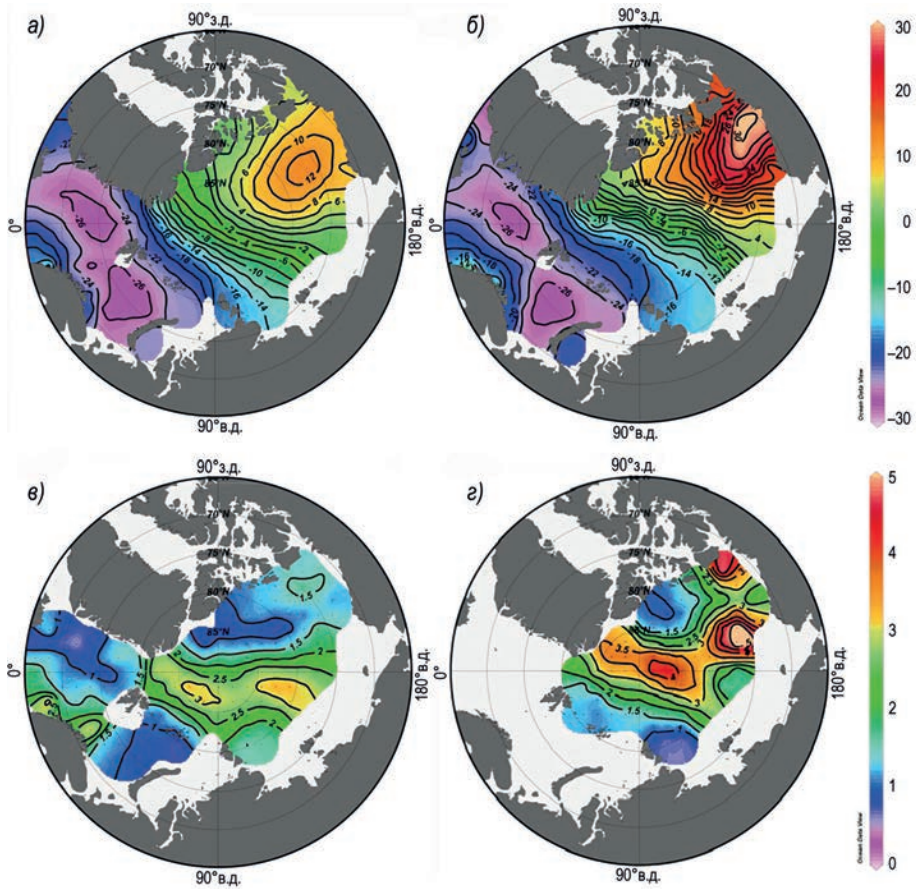


Рис. 5.1.45. Аномалии динамических высот АДВ (а и б) и величины скоростей $|C|$ поверхностного геострофического течения (в и з) в зимние сезоны, осредненные за периоды 1949—1993 гг. (а и в) и 2007—2013 гг. (б и з).

Произошла трансформация основных черт уровневой поверхности Арктического бассейна. На рис. 5.1.45 приведены аномалии динамической высоты (АДВ) и величины скорости $|C|$ поверхностного геострофического течения в зимние сезоны, осредненные за периоды 1949—1993 и 2007—2013 гг. Из рисунка видно, что произошли изменения в структуре поля АДВ и интенсивности поверхностной геострофической циркуляции. Разительное различие структур полей АДВ и геострофической циркуляции позволяет отнести их к двум существенно различающимся климатическим стадиям состояния Северного Ледовитого океана (Тимохов и др., 2018).

На рис. 5.1.46 приведены средние значения нормированных аномалий температуры воздуха T_a , атмосферных индексов АО и NAO, расходов рек в моря Карское и Лаптевых RivK_L и в моря Восточно-Сибирское и Чукотское RivE_C, индекса теплового состояния Северной Атлантики AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) и расхода воды через Берингов пролив Ber, осредненные по периодам 1950—1985 и 1986—2015 гг. Напомним, что Арктическое колебание (Arctic Oscillation, индекс АО) характеризует вариации атмосферного давления над уровнем моря севернее

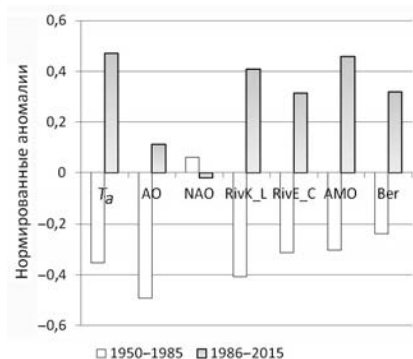


Рис. 5.1.46. Средние значения нормированных аномалий температуры воздуха T_a в арктических морях, атмосферных индексов АО и NAO, речного стока в моря Карское и Лаптевых RivK_L и в моря Восточно-Сибирское и Чукотское RivE_C, индекса теплового состояния Северной Атлантики AMO и расхода воды через Берингов пролив Ber за периоды 1950—1985 и 1986—2015 гг.

параллели 20° с.ш. и определяется как первая мода разложения на естественные ортогональные функции аномалий высоты поверхности 1000 гПа (Janout et al., 2017).

Положительное значение индекса АО характеризует доминирование циклонического режима атмосферной циркуляции над центральной Арктикой, а отрицательное значение — антициклонического режима. Индекс Североатлантического колебания (NAO, North Atlantic Oscillation) рассчитывается как разность атмосферного давления на уровне моря между пунктами в Исландии (64° с.ш., 24° з.д.) и вблизи Азорских островов (39° с.ш., 24° з.д.); между индексами NAO и АО существует обратная корреляционная связь. Атлантическое мультideкадное колебание AMO представляет собой аномалию температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике.

Как видно из гистограммы, приведенной на рис. 5.1.46, в период 1950—1985 гг. над центральной Арктикой доминировал антициклонический режим атмосферной циркуляции (отрицательное значение индекса АО и положительное значение NAO). При антициклоническом режиме атмосферной циркуляции антициклонический круговорот вод и льдов в Канадской котловине обширен по площади и центр его занимает северное положение (рис. 5.1.45), а Трансарктическое течение захватывает воды и льды не только Чукотского и Восточно-Сибирского морей, но и моря Лаптевых. Поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив и речного стока уменьшилось (отрицательные значения индексов Ber, RivK_L и RivE_C), а температура воды в Северной Атлантике понизилась (отрицательная аномалия индекса AMO).

В период 1986—2015 гг. доминирующим стал циклонический режим атмосферной циркуляции в Арктике (положительная аномалия индекса АО и отрицательная аномалия индекса NAO), при котором антициклонический круговорот в Канадской котловине занимает более южное положение (рис. 5.1.45) и ось трансарктического потока вод и льда смещается в сторону Канадской котловины; увеличивается речной сток и поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив, а также значительно увеличивается поступление атлантических вод в СЛО.

Выполненный анализ показывает, что гидрологический режим арктических морей и его долговременные изменения являются отражением как локальных ре-

гиональных процессов, так и реакцией на макромасштабные арктические процессы и глобальные климатические изменения. Главными причинами происходящих трансформаций термохалинной структуры и циркуляции вод СЛО, включая арктические моря, по-прежнему являются атмосферные процессы и взаимодействие СЛО с Атлантическим и Тихим океанами. Но интенсивность их влияния и роль отдельных факторов изменились в последние десятилетия. В этот период атлантические воды, вторгающиеся в Арктический бассейн СЛО через пролив Фрама и Баренцево море, вызвали экстремальное потепление атлантического слоя в Арктическом бассейне СЛО и перестройку термохалинной структуры. Усилилось поступление теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив в СЛО, которые также оказали влияние на термохалинную структуру морей Чукотского и частично Бофорта, а также Арктического бассейна СЛО. Наконец, значительный вклад внесли атмосферные процессы, режим которых значительно отличался от режима атмосферной циркуляции предыдущих десятилетий.

Возвратится ли состояние СЛО к климатическому среднему прошлого века или произойдет переход климатической системы, включающей термохалинные поля и циркуляцию океана, макроструктуру и дрейф ледяного покрова, к новому, ранее не наблюдавшемуся состоянию, во многом будет зависеть от тенденций изменения глобального климата.

5.2. ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

А.Е. Новихин, Е.В. Блошкина

Гидрохимические характеристики являются хорошими показателями физических процессов, происходящих в океане, и могут быть использованы для выделения фронтальных зон и для идентификации водных масс. В то же время биогенные вещества служат основой формирования биологической продуктивности вод, их недостаток лимитирует развитие фитопланктона.

Формирование гидрохимической структуры арктических морей происходит под влиянием комплекса внешних и внутренних факторов. Внешними факторами являются материковый сток и водообмен с соседними морями и Арктическим бассейном. К внутренним факторам относятся гидрометеорологические условия, циркуляция водных масс, процессы ледообразования и таяния льда, неравномерное распределение ледяного покрова и связанная с ним неравномерность массо- и энергообмена между морем и атмосферой, гидробиологические условия, биохимические и физико-химические процессы в воде, состав донных отложений и др.

5.2.1. Режим растворенного кислорода

Содержание растворенного кислорода в морской воде определяется интенсивностью газообмена с атмосферой, процессами фотосинтеза и потреблением кислорода на окисление органического вещества и дыхание организмов. Поэтому в среднем концентрация кислорода у поверхности зимой (8,2—8,5 мл/л) несколько ниже, чем летом (8,4—8,8 мл/л). Исключение составляют зоны полыней, где при низкой температуре и наличии открытой воды содержание кислорода может достигать 11 мл/л.

На мелководьях в зимний период под припайным льдом часто формируются зоны крайне низких значений содержания кислорода. В этих районах имеющийся кислород потребляется на окисление органического вещества, а вентиляция вод затруднена за счет ледяного покрова. С глубиной содержание растворенного кислорода в целом убывает. На глубине 20—25 м в летний период на пространствах свободных ото льда часто наблюдается промежуточный максимум кислорода, приуроченный к зонам активного цветения фитопланктона. В придонных слоях морей зимой формируются локальные зоны крайне низкого содержания кислорода (до 3,5 мл/л и ниже).

Микроводоросли в поверхностной структурной зоне используют накопленные за зиму биогенные элементы и выделяют кислород в процессе фотосинтеза. В более глубоких слоях происходит разложение и растворение отмирающих клеток; при этом на окисление расходуется растворенный в воде кислород. Одним из районов с аномально высокой продуктивностью фитопланктона является кромка льда, где часто наблюдается повышенное содержание растворенного кислорода. В придонных слоях морей зимой формируются локальные зоны крайне низкого содержания кислорода.

Для летних месяцев (август — сентябрь) в поверхностном слое характерными являются значения растворенного кислорода от 7 до 9 мл/л. В целом отчетливо прослеживается тенденция увеличения концентрации растворенного кислорода с запада на восток и с юга на север (рис. 5.2.1), что хорошо коррелирует с особенностями распределения температуры, которая оказывает влияние на растворимость газов.

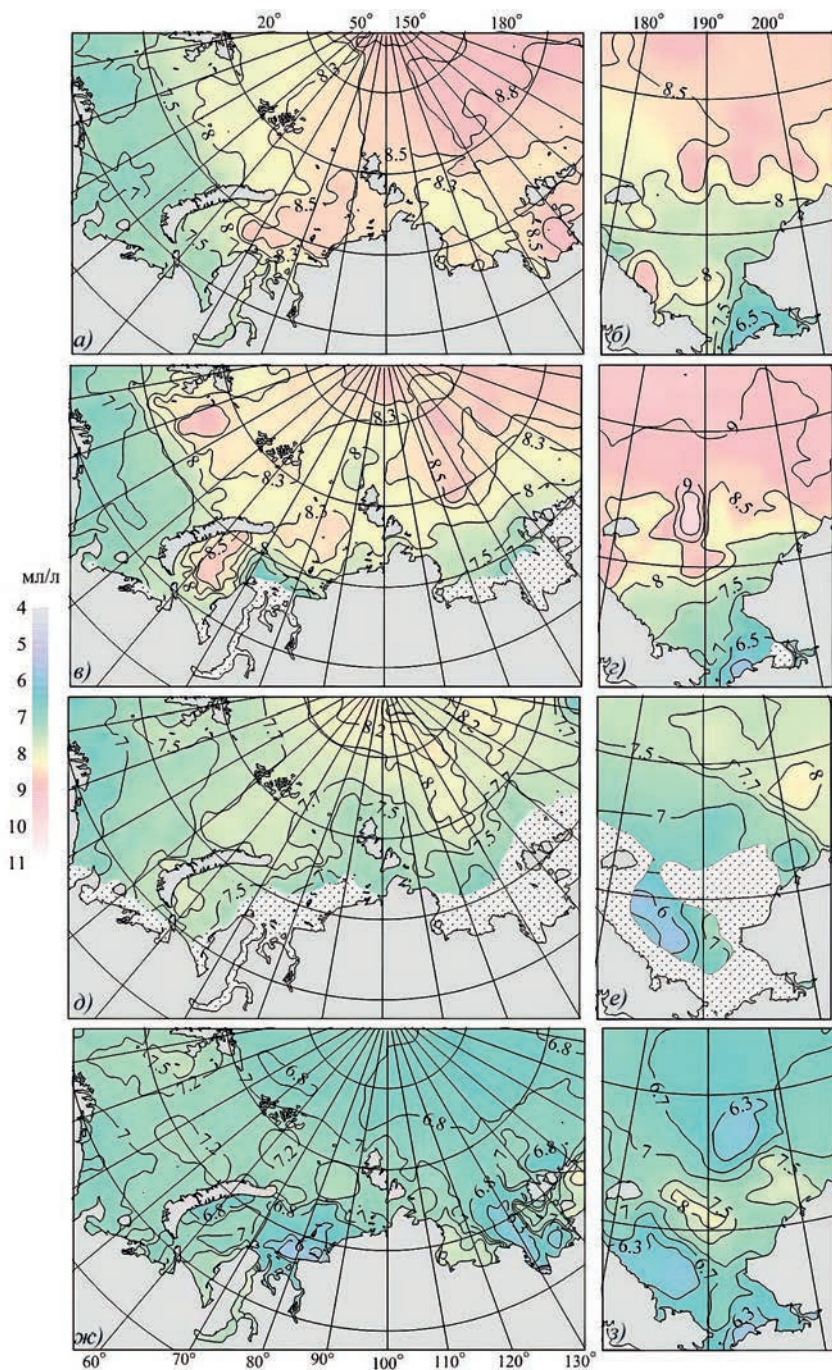


Рис. 5.2.1. Распределение концентрации растворенного кислорода (мл/л) в поверхностном слое (а, б), на глубине 20 м (в, з), на глубине 50 м (д, е) и в придонном слое (ж, з) арктических морей в летние месяцы (август — сентябрь) по данным базы отдела океанологии за период с 1986 по 2015 г.

Воды Баренцева моря в целом хорошо аэрированы. Содержание кислорода в толще воды по всей площади моря близко к насыщению. Максимальные значения в верхнем 25-метровом слое в течение лета достигают 130 %; минимальные значения составили 70—75 % и были обнаружены в глубоководных районах Медвежинской впадины (около 7,0 мл/л) и на севере Печорского моря (Пивоваров, 2000). На акватории Баренцева моря отчетливо выделяется по содержанию растворенного кислорода зона влияния атлантической водной массы — она проходит вдоль северного побережья Скандинавского и Кольского полуостровов. Атлантическая вода характеризуется более высокой температурой и содержанием кислорода менее 7,0 мл/л. В северных районах моря содержание кислорода повышается до 8,0—8,3 мл/л вследствие увеличения растворимости при более низкой температуре воды.

По сравнительно немногочисленным данным для зимнего периода в поверхностном слое южных районов моря содержание кислорода составляет около 7,0—7,6 мл/л, что на 0,2—0,5 мл/л выше, чем летом. В северных районах моря под ледяным покровом уменьшение содержания кислорода зимой за счет ухудшения газообмена компенсируется повышенной растворимостью. Различие летних и зимних значений невелико.

Распределение растворенного кислорода в поверхностном слое Карского моря является результатом взаимодействия хорошо аэрированной речной воды, сбрасываемой реками Обь и Енисей, с морскими водными массами, сформировавшимися в зимний период и имеющими пониженное содержание кислорода. В Обской губе свежая, насыщенная кислородом паводковая вода в начале своего пути к морю вытесняет зимнюю, застойную речную воду, которая характеризуется большим дефицитом кислорода (Мосевич, 1947). Распределение кислорода на поверхности моря летом достаточно однородно (около 8,0—8,6 мл/л). У кромки дрейфующего льда в период цветения планктона часто наблюдаются локально высокие значения кислорода (более 9,5 мл/л).

В южных районах, где вода лучше прогревается, концентрация кислорода меньше. Минимальные значения кислорода в поверхностном слое наблюдаются обычно в Байдарацкой губе (менее 7,5 мл/л) и в районах распространения теплых и более соленых поверхностных водных масс из Баренцева и Печорского морей.

Яркой особенностью летнего сезонного пикноклина юго-западной части Карского моря является слой максимума кислорода (Пивоваров, 2000; Новихин и др., 2011). Максимальные значения наблюдаются на глубине 15—25 м (см. рис. 5.2.1 в). Подповерхностный максимум кислорода наблюдается не только в юго-западной, но и в северной части Карского моря. Конфигурация распространения подповерхностного максимума во многом определяется характером распространения речного стока.

В главном пикноклине в юго-западной части Карского моря происходит резкое уменьшение концентрации кислорода. В глубинных слоях Новоземельской впадины его содержание нередко опускается ниже 6,8 мл/л (см. рис. 5.2.1 ж).

В желобах Святой Анны и Воронина яркой особенностью вертикальной структуры водной толщи являются теплые атлантические водные массы, поступающие из Арктического бассейна и обладающие на северной границе Карского моря высоким насыщением кислородом. Содержание кислорода в придонных горизонтах обычно составляет от 6,8 до 7,2 мл/л в течение всего года; исключения составляют мелководных прибрежные районы к востоку от Енисейского залива. Здесь в понижениях дна скапливается большое количество оседающей из речного стока органики, на

окисление которой расходуется кислород. Содержание растворенного кислорода может понижаться до 5,8—6,0 мл/л.

Содержание растворенного кислорода зимой в целом в Карском море на 0,3—0,5 мл/л выше, чем летом. Однако в понижениях рельефа, особенно в зоне влияния речного стока, зимой формируются локальные зоны крайне низкого содержания кислорода (до 3,5 мл/л и ниже). Особенно заметно эти процессы проявляются в Обской губе, формируя к весне локальную зону так называемых заморных вод, которые вытесняются из губы половодьем (Мосевич, 1947). Заморные водные массы в Енисейском заливе образуются очень редко и в небольших объемах.

Гидрохимическая структура моря Лаптевых формируется под влиянием трех основных факторов: речного стока (в основном реки Лены), ледяного покрова и водообмена с Арктическим бассейном. Концентрация кислорода в поверхностном слое моря Лаптевых изменяется в пределах от 8,0 до 8,5 мл/л в зависимости от температуры и солености воды. Особенно высокие значения наблюдаются в период цветения фитопланктона и при наличии остатков ледяных массивов.

Летом в центральной и северо-западной частях моря наблюдается промежуточный максимум растворенного кислорода, в целом менее выраженный, чем в Карском море, что связано с большим влиянием на акваторию моря Лаптевых речного стока. Обычно максимум кислорода фиксируется на глубине 20—25 м в северных районах моря и 10—15 м в южных. Распространение слоя промежуточного максимума зависит от конфигурации зоны влияния речных вод. Средние значения концентрации кислорода в слое максимума могут локально достигать 8,5—9,0 мл/л, в отдельные годы 10,0—11,0 мл/л (Новихин и др., 2011).

Глубинные воды шельфовой части моря Лаптевых в целом характеризуются пониженным содержанием растворенного кислорода (см. рис. 5.2.1 ж). Химические свойства этих вод формируются в зимний период под влиянием ледообразования и активной конвекции в районах полыней (Dmitrenko et al., 2005).

Яркой особенностью придонной структурной зоны юго-восточной и центральной частей моря является наличие так называемых застойных водных масс. Содержание кислорода в них в отдельные годы может уменьшаться до 3,5 мл/л. Они формируются на основе вод зимнего происхождения, которые к весне уже обладают пониженным содержанием кислорода, а в период половодья получают дополнительный поток неокисленного органического вещества, оседающего из поверхностного слоя зоны речного стока (Лисицын, 1994).

В зимний период содержание кислорода в поверхностном слое моря несколько повышено (8,8—10,0 мл/л). Особенно заметно это повышение в районе существования к северу от дельты реки Лены заприпайной полыни, положение которой хорошо совпадает с изобатой 25 м. Процессы в полынье являются хорошим источником кислорода вследствие его поступления из атмосферы и повышения растворимости кислорода в воде из-за низкой температуры.

Одним из основных факторов, формирующих гидрохимические условия в Чукотском море, является водообмен с Тихим океаном через Берингов пролив. В июне в Чукотском море начинается интенсивное таяние льда и появляются пространства открытой воды, на которых развивается фитопланктон. Это приводит к значительному перенасыщению еще холодных поверхностных водных масс кислородом, превышающему 130 % (Пивоваров, 2000).

На большей части моря поверхностные водные массы хорошо насыщены кислородом (7,7—8,5 мл/л). Исключением являются прибрежные районы у острова Врангеля, где наблюдается небольшой дефицит кислорода, образующийся в результате подъема водных масс из промежуточной структурной зоны. В августе содержание кислорода в поверхностных водах уменьшается до 6,7—7,5 мл/л. В берингоморских водных массах концентрация кислорода уменьшается до 6,7—7,0 мл/л. В северных районах, где продолжается фотосинтез, сохраняются высокие значения содержания кислорода (9,0—9,5 мл/л) (см. рис. 5.2.1 б).

Максимум содержания кислорода на глубине 10—15 м в западных и центральных районах моря, очевидно, имеет ту же природу, что и в морях Карском и Лаптевых.

В придонных слоях Чукотского моря залегают водные массы зимнего происхождения. Как правило, они продвигаются по желобам в сторону материкового склона и характеризуются невысоким содержанием кислорода (5,7—6,3 мл/л) (см. рис. 5.2.1 з).

В осенний период в арктических морях штормовой ветер и сильное волнение перемешивает воду до большей глубины, чем летом. Происходит охлаждение поверхностного слоя воды, начинается вертикальное конвективное перемешивание. Изменение концентрации кислорода осенью зависит от того, какие водные массы были в сезонном пикноклине. Кроме того, запасы кислорода в поверхностном слое пополняются за счет интенсивного газообмена с атмосферой, так как понижение температуры воды ведет к увеличению растворимости кислорода в морской воде. В некоторых районах наблюдается осенняя вспышка в развитии фитопланктона и концентрация кислорода в воде локально увеличивается в результате фотосинтеза.

5.2.2. Режим кремнекислоты (силикатов)

Кремнекислота поступает в бассейн Северного Ледовитого океана в основном с речным стоком за счет растворения минеральных взвесей и раковин диатомовых. Летнее распределение кремнекислоты является хорошим индикатором зон распространения речных вод (рис. 5.2.2).

Баренцево море в гораздо меньшей степени, чем Карское или Лаптевых, подвержено влиянию речного стока. Атлантические воды бедны кремнекислотой, и содержание кремния у поверхности Баренцева моря не превышает 2—5 мкмоль/л в течение всего года. Исключение составляют южные и юго-восточные районы, расположенные в зоне распространения речных вод. Здесь содержание кремния составляет около 10—12 мкмоль/л.

С глубиной содержание кремния несколько увеличивается, но и в глубинных водах моря его концентрация не превышает 6—8 мкмоль/л.

Заметных сезонных изменений концентрации кремния в Баренцевом море не наблюдается нигде за исключением узкой прибрежной области в районе Печорского моря; там зимой содержание кремнекислоты у поверхности может увеличиваться до 30—40 мкмоль/л.

Летом всю центральную часть Карского моря занимают речные воды. Содержание кремния у поверхности может достигать 50—60 мкмоль/л, а в устьевых областях Оби и Енисея 80—100 мкмоль/л и более (см. рис. 5.2.2 а). Юго-западная часть моря практически не испытывает влияния речного стока. Содержание кремния у поверхности здесь сходно с его содержанием в поверхностных баренцевоморских водах и составляет 2—5 мкмоль/л.

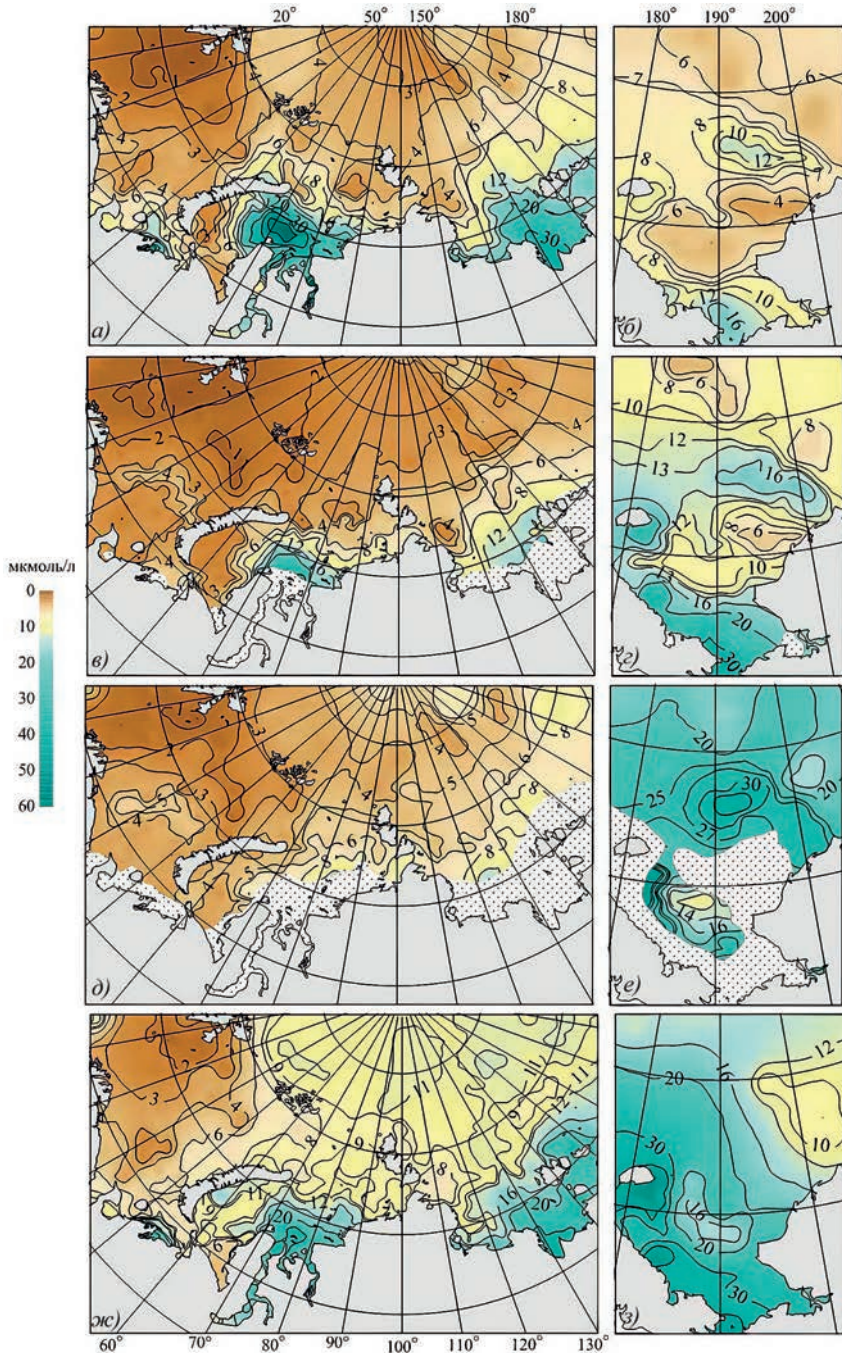


Рис. 5.2.2. Распределение концентрации кремнекислоты (мкмоль/л) в поверхностном слое (а, б), на глубине 20 м (в, з), на глубине 50 м (д, е) и в придонном слое (ж, з) арктических морей в летние месяцы (август — сентябрь) по данным базы отдела океанологии за период с 1986 по 2015 г.

В северных районах моря, занятых водными массами Северного Ледовитого океана и Баренцева моря и подверженных значительному влиянию ледяных массивов, содержание кремния летом изменяется от 3 до 10 мкмоль/л и слабо увеличивается с глубиной. В придонных слоях содержание растворенного кремния варьирует от 8—12 мкмоль/л в северных районах моря до 10—20 мкмоль/л в южных.

Зимой зона влияния речных вод заметно сокращается, а концентрация силикатов у поверхности в зоне влияния речного стока увеличивается до 60—100 мкмоль/л. Также несколько увеличивается придонная концентрация силикатов (до 20—30 мкмоль/л), особенно на мелководье в южных районах.

Летом море Лаптевых находится под значительным влиянием речного стока, область распространения которого в зависимости от характера атмосферной циркуляции может занимать всю южную, северо-восточную, а иногда и центральную части моря. В юго-восточной части летом содержание силикатов в поверхностных водах составляет около 30—40 мкмоль/л, в центральной и прибрежной зоне западной части моря — 10—20 мкмоль/л. Содержание силикатов у поверхности убывает в северо-западном направлении. В районе пролива Вилькицкого содержание силикатов в поверхностных водах составляет 4—8 мкмоль/л.

С глубиной концентрация растворенного кремния в целом увеличивается, и в придонных водах зимнего происхождения составляет около 20—30 мкмоль/л.

Зимой влияние речных вод сокращается, а концентрации силикатов значительно возрастает. В районе дельты реки Лены значения концентрации силикатов могут достигать 80—100 мкмоль/л. Далее к северу концентрация уменьшается до 10—15 мкмоль/л в районе шельфового склона. Придонные значения концентрации составляют от 25 до 60 мкмоль/л, увеличиваясь с северо-запада на юго-восток.

Восточно-Сибирское море достаточно мелководное, и водная толща летом хорошо перемешана, в связи с чем концентрация силикатов практически однородна по глубине. Зимой содержание силикатов увеличивается до 40—60 мкмоль/л и убывает от побережья в сторону материкового склона.

Чукотское море мало подвержено влиянию речного стока. Однако с юга на шельф моря поступают тихоокеанские воды, которые отличаются повышенным содержанием кремния (см. рис. 5.2.2 б).

Летом содержание силикатов в поверхностных водах относительно невелико: от 4—8 мкмоль/л в северной и центральной частях моря до 8—12 мкмоль/л в южной, где начинается взаимодействие с тихоокеанскими водами. Низкие значения содержания силикатов на шельфе, вероятно, связаны с его потреблением в процессе активного цветения диатомового фитопланктона. С глубиной содержание силикатов повышается и в придонных водах достигает 30—40 мкмоль/л.

Зимой содержание кремнекислоты в водах Чукотского моря значительно увеличивается. На поверхности ее концентрация достигает 40—50 мкмоль/л, а в придонном слое, занятом водами тихоокеанского происхождения, 60 мкмоль/л. Эта особенность зимних тихоокеанских вод используется для картографирования границ их распространения.

5.5.3. Режим фосфатов

Общая картина распределения фосфатов во многом сходна с распределением кремнекислоты. В летний период у поверхности значения концентрации крайне низкие вследствие потребления их в процессе фотосинтеза (0,2—0,3 мкмоль/л) (рис. 5.2.3). Однако до нуля значения опускаются редко, поскольку основным лимитирующим эле-

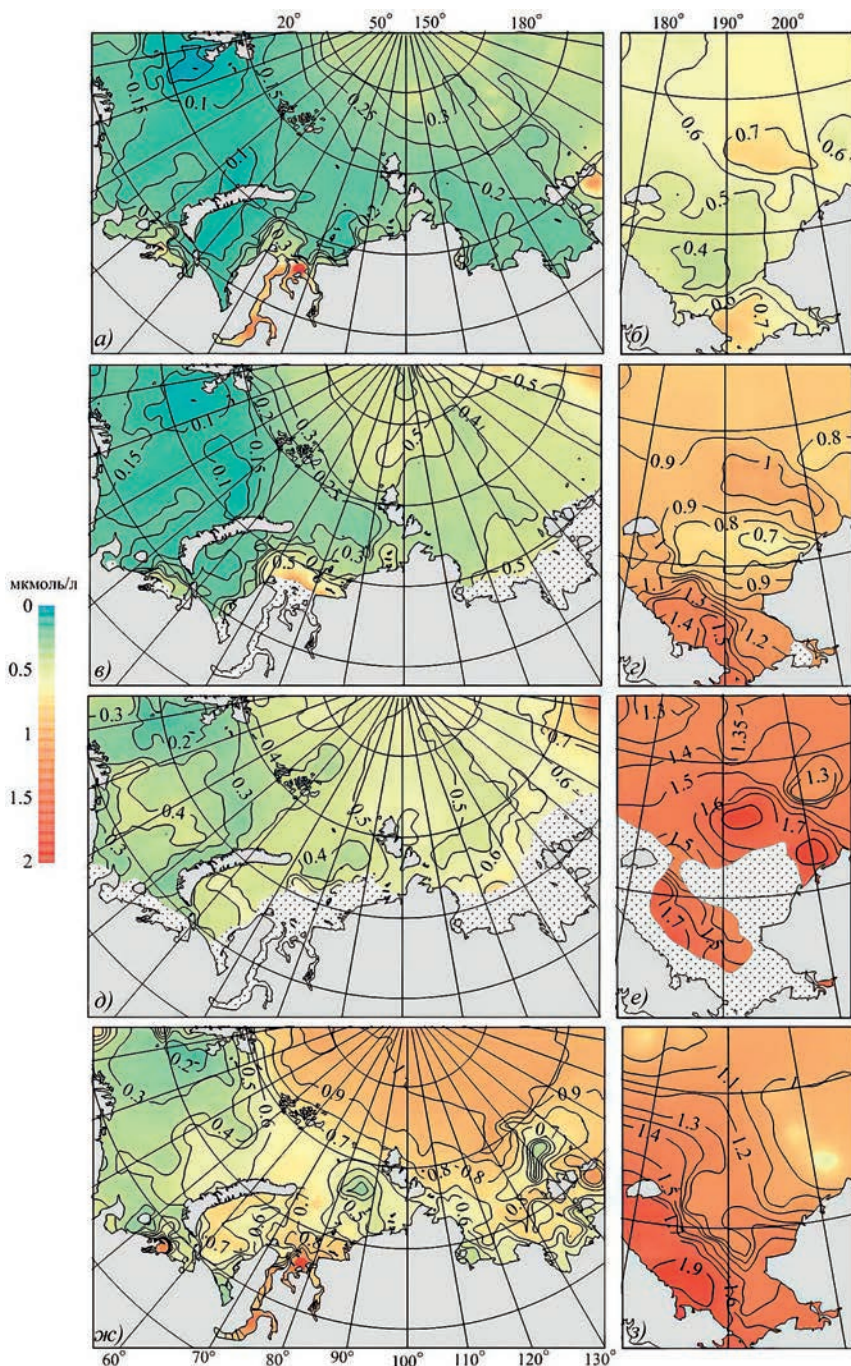


Рис. 5.2.3. Распределение концентрации фосфатов (мкмоль/л) в поверхностном слое (а, б), на глубине 20 м (в, з), на глубине 50 м (д, е) и в придонном слое (ж, з) арктических морей в летние месяцы (август — сентябрь) по данным базы отдела океанологии за период с 1986 по 2015 г.

ментом при фотосинтезе в Северном Ледовитом океане является азот. Зимой содержание фосфатов в арктических морях несколько выше, чем летом (на 0,2—0,3 мкмоль/л). Это связано с процессами минерализации органического вещества и сильным сокращением потребления фосфатов на фотосинтез. С глубиной содержание фосфатов постепенно увеличивается, достигая в глубоководных районах 0,8—1,7 мкмоль/л (Пивоваров, 2000).

Содержание фосфатов в поверхностном слое летом на всей акватории Баренцева моря незначительно и находится в пределах 0,1—0,3 мкмоль/л. Вдоль северного побережья континента значения концентрации несколько выше и составляют 0,2—0,4 мкмоль/л. Подобные значения частично обусловлены активным потреблением фосфатов в процессе фотосинтеза. В районах таяния ледяных массивов у берегов архипелага Шпицберген и Новая Земля содержание фосфатов может опускаться ниже 0,1 мкмоль/л за счет активного фотосинтеза на кромке льдов. С глубиной содержание фосфатов несколько возрастает и в придонном слое достигает 0,4—0,6 мкмоль/л (см. рис. 5.2.3 *а, в, д, ж*).

Зимой содержание фосфатов несколько увеличивается за счет окисления органического вещества. В поверхностном слое зимой содержание фосфатов составляет 0,2—0,6 мкмоль/л, а в придонном — 0,5—0,7 мкмоль/л. В прибрежных мелководных районах Печорского моря содержание фосфатов зимой может достигать 1,0—1,2 мкмоль/л, а его вертикальное распределение за счет зимней конвекции довольно однородно.

Содержание фосфатов в летних поверхностных водах Карского моря невелико. В зоне влияния речного стока концентрация не превышает 0,25—0,60 мкмоль/л, а в северных районах моря, подверженных влиянию поверхностных вод Арктического бассейна, и в его юго-западной части содержание фосфатов в поверхностном слое составляет 0,1—0,2 мкмоль/л.

С глубиной содержание фосфатов возрастает и в придонном слое юго-восточной части моря достигает 0,4—0,6 мкмоль/л. В северном и юго-западном районах моря придонные значения концентрации фосфатов составляют 0,6—0,7 мкмоль/л. В Новоземельском желобе содержание фосфатов в придонных водах может достигать 2,0 мкмоль/л.

Зимой содержание фосфатов в Карском море увеличивается, особенно в районе Байдарацкой губы. Здесь, на мелководье, содержание фосфатов может достигать 2,0—2,5 мкмоль/л. На большей части акватории моря содержание фосфатов зимой в поверхностном слое составляет 0,4—0,6 мкмоль/л и убывает в северном направлении. В придонном слое в зоне влияния речного стока, а также в понижениях дна центральной и юго-западной частей моря содержание фосфатов зимой составляет 0,9—1,3 мкмоль/л. В районе Центральной Карской возвышенности придонные значения концентрации фосфатов достигают 0,6—0,8 мкмоль/л.

В море Лаптевых среднее содержание фосфатов в поверхностном слое моря составляет 0,2—0,4 мкмоль/л. Общее содержание фосфатов с глубиной увеличивается и в придонных водах достигает 0,6—0,8 мкмоль/л.

Зимой содержание фосфатов возрастает за счет разложения органического вещества и ослабления процессов потребления до 0,4—0,6 мкмоль/л в поверхностном слое и до 0,8—1,0 мкмоль/л в придонном слое.

5.5.4. Обзор многолетних изменений

Для выявления общих многолетних тенденций изменения гидрохимических параметров сравнивались их распределения за периоды 1986—2015 и 1965—1985 гг. В связи с крайней недостаточностью гидрохимической информации для зимнего периода 1986—2015 гг. сравнение с историческими данными проводилось только для летнего сезона (август — сентябрь).

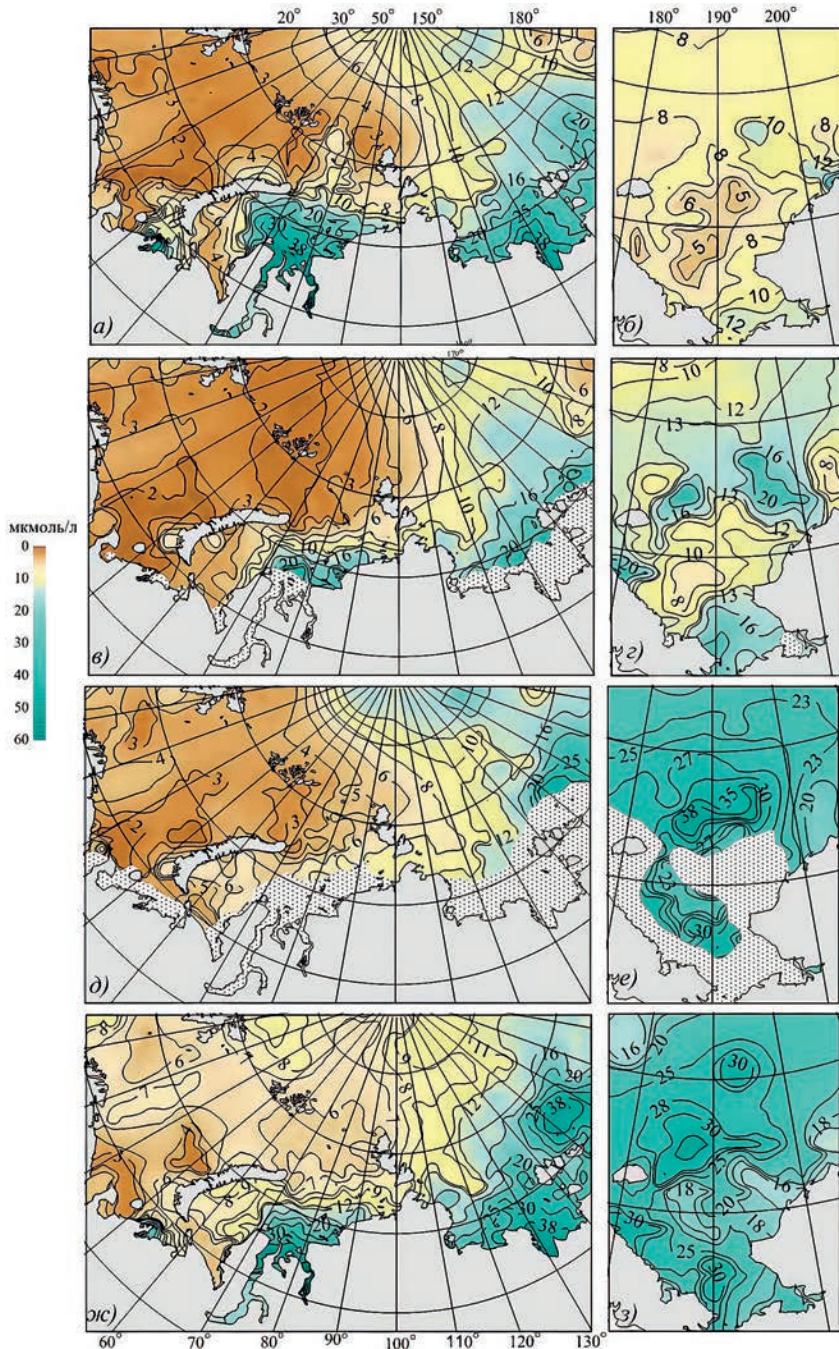


Рис. 5.2.4. Распределение концентрации кремнекислоты (мкмоль/л) в поверхностном слое (а, б), на глубине 20 м (в, г), на глубине 50 м (д, е) и в придонном слое (ж, з) арктических морей в летние месяцы (август — сентябрь) по данным базы отдела океанологии за период с 1965 по 1985 г.

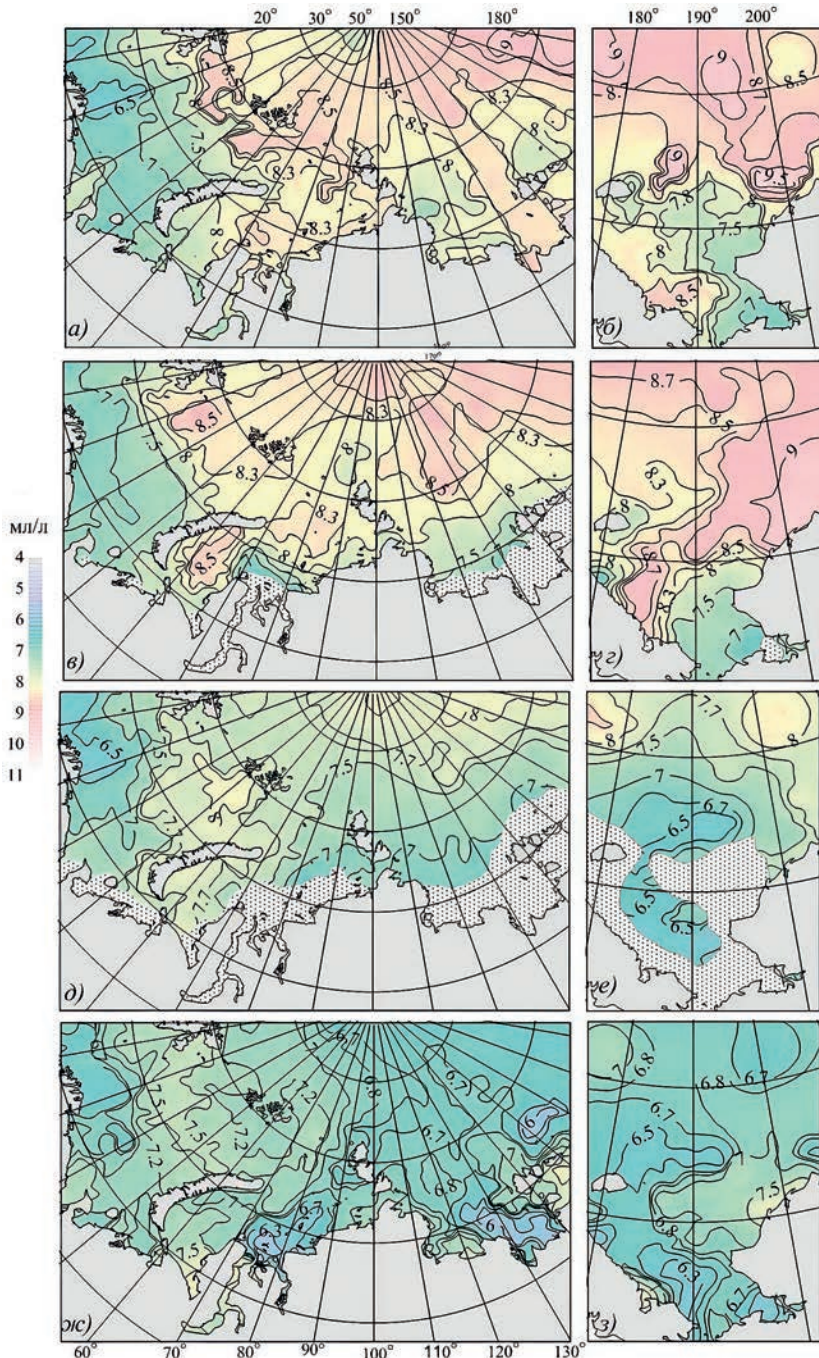


Рис. 5.2.5. Распределение концентрации растворенного кислорода (мл/л) в поверхностном слое (а, б), на глубине 20 м (в, з), на глубине 50 м (д, е) и в придонном слое (ж, з) арктических морей в летние месяцы (август — сентябрь) по данным базы отдела океанологии за период с 1965 по 1985 г.

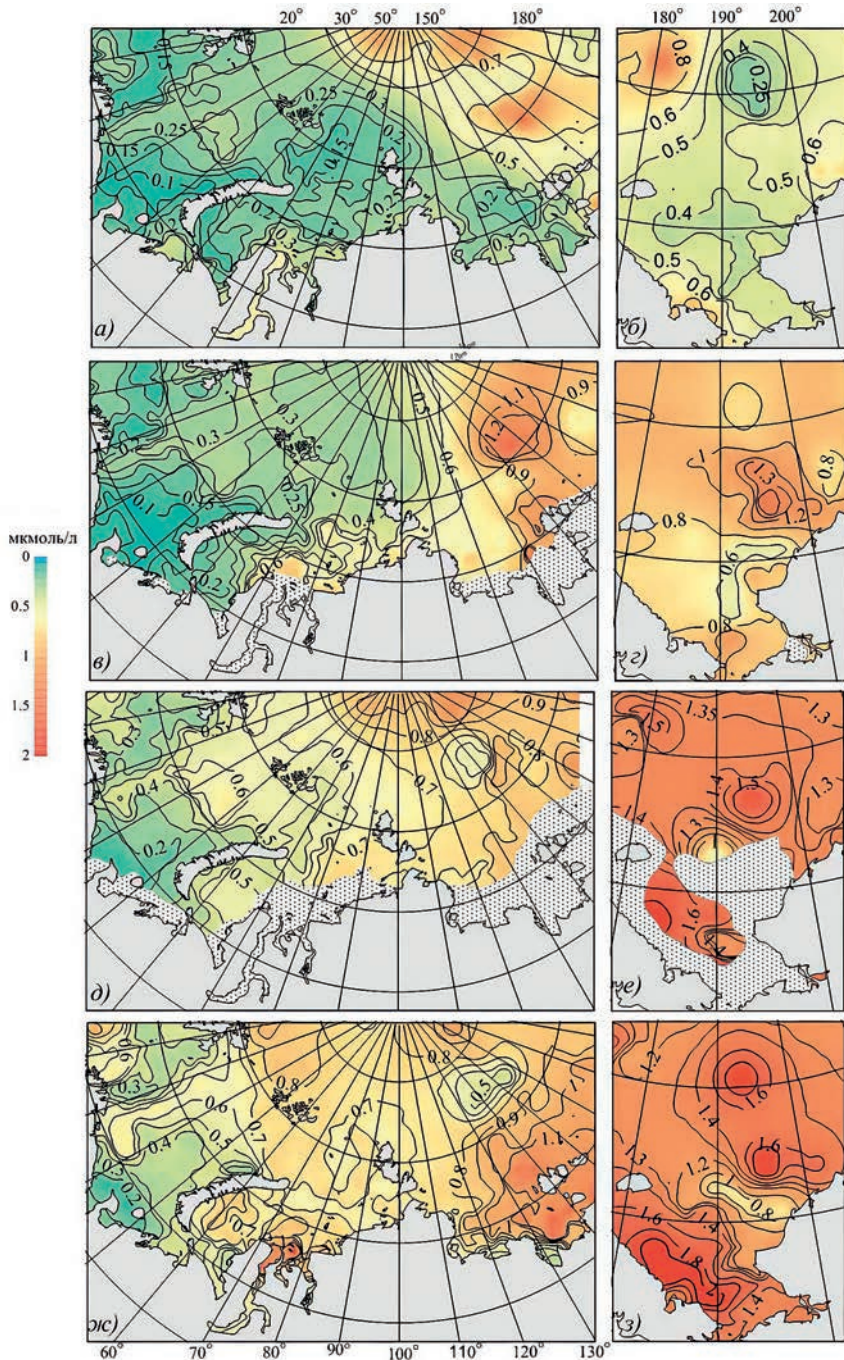


Рис. 5.2.6. Распределение концентрации фосфатов (мкмоль/л) в поверхностном слое (а, б), на глубине 20 м (в, з), на глубине 50 м (д, е) и в придонном слое (ж, з) арктических морей в летние месяцы (август — сентябрь) по данным базы отдела океанологии за период с 1965 по 1985 г.

Можно отметить уменьшение содержания силикатов в поверхностном слое акватории Баренцева моря (на 1—2 мкмоль/л). Уменьшение содержания силикатов прослеживается и на горизонтах 20 и 50 м до северной части моря Лаптевых (рис. 5.2.4). Вероятно, подобные изменения связаны с усилением притока атлантических вод.

В придонном слое понижение содержания силикатов наблюдается в Баренцевом море и северо-западной части моря Лаптевых. В северной части Карского моря, напротив, отмечается незначительное (1—2 мкмоль/л) повышение содержания силикатов. На акватории Чукотского моря незначительно уменьшилось содержание силикатов у поверхности в северных районах моря, что, вероятно, связано с увеличением их потребления диатомовыми.

Изменения в распределении содержания растворенного кислорода у поверхности Баренцева моря показывают ослабление полярного фронта в северной части моря и уменьшение абсолютного содержания растворенного кислорода (на 0,2—0,4 мл/л), вероятно, связанное с повышением температуры воды (рис. 5.2.5).

На 0,2—0,3 мл/л увеличилось придонное содержание кислорода в зонах стагнации на шельфе моря Лаптевых. Несколько возросло содержание кислорода (на 0,3—0,5 мл/л) в Чукотском море в слое промежуточного максимума (горизонт 20 м).

Общее содержание фосфатов в водах морей Баренцева, Карского и северо-западной части моря Лаптевых уменьшилось на 0,1—0,2 мкмоль/л (рис. 5.2.6). В придонных водах моря Лаптевых стало содержаться на 0,3—0,4 мкмоль/л фосфатов меньше, что особенно заметно в юго-восточной части моря, где значения понизились от 1,1 до 0,8 мкмоль/л.

В целом на основе анализа распределения базовых гидрохимических параметров можно сделать заключение об усилении влияния на арктические моря России вод атлантического происхождения, бедных биогенными элементами. Изменения в распределении концентрации растворенного кислорода и биогенных элементов дают основания предположить, что происходит некоторое увеличение первичной продуктивности акваторий шельфа и улучшение вентиляции придонных горизонтов на мелководьях. Это выражается в более высоком содержании кислорода в зонах стагнации, а также увеличении объемов потребления биогенных элементов в фотической зоне шельфа в летний период.

5.3. КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

И.М. Ашик

Уровенный режим арктических морей формируется в результате взаимодействия различных факторов: географического положения и морфометрических характеристик бассейна моря, атмосферных процессов, речного стока, осадков и испарения, образования и таяния льда и пр. При этом изменения уровня имеют сложный характер и отличаются большим разнообразием в различных морях и даже в разных районах одного и того же моря.

В арктических морях России инструментальные наблюдения за уровнем моря начались в 1920—1930-е годы. Первоначально эти наблюдения носили отрывочный характер и предназначались для получения данных, необходимых для оценки основных характеристик приливных колебаний уровня моря. Регулярные инструментальные наблюдения за уровнем моря были начаты в Карском море на станции о-в Диксон в 1933 г., на станции Амдерма в 1935 г., в море Лаптевых в бухте Тикси в 1934 г., в Восточно-Сибирском море на станции мыс Шалаурова в 1935 г., в Чукотском море на станции Мыс Шмидта в 1935 г.

В конце 1970-х — начале 1980-х годов наблюдения за уровнем моря велись почти на 70 станциях, расположенных на материковом побережье, островах и в устьях рек арктических морей. Однако в 1990-е годы произошло резкое сокращение сети полярных станций и программ гидрометеорологических наблюдений. В настоящее время наблюдения за уровнем моря ведутся только на 20 станциях, расположенных в Арктике. При этом на отдельных станциях наблюдения ведутся только в летний период года, нередким явлением стали длительные перерывы в наблюдениях и недостаточно высокое их качество. До конца 1940-х — начала 1950-х годов наблюдения за уровнем на станциях арктических морей не привязывались к постоянной высотной основе, что делает невозможным использование этих данных в целях анализа многолетней изменчивости уровня.

В спектре колебаний уровня арктических морей можно выделить несколько значимых пиков, свидетельствующих о наличии колебаний различного временного масштаба:

- 1) *межгодовая изменчивость* с периодами несколько лет, связанная с геологическими, глобальными атмосферными и океанологическими процессами, многолетними изменениями речного стока, долгопериодными астрономическими явлениями;
- 2) *сезонная изменчивость* с периодами от нескольких месяцев до года, обусловленная преимущественно годовым ходом атмосферных процессов;
- 3) *синоптическая изменчивость* с периодами от одних до 30 суток, определяемая атмосферными процессами соответствующих масштабов;
- 4) *суточная изменчивость* с периодами от нескольких часов до одних суток, в основном связанная с метеорологическими и астрономическими факторами.

Межгодовые изменения уровня

Изучение межгодовой изменчивости колебаний уровня осуществляется на основе анализа среднегодовых значений уровня моря. Отклонения среднегодовых значений уровня от средних многолетних в пунктах наблюдений арктических морей колеблются от -15 до $+17$ см. Наибольшая величина межгодовых колебаний в морях Карском и Чукотском достигает 28 см, в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском

16—18 см, а в пунктах наблюдений, расположенных на краю континентального шельфа, она не превышает 14 см.

Можно предполагать, что многолетние изменения уровня на отдельных станциях в общем виде определяются тремя основными факторами: геологическим, объемным и динамическим.

Действие геологического фактора обусловлено преимущественно процессами, происходящими в земной коре, наиболее существенными из которых можно считать изостатические движения земной коры и вертикальную составляющую тектонических движений земной коры, и проявляется в вертикальных движениях земной коры и соответствующем видимом изменении положения среднего уровня.

Изменения положения среднего уровня моря могут быть обусловлены колебаниями общего объема воды в водоеме, зависящего от величины материкового стока и складывающегося из следующих составляющих: речного и грунтового стока; баланса осадков и испарения; баланса фазовых превращений воды, то есть процессов, связанных с увеличением или уменьшением объема воды при таянии льда и его образовании; изменений плотности воды, зависящей преимущественно от температуры и солености; изменений баланса водообмена с соседними бассейнами.

Существенное влияние на положение среднего уровня моря на отдельных станциях могут оказывать динамические факторы, в частности: статическое действие атмосферного давления, получившее название «обратного барометра» и выражающееся в изменении уровня моря приблизительно на 1 см при изменении атмосферного давления на 1 мм ртутного столба; влекущее действие ветра; характер и интенсивность циркуляции вод; многолетние приливные колебания уровня.

Определение роли отдельных факторов в общем процессе многолетних изменений уровня моря является задачей крайне сложной как в силу отсутствия или недостаточности информации для оценки отдельных составляющих, так и в силу взаимосвязанности некоторых составляющих, существовании сложных взаимобратных связей между ними.

Основной характеристикой многолетних изменений среднего уровня является величина линейного тренда. При этом необходимо отметить: если раньше предполагалось, что по величине линейного тренда можно судить о скорости вертикальных движений Земной коры (исходя из гипотезы о неизменности положения поверхности моря за период исследования), то в настоящее время стало очевидным наличие долгопериодного тренда в колебаниях уровня моря, обусловленного климатическими изменениями. Разделить эти составляющие, оперируя только данными наблюдений за колебаниями уровня, практически невозможно.

Величина линейного тренда колебаний уровня, осредненного по 59 станциям арктических морей (Proshutinsky, Ashik, 2011), составила $+0,119 \pm 0,081$ см/год; при этом на 11 станциях тренд имел отрицательный знак, а на 48 станциях — положительный. Рассматривая совокупность величин тренда как статистическую выборку, нельзя не отметить наличие существенной асимметрии распределения, обусловленной, с одной стороны, тем, что на ряде станций велики отрицательные значения тренда, а с другой стороны, значимым превышением модального значения распределения над средним. Среди станций, на которых отклонение тренда от среднего значения превышает $\pm 3\sigma$, можно выделить в первую очередь станции, расположенные на севере Баренцева моря (Баренцбург и им. Э.Т. Кренкеля), станции, расположенные в районе Обско-Тазовской

губы (Гадебейха, Сеяха и Антипаюта), станции, расположенные в Хатанго-Анабарском районе (мыс Косистый), и станции, расположенные в северной части моря Лаптевых (мыс Песчаный, бухта Солнечная, о-в Андрея и о-в Котельный); при этом в последнем районе значения тренда положительные.

С достаточно большой степенью уверенности можно утверждать, что на переносимых станциях существенную роль в многолетних изменениях уровня играет фактор, характерный только для этих районов, который можно интерпретировать как вертикальные движения земной коры. Таким образом, на побережье арктических морей существуют три района, где происходит подъем земной коры: северная часть Баренцева моря, Обско-Тазовский район и Хатанго-Анабарский район, а также один район, где происходит опускание земной коры, — северная часть моря Лаптевых. В остальных районах арктических морей линейный тренд колебаний уровня преимущественно положительный, и его среднее значение составляет $+0,166 \pm 0,075$ см/год. Необходимо отметить, что это значение весьма близко к значению линейного тренда, определенного для Мирового океана в целом и равного $+0,15$ см/год (Клире, 1982).

Значительный интерес при анализе однонаправленных тенденций в многолетних колебаниях уровня моря представляет вопрос о степени их устойчивости. Анализируя изменения линейного тренда колебаний уровня на отдельных станциях арктических морей по десятилетиям, нетрудно заметить, что в 1950-е, 1970-е и 1990-е годы среднее значение тренда имело отрицательный знак, а в 1960-е и 1980-е — положительный (рис. 5.3.1). Такие изменения линейного тренда свидетельствуют о наличии циклических колебаний среднего уровня с периодом, близким к 20 годам. Использование спектрального и периодограммного анализа позволило практически на всех станциях, где длина ряда была достаточной, выявить значимые пики на периодах от 17—18 до 22—23 лет.

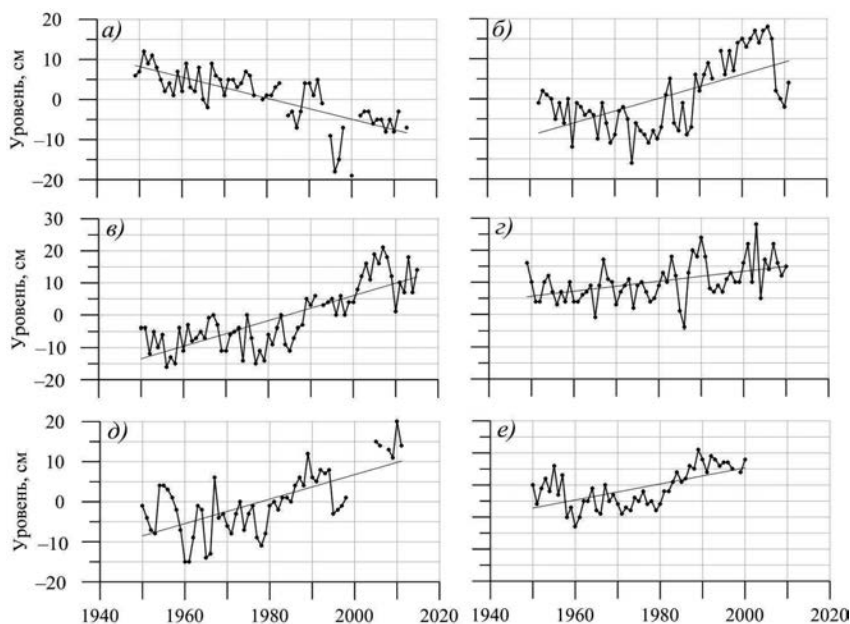


Рис. 5.3.1. Многолетние изменения уровня на станциях арктических морей.

a — Баренцбург, *б* — Мурманск, *в* — Амдерма, *г* — Тикси, *д* — Певек, *е* — о-в Врангеля.

В Карском море в одних пунктах отмечается 10—12-летняя периодичность колебаний уровня, в других 20—22-летняя, а в некоторых пунктах обнаружить какую-либо периодичность не удастся. Слабо выражено наличие периодичностей в колебаниях уровня на станциях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В большинстве пунктов Чукотского моря также обнаружен периодический характер изменения среднегодового уровня, причем период этих изменений близок к 10—11 годам, и только в районе о-ва Ратманова периодичность не проявляется. Такое различие в периодичности колебаний среднего годового уровня в разных районах арктических морей ставит под сомнение предположение о солнечной обусловленности многолетних колебаний уровня. По имеющимся коротким рядам наблюдений за уровнем моря вообще трудно судить о наличии в колебаниях уровня каких-либо достаточно больших периодов, связанных с изменениями солнечной активности.

Учитывая тот факт, что максимальная длина анализируемых рядов составляет около 50 лет, а в большинстве случаев близка к 40 годам, наличие такого колебания, сопоставимого с длиной ряда, приводит к существенной зависимости оценок величины линейного тренда от длины анализируемых рядов, а устойчивость полученных оценок сравнительно невелика. Так, в частности, знак линейного тренда сохранялся постоянным для пяти десятилеток только на трех станциях из 59: Баренцбург, мыс Косистый и Мыс Шмидта.

Пространственная изменчивость среднего уровня на станциях арктических морей России также характеризуется существенной неоднородностью, имеющей, однако, свои закономерности. Как и следовало ожидать, с увеличением глубины среднее квадратическое отклонение среднегодовых колебаний уровня уменьшается, а с уменьшением глубины, наоборот, увеличивается. Эта закономерность может быть объяснена увеличением для мелководных районов роли метеорологических факторов, обладающих существенной межгодовой изменчивостью в формировании многолетних колебаний уровня.

Другой характерной особенностью пространственной изменчивости многолетних колебаний уровня в Арктике является привязка районов с максимальными межгодовыми изменениями среднего уровня к районам стока крупных сибирских рек: Оби и Енисея, Лены и Яны, Индигирки и Колымы. Таким образом, можно предположить, что речной сток и его межгодовая изменчивость существенным образом влияют на формирование многолетних изменений положения среднего уровня не только на станциях, расположенных непосредственно в устьевых участках рек, но и на значительном удалении от них.

Сопоставление многолетних изменений уровня в пунктах арктических морей с соответствующими изменениями влияющих на него факторов (плотность морской воды, атмосферное давление, ветер) показало, что многолетние изменения уровня обусловлены, прежде всего, гидрометеорологическими факторами, причем наибольший вклад вносит, как правило, ветровая составляющая. Однако учет этой составляющей связан со значительными трудностями, так как инструментальные наблюдения за скоростью ветра в открытом море практически отсутствуют и для расчета ветровой составляющей колебаний уровня приходится привлекать зависимости колебаний уровня от эффективных градиентов атмосферного давления.

Сопоставление межгодовых изменений средних месячных значений уровня с исключением статической составляющей влияния атмосферного давления (например, на

мысе Кигилях) и градиента атмосферного давления на участке о-в Муостах — о-в Котельный показало, что коэффициенты корреляции уровня моря и градиента атмосферного давления равны 0,60 для марта и 0,88 для сентября. Аналогичное сопоставление уровня в бухте Тикси с разностью атмосферного давления о-в Преображения — о-в Котельный дало следующие результаты: коэффициент корреляции уровня моря с исключенной статической составляющей и градиента атмосферного давления равен 0,80 для августа и 0,92 для сентября. Большое сходство в изменениях уровня моря и градиента атмосферного давления свидетельствует о хорошей их взаимосвязи.

Таким образом, можно отметить, что межгодовые изменения средних месячных значений уровня вызываются в основном действием атмосферного давления (статическая составляющая) и ветра над прилегающей акваторией (динамическая составляющая) (Дворкин, Захаров, Мустафин, 1985).

При этом наиболее существенным элементом, характерным для изменчивости данного временного диапазона, является наличие трендов, связанных с низкочастотными колебаниями земной коры и глобальными изменениями климата. Величина линейного тренда изменяется в диапазоне от $-1,51 \pm 0,33$ мм/год (Баренцбург, арх. Шпицберген) до $+4,70 \pm 0,43$ мм/год (бухта Солнечная, арх. Северная Земля) (Прошутинский и др., 2003). При этом отрицательные значения тренда отмечаются только на станциях, расположенных в северной части Баренцева моря (Ашик, Павлов, 2008).

Учитывая гляциоэвстатические изменения уровня, которые по данным моделирования составляют от $-2,70$ мм/год (Мурманск) до $+0,26$ мм/год (о-в Врангеля), и, корректируя фактически наблюдаемые значения тренда, можно оценить часть тренда, определяемую глобальными гидрометеорологическими процессами. Во всех морях эта составляющая имеет положительные значения: $+1,39$ мм/год для Баренцева моря, $+2,71$ мм/год для Карского моря, $+2,59$ мм/год для моря Лаптевых, $+1,77$ мм/год для Восточно-Сибирского моря и $+2,45$ мм/год для Чукотского моря.

Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 г. носили стационарный характер, и линейный тренд уровня в этот период был близок к нулю (табл. 5.3.1). Его значение составляло от 0,006 до 0,030 см/год при среднем значении 0,016 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,071$ см/год. После 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (см. рис. 5.3.1): в 1985 г. начался резкий подъем уровня моря, и в конце 1980-х — начале 1990-х годов его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня моря, и во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним значениям. Однако в конце 1990-х — начале 2000-х годов уровень моря вновь стал повышаться и в 2005—2009 гг. достиг наблюдавшихся ранее максимумов и даже превысил их.

Таблица 5.3.1

Линейный тренд уровня (см/год) по районам арктических морей, определенный для трех периодов

Район	Период		
	1950—2015	1950—1986	1984—2015
Юго-запад Карского моря	$+0,294 \pm 0,028$	$+0,006 \pm 0,054$	$+0,459 \pm 0,076$
Восток Карского моря	$+0,128 \pm 0,032$	$+0,012 \pm 0,078$	$+0,050 \pm 0,086$
Новосибирские острова	$+0,210 \pm 0,038$	$+0,030 \pm 0,080$	$+0,241 \pm 0,114$
Среднее	$+0,211 \pm 0,033$	$+0,016 \pm 0,071$	$+0,250 \pm 0,092$

В 2010 г. уровень моря вновь понизился до отметок, близких к средним значениям, после чего вновь началось его повышение, носившее в период 2011—2015 гг. в разных районах арктических морей разный характер. В юго-западной части Карского моря происходило хорошо выраженное повышение уровня с возвратом к максимумам 2005—2009 гг. В восточной части Карского моря тенденции к повышению уровня слабо выражены; скорее, они носят стационарный характер на повышенном фоне. А в районе Новосибирских островов после подъема уровня с максимумом в 2012 г. произошло резкое падение уровня с минимумом, наблюдавшимся в 2014 г.

Величина тренда за период 1984—2015 гг. для различных районов арктических морей составила от 0,050 до 0,459 см/год при среднем значении тренда 0,250 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,092$ см/год. При этом наиболее значительный тренд был зафиксирован, как и в 2014 г., в юго-западной части Карского моря. В районе Новосибирских островов линейный тренд изменился от $0,270 \pm 0,120$ см/год (оценка для периода 1984—2014 гг.) до $0,241 \pm 0,114$ см/год.

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере Северного полушария. Увеличение повторяемости и интенсивности циклонов, проходящих над акваторией арктических морей, приводит к усилению циклонической циркуляции, характерной для этих морей, и, следовательно, к понижению уровня моря в центре циркуляции и повышению вдоль побережий. Иными словами, основная причина повышения уровня имеет динамический характер.

Сезонный ход уровня и его основные закономерности

Для изучения сезонной изменчивости колебаний уровня используются, как правило, среднемесячные значения уровня.

Важнейшими причинами, вызывающими сезонные и многолетние колебания уровня в арктических морях, являются изменения плотности морской воды, связанные с колебаниями ее температуры и солености, атмосферного давления, скорости и направления ветра, а также речной сток и современные вертикальные движения земной коры. Вклад каждого из этих факторов (исключая последний) в сезонные колебания уровня арктических морей изменяется от года к году. На островах, расположенных на краю континентального шельфа, сезонные изменения уровня происходят, главным образом, за счет атмосферного давления. На акватории морей Карского, Лаптевых и Чукотского влияние ветра и атмосферного давления на сезонные изменения уровня приблизительно одинаковы, а на побережье Восточно-Сибирского моря они в большей степени определяются ветром.

По средним многолетним данным, во всех пунктах наблюдений Карского моря (Дворкин, Захаров, Мустафин, 1979) минимальный уровень отмечается в апреле, а максимальный — в октябре и декабре (рис. 5.3.2). Величина сезонных колебаний уровня составляет в северной части Карского моря 18—20 см, на юго-западе Карского моря 27—31 см, вдоль побережья от Обской губы до пролива Вилькицкого 20—24 см.

Для станции Мыс Стерлегова ветровая составляющая уровня равна 3—8 см. Такой же величины достигает и статический эффект атмосферного давления. В отдельные месяцы вклад каждой из этих составляющих в изменение уровня моря может составлять 15—20 см. Стерическая составляющая, значение которой колеблется от 1 до 4 см, понижает уровень в марте — июне на 3—4 см и повышает в августе — январе на 3—4 см.

Вклад каждого из этих факторов в сезонные колебания уровня изменяется от года к году. В одни годы может превалировать ветровая составляющая, в другие — действие атмосферного давления или стерическая составляющая. На островах, расположенных на краю континентального шельфа (мыс Желания, о-в Визе, о-в Голомянный), в сезонных изменениях преобладает статический эффект атмосферного давления. Ветровой компонент здесь невелик.

В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском (Дворкин, Захаров, Мустафин, 1978) пониженные значения уровня наблюдаются в марте — апреле, а повышенные — в июле и октябре (рис. 5.3.2). В пунктах наблюдений, расположенных вблизи устьев рек, повышенные уровни отмечаются во время весеннего половодья (июнь). Среднее многолетнее значение сезонных колебаний уровня в пунктах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского составляет 20—30 см. В пунктах, расположенных в районе больших глубин, сезонные колебания уменьшаются до 14—17 см (мыс Песчаный, о-в Малый Таймыр). Величина сезонных колебаний уровня значительно меняется от года к году, достигая в отдельные годы 40—50 см.

Средний многолетний сток за период весеннего паводка (июнь), выраженный в сантиметрах, увеличивает уровень моря, например, на станции Амбарчик, расположенной в устье реки Колымы, на 18 см. Изменение его от года к году колеблется от 10 до 40 см.

Наиболее значительно статическое действие атмосферного давления на уровень в январе — марте, когда его величина достигает в среднем 5—10 см. В остальные месяцы значение этого компонента составляет 3—5 см. В отдельные месяцы статический эффект атмосферного давления составляет 15—20 см. Ветровая составляющая уровня в Тикси (море Лаптевых) в среднем равна 5—10 см, а в бухте Амбарчик (Восточно-Сибирское море) — 5—15 см.

Вклад действия ветра и статического влияния атмосферного давления в сезонные изменения уровня вдоль побережья моря Лаптевых приблизительно одинаков. На побережье Восточно-Сибирского моря сезонные изменения в большей степени определяются ветром. На островах, расположенных на краю континентального шельфа (мыс Песчаный, о-в Малый Таймыр), в сезонных изменениях уровня моря преобладает статический эффект атмосферного давления. Из сравнения фактического среднего многолетнего сезонного хода уровня моря на о-ве Малый Таймыр и уровня после исключения статического влияния атмосферного давления видно, что ветровой компонент здесь невелик.

Стерическая составляющая, рассчитанная по эпизодическим данным, полученным в районе о-ва Четырехстолбового, понижает уровень в марте — июне на 2—5 см и на столько же повышает его в июле — октябре. Ее вклад в сезонные

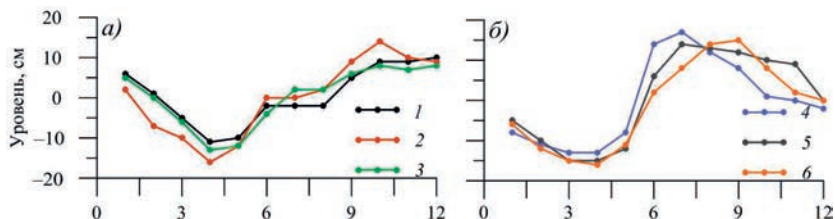


Рис. 5.3.2. Сезонные изменения уровня (см) на станциях морей арктического шельфа. 1 — Мурманск, 2 — Амдерма, 3 — о-ва Известий ЦИК, 4 — Тикси, 5 — Певек, 6 — о-ва Врангеля.

колебания уровня в этом районе сопоставим с действием ветра и статическим эффектом атмосферного давления.

Уровень Чукотского моря (Дворкин, Захаров, Мустафин, 1978) имеет ярко выраженный сезонный ход с минимумом в марте — апреле и максимумом в октябре — ноябре. Однако наибольшее и наименьшее значения среднемесячного уровня моря в календарном году не всегда приходится на эти месяцы. В отдельные годы максимум и минимум могут наблюдаться в другие месяцы.

Величина сезонных колебаний по данным о средних многолетних значениях уровня за каждый месяц составляет от 25 до 39 см, причем сезонные колебания уровня значительно изменяются от года к году (от 15 до 50 см). Сезонные колебания уровня в Чукотском море являются в основном результатом статического влияния атмосферного давления, изменения плотности морской воды (стерическая составляющая) и ветра. Статическое влияние атмосферного давления в период февраль — март в среднем равно 6 см, а в отдельные месяцы достигает 15—20 см. В августе — сентябре значение этого компонента составляет в среднем 3—4 см. Стерическая составляющая понижает уровень на 2—4 см в зимние месяцы и повышает на 2—6 см в летние. Можно считать, что оставшаяся часть сезонных отклонений уровня моря от среднего многолетнего значения обусловлена действием ветра.

Вклад действия ветра, статического влияния атмосферного давления и стерической составляющей в сезонные изменения уровня вдоль побережья Чукотского моря приблизительно одинаковый. Однако в отдельные годы один из этих компонентов может превалировать над другими.

Межгодовые изменения сезонных колебаний уровня объясняются интенсивностью сезонных колебаний определяющих факторов и совпадением или несовпадением их действия по времени. По средним многолетним данным, в Карском море минимальный уровень отмечается в апреле, а максимальный — в октябре и декабре. В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском низкие уровни наблюдаются в марте — апреле, а высокие — в июле и октябре. В Чукотском море минимум уровня также отмечается в марте — апреле, а максимум — в октябре — ноябре. Величина сезонных колебаний уровня в пунктах наблюдений, расположенных на островах арктических морей, составляет 13—17 см, на большинстве материковых полярных станций — 20—30 см, а в Чукотском море — 40 см. В отдельные годы сезонные колебания уровня в арктических морях могут заметно отличаться от среднего многолетнего значения. При этом время наступления максимума и минимума годового хода уровня может не совпадать с указанными средними многолетними сроками. Нередко бывает так, что зимний максимальный уровень превосходит летний. Величина сезонных колебаний уровня значительно меняется от года к году, достигая в отдельные годы 50 см.

Колебания уровня синоптического масштаба

Изменения уровня синоптического масштаба в арктических морях преимущественно связаны со сгонно-нагонными колебаниями, под которыми понимаются сравнительно кратковременные повышения и понижения уровня относительно среднего многолетнего положения, происходящие под воздействием ветра и атмосферного давления.

Морские транспортные операции в Арктике и работы на шельфе, хозяйственная деятельность различных организаций и безопасность населенных пунктов, расположенных на побережье арктических морей, в большой степени зависят от состояния

моря в целом и отдельных характеристик этого состояния в частности. Сгонно-нагонные колебания уровня моря относятся к факторам, оказывающим наиболее заметное влияние на хозяйственную деятельность в арктических морях, а при определенном развитии процессов способным причинить значительный материальный ущерб или привести к человеческим жертвам.

Значительное повышение уровня, как правило, приводит к затоплению больших площадей прибрежных акваторий вместе с находящимися на них населенными пунктами, выводу из строя оборудования и береговых сооружений, прекращению грузовых операций как в портах, так и на необорудованных берегах, а в некоторых случаях и к человеческим жертвам. Так, в октябре 1985 г. в юго-восточной части моря Лаптевых отмечался подъем уровня на 2,0—2,5 м относительно средних многолетних значений. В результате были затоплены прибрежные поселки, в порту Тикси под водой оказались причалы, было выведено из строя портовое оборудование, уничтожена часть грузов, находившихся на пирсах.

Негативное влияние пониженного уровня моря, как правило, выражается в затруднении или полном прекращении транспортных операций на мелководных участках морских трасс. Из-за низкого уровня полностью прерывались транспортные операции через баровые участки рек Лены, Яны, Индигирки в сентябре 1958 г., в августе — сентябре 1964 и 1955 гг., в сентябре 1956 и 1972 гг. Кроме того, мелководье лимитирует судоходство на перекатах Енисейского залива, бере реки Колымы, в Новосибирских проливах. Однако низкий уровень может приводить и к другим негативным явлениям. В частности, в октябре 1970 г. в результате значительного падения уровня в бухте Тикси обнажились водозаборники насосной станции, подающей воду для охлаждения турбин электростанции, и в течение нескольких часов поселок оставался без электроэнергии и тепла.

В ряде случаев уровень и волнение сопутствуют другим видам опасных и стихийных явлений, становясь их неотъемлемой частью. Так, повышение уровня и штормовое волнение в сочетании с наличием льда у приглубого берега могут приводить к возникновению «ледового шторма», нередко отмечающегося у мыса Шмидта. При этом огромные глыбы льда выбрасываются далеко на берег, повреждая или уничтожая береговые сооружения, суда и оборудование. Сильные течения, связанные с непериодическими и приливо-отливными колебаниями уровня, в определенных ситуациях могут приводить к возникновению так называемых ледовых рек, затрудняющих судоходство и вызывающих повреждение, а в некоторых случаях и гибель судов. Распространяясь под припаем, приливо-отливные и сгонно-нагонные волны, а также волны зыби, могут взламывать припай, что наносит значительный ущерб при проведении погрузо-разгрузочных операций на припае, осуществляемым на побережье Ямала и в Печорском заливе».

Физико-географические особенности арктических морей способствуют возникновению в ряде их районов значительных колебаний уровня, оказывающих существенное влияние на гидрологический режим прилегающей акватории, ее экологическое состояние и хозяйственную деятельность в этом регионе. Наибольшая вероятность возникновения значительных нагонов приходится на вторую половину сентября — начало октября. В этот период активизируется циклоническая деятельность, связанная с сезонной перестройкой атмосферных процессов; в это же время наиболее интенсивно происходит очищение акватории моря ото льда.

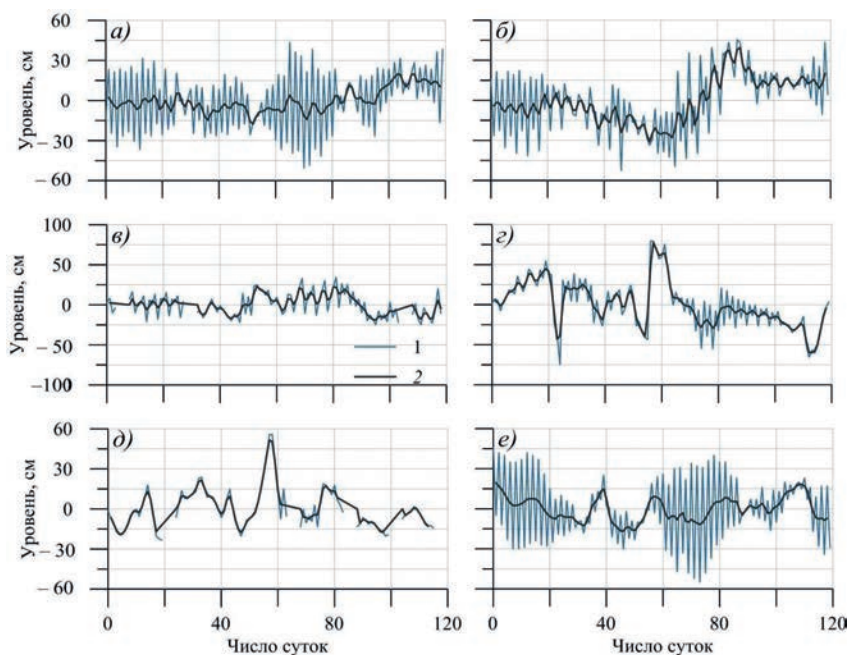


Рис. 5.3.3. Характерные колебания уровня (см) на станциях морей арктического шельфа.
 1 — суммарные колебания уровня; 2 — непериодические колебания уровня
 а — Малые Кармакулы, б — Амдерма, в — м. Челюскина, г — Тикси, д — Певек, е — о-в Врангеля.

Колебания уровня арктических морей (рис. 5.3.3) носят чрезвычайно сложный характер и определяются сочетанием динамического и консервативного факторов. Размеры и положение арктических морей позволяют считать действие динамического фактора достаточно однородным на всей акватории отдельного моря. Таким образом, различия в характере колебаний уровня, особенности формирования экстремальных колебаний в отдельных районах арктических морей обусловлены в первую очередь морфометрией этих районов: рельефом дна, положением береговой черты и т. п. Значительную роль в режиме экстремальных колебаний уровня арктических морей играет также сток рек.

Карское море

По своим морфометрическим характеристикам каждое из арктических морей может быть разделено на несколько районов: районы со значительными глубинами, как правило, расположенные в северной части моря, и относительно мелководные прибрежные районы. Так, в центре северной части Карского моря расположена Центральная Карская возвышенность, ограниченная с запада желобом Святой Анны (глубина более 600 м), а с востока желобом Воронина (глубина около 200—300 м). Таким образом, глубина в этой части моря довольно значительная, а величина экстремальных колебаний уровня на станциях, расположенных в этом районе (Мыс Желания, о-в Визе, о-в Уединения, о-в Голомянный, о-в Исаченко, о-ва Краснофлотские, о-ва Гейберга, бухта Солнечная, мыс Челюскина), сравнительно невелика и не превышает 200 см. Значения абсолютных максимумов и абсолютных минимумов, под которыми понимается положительное или отрицательное значения наибольше-

го наблюдавшегося отклонения уровня от среднего многолетнего, на большинстве станций этого района не превышают 100 см.

По мере уменьшения глубины величина экстремальных колебаний уровня начинает увеличиваться, составляя 200—250 см для станций им. Е.К. Фёдорова (мыс Большой Болванский Нос), Сеяха, о-ва Известий ЦИК, о-в Русский и 250—300 см для станций Югорский Шар, Амдерма (рис. 5.3.4), Усть-Кара, Тадебяха, о-в Диксон, мыс Стерлегова, о-в Правды, Моржовая. При этом если значение абсолютного максимума для станций первой группы колеблется от +100 до +130 см, а минимума — от –80 до –100 см, то для станций второй группы — от +130 до +170 см и от –100 до –130 см соответственно.

Резкое возрастание по сравнению с другими станциями величины экстремальных колебаний уровня на станциях Антипаюта (434 см) и Сопочная Карга (436 см) обусловлено уже не столько морфометрией районов их расположения, сколько положением этих станций в устьях таких рек, как Таз и Енисей. Абсолютный максимум на этих станциях почти в два раза превышает абсолютный минимум, а сам максимум наблюдается в июне, в период весеннего половодья. Вторичный максимум на этих станциях, отмечающийся в сентябре — октябре, составляет +144 см и +196 см, при минимуме –147 см и –174 см соответственно. Таким образом, величина колебаний уровня, обусловленная влиянием только морских факторов, на этих станциях составляет 291 см для Антипаюта и 370 см для Сопочной Карги.

Хорошо выраженный максимум в период прохождения весеннего половодья отмечается на всех станциях, расположенных в устьях рек (Усть-Кара, Сеяха, Тадебяха, Антипаюта, Сопочная Карга), а также и на некоторых других (им. Е.К. Фёдорова, Моржовая, о-в Диксон, мыс Стерлегова). Однако значение абсолютного максимума на этих станциях в период весеннего половодья уже не превышает значения абсолютного максимума, обусловленного влиянием морских факторов.

Характерной особенностью режима экстремальных колебаний уровня Карского моря является превышение значений абсолютных максимумов над значениями абсолютных минимумов. Исключение составляют только две станции: о-ва Краснофлотские и о-в Голомянный, где значение абсолютного минимума приблизительно на 15 см превышает значение абсолютного максимума. На ряде станций (Югорский Шар, Амдерма, Моржовая, Мыс Желания, о-ва Известий ЦИК, о-в Исаченко, о-ва Гейберга, о-в Визе, бухта Солнечная) различие значений абсолютного максимума и абсолютного минимума сравнительно невелико и составляет не более 15 см. На станциях им. Е.К. Фёдорова, Усть-Кара, Сеяха, о-в Диксон, о-в Уединения, мыс Челюскина превышение значения абсолютного максимума над значением абсолютного минимума составляет 20—35 см. Самая значительная разность значений абсолютных максимума и минимума, обусловленная морскими факторами, отмечается для станций мыс Стерлегова, о-в Правды и о-в Русский, где она составляет 45—55 см.

Очевидно, что существование этой особенности в режиме экстремальных колебаний уровня говорит об однородности эффективных сгонно-нагонных направлений для большинства станций Карского моря и о превышении скорости ветра нагонных направлений над скоростью ветра сгонных направлений, что подтверждается анализом ветрового режима отдельных районов Карского моря.

Таким образом, наиболее значительные колебания уровня в Карском море отмечаются вдоль Югорского и Ямальского побережий, в Обской и Тазовской губе,

в Енисейском заливе и к востоку от него вдоль побережья полуострова Таймыр до архипелага Нордшельда, то есть в прибрежном мелководном районе, ограниченном изобатой приблизительно 20—25 м. К сожалению, в связи с отсутствием данных наблюдений нельзя охарактеризовать экстремальные колебания уровня в Байдарацкой губе и вдоль Новоземельского побережья. Однако анализ морфометрии этих районов позволяет предположить возможность возникновения значительных подъемов и спадов уровня моря в Байдарацкой губе и сравнительно небольшие колебания уровня в районе, прилегающем к побережью Новой Земли (Ashik, Dvorkin, Vanda, 1997).

Море Лаптевых

Экстремальные колебания уровня моря Лаптевых (Ashik, Dvorkin, Vanda, 1999) формируются в основном под воздействием глубоких обширных циклонов, влияние которых, как правило, охватывает всю акваторию моря. При этом для значительных сгонов характерно преобладание над акваторией моря передней части циклона, центр которого в это время располагается над п-овом Таймыр, и усиление южных, юго-восточных ветров. В свою очередь, значительные нагоны обычно связаны с тыловой частью циклона, центр которого в это время располагается над Новосибирскими о-вами, и над акваторией моря господствуют сильные северные, северо-западные ветры. Различия в характере колебаний уровня, особенности формирования экстремальных колебаний в отдельных районах моря Лаптевых, обуславливаются морфометрией этих районов, влиянием стока рек, а также наличием припая, покрывающего в зимний период всю юго-восточную часть моря.

По характеру экстремальных колебаний уровня море Лаптевых может быть разделено на три района: северный, центральный и южный. Условно южной границей северного района можно считать параллель 77° с.ш. Именно в этом районе располагается материковый склон и часть ложа океана, в связи с чем отмечается резкое увеличение глубины от 50—100 до 2000—3000 м. На станциях мыс Песчаный и о-в Малый Таймыр, расположенных в этом районе величины экстремальных колебаний уровня сравнительно невелики и находятся в пределах 150—200 см.

За южную границу центрального района можно принять положение изобаты 20 м. Глубина в этом районе плавно увеличивается от 20—25 м до 50—100 м, и соответственно возрастают величины экстремальных колебаний уровня: от 200—220 см для станций о-в Андрея и пр. Санникова до 250—300 см для станций о-в Преображения и мыс Косистый на западном побережье моря, о-в Котельный и мыс Кигилях на восточном побережье. При этом необходимо отметить, что увеличение размаха экстремальных колебаний в юго-западной части моря обусловлено возрастанием вклада приливных колебаний уровня в формирование уровенного режима этого района. Амплитуда сизигийного прилива на станциях о-в Преображения и мыс Косистый может достигать 50—100 см, соответствующим образом увеличивая размах экстремальных колебаний уровня. В восточной части моря приливы не так велики. При этом если значение абсолютного максимума для станций первой группы колеблется от +130 до +160 см, а минимума — от -130 до -140 см, то для станций второй группы эти значения изменяются от +160 до +170 см и от -105 до -115 см соответственно.

Южный район моря весьма мелководен, средняя глубина составляет здесь приблизительно 10—15 м. Естественным образом величина экстремальных колебаний уровня в этом районе резко увеличивается и составляет 300—400 см для

станций мыс Терпий-Тумса, о-ва Дунай, о-в Муостах и 400—500 см для станций Усть-Оленёк, бухта Тикси, мыс Святой Нос. Таким образом, морфометрические условия юго-восточной части моря Лаптевых способствуют возникновению в этом районе значительных колебаний уровня, достигающих катастрофических значений. Абсолютный максимум для станций первой группы этого района изменяется от +200 до +250 см, а абсолютный минимум — от –130 до –180 см. Для станций второй группы абсолютный максимум и минимум возрастают и находятся в пределах от +220 до +330 см и от –240 до –270 см соответственно.

В море Лаптевых, так же как и в Карском море, отмечается превышение значений абсолютных максимумов над значениями абсолютных минимумов. Исключения составляют только станции мыс Песчаный и мыс Святой Нос, где значения абсолютного минимума превышают значения абсолютного максимума на 24 и 46 см соответственно. На станциях о-в Малый Таймыр, мыс Косистый и бухта Тикси (рис. 5.3.4) различие значений абсолютного максимума и абсолютного минимума сравнительно невелико и не превышает 15 см. На станциях о-в Андрея, о-в Преображения, Муостах и пр. Санникова превышение значения абсолютного максимума над значением абсолютного минимума составляет 20—30 см. Для станций мыс Терпий-Тумса, мыс Кигилях и о-в Котельный эта разница увеличивается до 50—60 см. Самое значительное превышение абсолютного максимума над абсолютным минимумом отмечается для станций о-ва Дунай (–110 см) и Усть-Оленёк (–214 см).

Наиболее ярко влияние весеннего половодья на режим экстремальных колебаний уровня проявляется на станции Усть-Оленёк. На станциях о-в Малый Таймыр, о-в Андрея и о-в Котельный максимум в период весеннего половодья не прослеживается вообще, что объясняется значительным удалением этих станций от устьевых

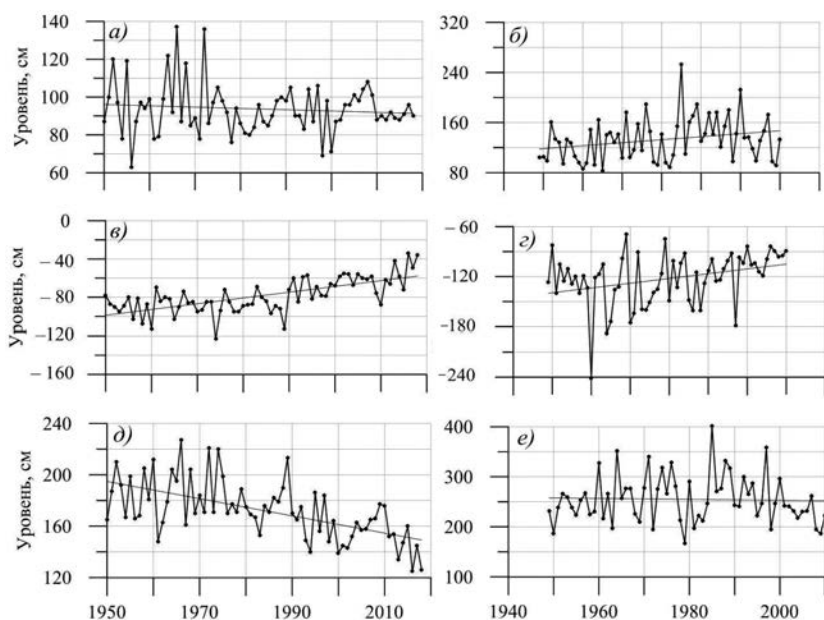


Рис. 5.3.4. Многолетние изменения экстремальных уровней на станциях Амдерма (слева) и Тикси (справа).

a и *б* — максимальный уровень, *в* и *г* — минимальный уровень, *д* и *е* — амплитуда.

районов крупных рек. На станциях мыс Косистый, мыс Терпай-Тумса, о-ва Дунай, бухта Тикси вторичный максимум камуфлируется увеличением абсолютных максимумов, носящим фоновый характер. И только на станциях о-в Преображения, о-в Муостах, пр. Санникова, мыс Кигилях, мыс Святой Нос можно выделить вторичный максимум, приходящийся на июнь и обусловленный весенним паводком.

Таким образом, наиболее значительные колебания уровня в море Лаптевых отмечаются в районах Оленёкского залива, губы Буор-Хая и Янского залива, то есть в прибрежном районе моря, ограниченном изобатой 20 м. Колебания уровня в указанных районах могут принимать характер опасных или стихийных явлений, когда происходит затопление обширных районов низменных побережий при значительных нагонах или уменьшение глубины на перекатах и баровых участках рек при значительных сгонах.

Восточно-Сибирское море

Восточно-Сибирское море является самым мелководным из всех арктических морей и полностью расположено на шельфе. В северной части моря, на станциях о-в Жохова и Земля Бунге величина колебаний экстремальных уровней составляет 200—210 см, при значении абсолютных максимумов +110 ... +120 см и абсолютных минимумов -80 ... -100 см. При уменьшении глубины эти характеристики увеличиваются и на станциях мыс Шалаурова и мыс Биллингса величина экстремальных колебаний уровня возрастает до 200—250 см, значения абсолютных максимумов — до +150 ... +160 см, а минимумов — до -110 ... -140 см. Вдоль южного побережья моря от устья реки Индигирки до Чаунской губы (рис. 5.3.5) величина экстремальных колебаний уровня составляет 300—400 см, значение абсолютных максимумов +180 ... +230 см, а минимумов -120 ... -160 см. Превышение абсолютного значения максимумов над абсолютными значениями минимумов отмечается на всех станциях

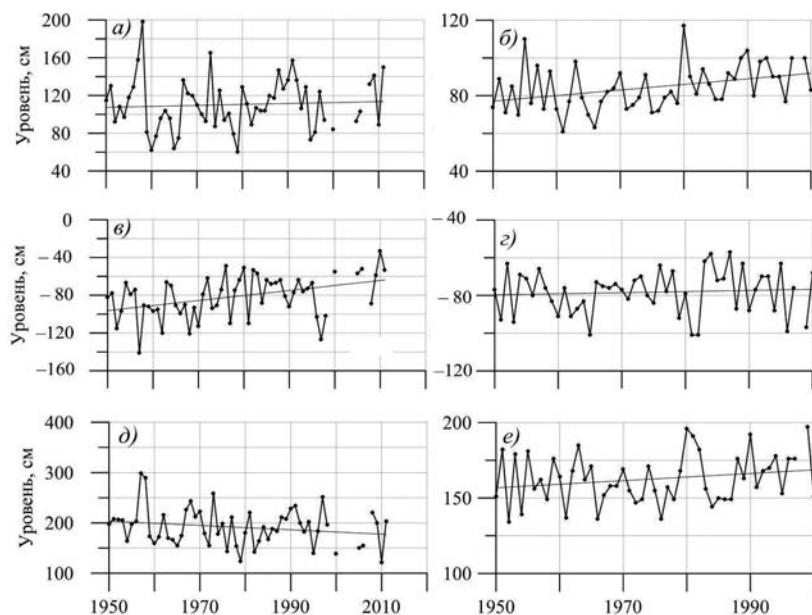


Рис. 5.3.5. Многолетние изменения экстремальных уровней на станциях Певек (слева) и о-в Врангеля (справа).

a и *б* — максимальный уровень, *в* и *г* — минимальный уровень, *д* и *е* — амплитуда.

Восточно-Сибирского моря; при этом если на станциях Земля Бунге и мыс Биллингса разность между ними составляет 10—15 см, а на станциях о-в Жохова и мыс Шалаурова — около 40 см, то на остальных станциях она возрастает до 50—80 см.

Чукотское море

Рельеф дна Чукотского моря характеризуется наличием ряда желобов и поднятий со сравнительно небольшими перепадами глубины. Изобата 20 м проходит в непосредственной близости от берега, что делает его похожим на чашу. При этом вдоль южного побережья моря могут формироваться значительные стгонно-нагонные колебания уровня. Величина колебаний уровня в центральной части моря составляет 200—300 см при значениях абсолютного максимума +120 ... +140 см и минимума –100 ... –140 см. На материковом побережье Чукотского полуострова при этом величина экстремальных колебаний возрастает до 400—420 см при значениях абсолютного максимума +200 ... +220 см и минимума –180 ... –220 см. Асимметрия в значениях экстремальных максимумов и минимумов в Чукотском море выражена слабо (см. рис. 5.3.5), и превышение абсолютных значений максимумов над абсолютными значениями минимумов на большинстве станций находится в пределах 10—25 см. Только на станции о-в Колочин абсолютное значение минимума превышает абсолютное значение максимума.

В период 1955—1986 гг. почти на всех станциях Чукотского моря отмечался значимый отрицательный тренд годовых максимумов уровня моря. Аналогичная ситуация в этот период наблюдалась и на всех станциях Восточно-Сибирского моря за исключением станции Земля Бунге. На станциях моря Лаптевых также преобладали отрицательные значения значимых трендов годовых максимумов, однако в районе губы Буор-Хая (станции бухта Тикси и о-в Муостах) и у восточного побережья п-ова Таймыр (станция о-в Преображения) эти значения были положительными. На станциях Карского моря значимые отрицательные значения трендов годовых максимумов наблюдались на пяти станциях (о-в Уединения, им. Е.К. Фёдорова, Амдерма, о-в Русский и бухта Солнечная), положительные — на двух станциях (о-в Исаченко и о-ва Гейберга). На большинстве станций Карского моря значимых трендов годовых максимумов уровня моря не отмечено.

В тот же период тренд годовых минимумов на станциях Чукотского моря имел положительные значения. Такая же картина наблюдалась и на большинстве станций Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых; исключение составили только станции мыс Биллингса и о-в Преображения. В Карском море значимый положительный тренд годовых минимумов был зафиксирован на станциях Мыс Желания, им. Е.К. Фёдорова, Усть-Кара и о-в Исаченко, значимый отрицательный тренд — на станциях о-в Уединения, Югорский Шар, Сопочная Карга и о-ва Краснофлотские. На большинстве станций Карского моря значимых трендов годовых минимумов уровня моря не наблюдалось.

Соответствующим образом в период 1955—1986 гг. изменялась и годовая величина колебаний уровня: на всех станциях Чукотского моря тренд годовых значений колебаний уровня был отрицательным. В Восточно-Сибирском море наблюдалась аналогичная ситуация; исключение составили только станции мыс Биллингса и Земля Бунге, на которых отмечался положительный, но не значимый тренд. На большей части акватории моря Лаптевых тренд годовых величин колебаний уровня также был отрицательным; исключение составили районы губы Буор-Хая и восточного

побережья п-ова Таймыр. В Карском море значимый отрицательный тренд годовой величины колебаний уровня отмечался на станциях им. Е.К. Фёдорова, Амдерма, о-в Русский и бухта Солнечная, значимый положительный тренд — на станциях Югорский Шар, Тедебьяха, Сопочная Карга, о-ва Краснофлотские и о-ва Гейберга. При этом на большинстве станций Карского моря значимых трендов годовой величины колебаний уровня моря не отмечалось (Ашик, Рыжов, 2012).

В период 1985—2015 гг. ситуация заметным образом изменилась. Практически на всех станциях, осуществлявших наблюдения за уровнем в арктических морях, отмечался значимый отрицательный тренд годовых максимумов; исключение составили только станция Анабар, на которой тренд был положительным, но незначимым, и станции Усть-Кара и о-ва Дунай, на которых тренд хотя и был отрицательным, но также незначимым. При этом необходимо отметить, что годовой максимум на станции Анабар формируется речным паводком, и его увеличение может быть объяснено увеличением стока реки Хатанги в весенний период половодья. На всех остальных станциях арктических морей за исключением вышеуказанных от периода 1955—1986 гг. к периоду 1985—2015 гг. отмечалось или увеличение отрицательных значений тренда годовых максимумов (о-в Голомянный, Амдерма, мыс Кигилях, пр. Санникова, о-в Котельный, Певек), или изменение знака тренда с положительного на отрицательный (о-в Визе, Сопочная Карга, о-ва Известий ЦИК, бухта Тикси). При этом на станции бухта Тикси эти изменения имели наиболее ярко выраженный характер: значение тренда годовых максимумов изменилась с +0,952 см/год для периода 1955—1986 гг. на –2,544 см/год для периода 1985—2015 гг.

В этот же период произошли заметные изменения трендов годовых минимумов. Однако в отличие от максимумов эти изменения носили не столь однозначный характер: на восьми станциях из тринадцати отмечался положительный тренд годовых минимумов, а на пяти — отрицательный. При этом значимый положительный тренд наблюдался на станциях о-в Голомянный, Сопочная Карга, Анабар, о-ва Дунай и бухта Тикси, а отрицательный — на станциях мыс Кигилях, пр. Санникова и о-в Котельный. На ряде станций от периода 1955—1986 гг. к периоду 1985—2015 гг. произошло изменение знака тренда с положительного на отрицательный (о-в Визе, мыс Кигилях, пр. Санникова, о-в Котельный) и с отрицательного на положительный (о-в Голомянный, Сопочная Карга). При этом наиболее значительные изменения были отмечены для станций Сопочная Карга и бухта Тикси, где значение тренда годовых минимумов изменилось от –1,040 до +0,922 см/год и от +0,537 до +1,734 см/год соответственно, а также для станции о-в Котельный, где значение тренда изменилось от +0,008 до –1,262 см/год.

В результате таких изменений годовых максимумов и минимумов в период 1985—2015 гг. произошло существенное изменение трендов годовой величины колебаний уровня. На всех станциях за исключением станции о-в Котельный знак тренда был отрицательным, при этом на восьми станциях из тринадцати он был значимым. Наиболее значительное уменьшение годовых величин колебаний уровня при этом отмечалось на станции бухта Тикси, где значение тренда составило –4,277 см/год.

Таким образом, проведенный анализ показывает общую тенденцию к уменьшению значений годовых максимумов на станциях арктических морей и снижению величины годовых колебаний уровня моря. Такой вывод находится в противоречии с существующими представлениями о предполагаемых изменениях режима сгонно-нагонных колебаний уровня, которые основываются на наблюдающихся в настоящее

время проявления изменений климата арктических морей, в частности повышении среднего уровня моря, сокращении площади ледяного покрова и усилении циклонической активности. Все эти предпосылки должны были бы приводить к возрастанию штормовой активности и связанным с нею сгонно-нагонными колебаниями уровня.

Это противоречие может быть разрешено, если принять во внимание механизмы формирования и развития сгонно-нагонных колебаний на акватории арктических морей (Мустафин, 1970). Хорошо известно, что значительные сгонно-нагонные колебания уровня возникают при пересечении мелководного шельфа арктических морей глубокими активными циклонами, то есть важной предпосылкой для развития значительных сгонов и нагонов является траектория движения циклонов. Траектория движения циклонов над морскими акваториями в значительной степени зависит от положения гидрофронтов, самым ярким из которых в Арктике является кромка льда. Во второй половине XX века даже в периоды максимального очищения арктических морей от дрейфующего льда кромка льда, как правило, не выходила за пределы границ континентального шельфа, и циклоны, перемещаясь в генеральном направлении с запада на восток, пересекали мелководные районы арктических морей, вызывая значительные сгоны и нагоны на побережье. В последние 15 лет ледовая обстановка в Арктике претерпела существенные изменения: акватории арктических морей практически полностью очищаются ото льда к середине августа, кромка льда при этом проходит или в районе, или южнее границ континентального шельфа. При сезонной активизации циклонической активности, отмечающейся обычно в конце августа — начале сентября, траектории движения глубоких, хорошо развитых циклонов пролегают в основном значительно севернее, чем это наблюдалось раньше. В результате циклоны, которые могли бы вызвать значительные сгоны или нагоны, если бы они пересекали арктические моря, захватывают шельф только своей периферией, и, хотя при этом на акватории морей может развиваться штормовое волнение, опасные подъемы или спады уровня моря не формируются.

Результаты анализа данных наблюдений за колебаниями уровня на станциях арктических морей показали существование разнонаправленных тенденций в многолетних изменениях среднего уровня и его экстремальных значений. Если средний уровень в арктических морях в целом повышается, то абсолютные значения годовых максимумов и минимумов и, соответственно, их разность (величина годовых колебаний уровня) понижаются.

Несмотря на возросшую циклоническую активность в Арктике, происходит уменьшение вероятности возникновения значительных сгонов и нагонов на побережье арктических морей. Обозначилась тенденция смещения периодов повышенной вероятности возникновения значительных штормовых нагонов с сентября — октября на ноябрь — декабрь и июль — август. Эти тенденции в изменении режима колебаний уровня могут быть объяснены изменением траекторий движения циклонов, способных вызвать значительные сгоны и нагоны, их смещением к северу, за пределы континентального шельфа, что, в свою очередь, может быть обусловлено изменениями ледового режима арктических морей.

Суточные колебания уровня

Суточная изменчивость уровня в арктических морях в основном обусловлена приливными явлениями.

Роль приливов в суммарных колебаниях уровня разных районов морей арктического шельфа различна. Если, например, в Баренцевом море приливы составля-

ют основу суммарных колебаний уровня (Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1990), то на большей части акватории Восточно-Сибирского моря приливы незначительны по сравнению со сгонно-нагонными изменениями уровня. Даже в одном и том же море можно выделить районы, где преобладают приливо-отливные колебания уровня, и районы, где амплитуда приливов невелика по сравнению с непериодическими подъемами и спадами уровня при нагонах и сгонах.

С начала XX века и до настоящего времени приливные колебания уровня не претерпели существенных изменений, в связи с чем выводы, полученные в многочисленных работах, посвященных изучению приливов, не потеряли своей актуальности. В частности, достаточно полная и в то же время сравнительно краткая характеристика приливных колебаний уровня приведена в работе Советская Арктика (1970), где указано, что приливные явления в арктических морях определяются, главным образом, приливной волной, распространяющейся из Атлантического океана. В моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское приливная волна поступает с севера — через Арктический бассейн, а в Баренцево и Карское моря также и с запада — со стороны Норвежского моря. Из Тихого океана через узкий и мелководный Берингов пролив в Чукотское море приливная волна практически не проникает. В арктических морях преобладают приливы правильного полусуточного характера, при которых дважды в сутки наблюдаются подъем и опускание уровня. Суточные приливы здесь не выражены, а из смешанных приливов отмечаются только неправильные полусуточные, которые близки к правильным полусуточным приливам; районы распространения неправильных полусуточных приливов сравнительно ограничены: это прибрежные районы, главным образом проливы и заливы.

Можно проследить закономерное уменьшение величины прилива с запада на восток, от Баренцева до Восточно-Сибирского моря, при некотором увеличении его в Чукотском море по сравнению с Восточно-Сибирским. Возраст приливов (т. е. промежуток времени между новолунием и полнолунием и последующими максимальными подъемами уровня) в арктических морях равен двум-трем суткам, причем с севера на юг он несколько увеличивается. Сизигийная величина полусуточного прилива в арктических морях обычно в 2,0—2,5 раза больше квадратурной.

Каждому из рассматриваемых арктических морей присущи те или иные особенности приливных явлений. В Баренцевом море правильные полусуточные приливы преобладают у норвежско-мурманского побережья, у западных берегов Шпицбергена, у Новой Земли и п-ова Канин. Смешанные приливы с заметной суточной составляющей известны в Чёской губе, у о-ва Колгуев, на севере западного побережья Новой Земли и у северо-восточного побережья Шпицбергена. Особенно заметно суточная составляющая выделяется к востоку от о-ва Колгуев и на юге Земли Франца-Иосифа. Приливы особенно значительны вдоль норвежско-мурманского побережья, где сизигийные величины прилива достигают, как уже отмечалось, 5 м и даже больше. Далее на восток величина приливов уменьшается. В северной части Баренцева моря сизигийные приливы сравнительно невелики: у Земли Франца-Иосифа они уменьшаются примерно до 0,3 м.

В Карское море приливные волны поступают как из Баренцева моря (между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа), так и с севера — из Арктического бассейна. Вероятно, этим обуславливается сравнительно сложная картина приливо-отливных явлений в Карском море. Приливные волны, направляющиеся в Карское море через ново-

земельские проливы, проникают не далее западных входов в эти проливы. Приливные волны, идущие в Карское море через североземельские проливы — из моря Лаптевых, также ограничиваются их западными частями. Приливная волна, распространяющаяся в Карском море с севера на юг как чисто поступательная, достигнув юго-западных берегов, отражается от них, и в результате интерференции в поле силы Кориолиса здесь формируется поступательно-стоячая волна. Возраст полусуточного прилива в Карском море варьирует от 2,0 до 2,5 (в южной части моря) суток. Величина прилива в Карском море достигает максимума (в сизигию) в районе Обской губы (более 1 м). В других районах величина сизигийного прилива обычно не превышает 0,5 м.

В море Лаптевых приливы вызываются в основном волной, приходящей из Арктического бассейна, откуда она, имея поступательный характер, распространяется на юг. При этом, очевидно, вследствие отклоняющей силы вращения Земли величина прилива у правых (по отношению к направлению распространения волны) берегов, в частности у восточного побережья п-ова Таймыр, возрастает. У входа в Хатангский залив сизигийная величина прилива превышает 2 м. В юго-восточной части моря Лаптевых наблюдается уменьшение величины прилива, что связано также с мелководностью этого района. В море Лаптевых преобладают приливы правильного полусуточного характера, имеющие возраст преимущественно около 2,5 суток.

В Восточно-Сибирском море, как и в других арктических морях, приливная волна, распространяющаяся из Арктического бассейна на юг, вследствие очень большого перепада глубин на материковом склоне сильно деформируется и на мелководье, по мере приближения к берегам, постепенно затухает. Соответственно этому величина прилива уменьшается от 1,0—1,5 м (в сизигию) на севере (у Новосибирских островов и о-ва Врангеля) до 5—10 см в прибрежных районах (Медвежьих острова, о-в Айон). Отклоняясь на своем пути с севера вправо (под влиянием вращения Земли), приливная волна направляется также в проливы Санникова и Дмитрия Лаптева. В свою очередь, по той же причине в Восточно-Сибирском море проникает приливная волна с востока, из Чукотского моря — через пролив Лонга. При преобладающем в Восточно-Сибирском море правильном полусуточном приливе возраст его здесь также равен приблизительно 2,5 суток.

В Чукотском море приливная волна, также затухающая на своем пути из Арктического бассейна к югу, обуславливает максимальную величину прилива в районе о-ва Врангеля (в сизигию до 90 см). Величина прилива увеличивается также в юго-восточной части Чукотского моря — в заливе Коцебу, что обусловлено воронкообразной конфигурацией берегового залива. У берегов Чукотского полуострова амплитуда сизигийного прилива уменьшается от 50 см у мыса Шмидта до 15—20 см в районе Уэлена. На востоке, у мыса Барроу, она также составляет приблизительно 15 см. Приливы в Чукотском море имеют правильный полусуточный характер; возраст их колеблется от 2,5 до 3,0 суток. На приливы в южной части Чукотского моря отчасти влияет еще приливная волна, проникающая сюда со стороны Тихого океана. Взаимодействием накладывающихся друг на друга арктической и тихоокеанской приливных волн противоположных направлений объясняется неправильный полусуточный характер прилива в южной части Чукотского моря.

В арктических морях, особенно в зимнее время, существенное влияние на приливо-отливные явления оказывает ледяной покров (Дворкин, Мандель, 1989; Войнов, 1999). Вследствие гашения приливной волны ледяным покровом амплиту-

да прилива уменьшается, а с уменьшением скорости распространения приливной волны под льдом приливо-отливные явления запаздывают во времени по сравнению с летними условиями. Наиболее отчетливо влияние ледяного покрова на приливо-отливные явления в арктических морях обнаруживается при небольшой глубине и, следовательно, в мелководных прибрежных районах.

Сезонные и межгодовые изменения гармонических постоянных прилива в арктических морях проявляются практически повсеместно и легко обнаруживаются по изменениям амплитуды и угла положения главных составляющих прилива. Однако выраженность этих изменений (как многолетних, так и, особенно, сезонных) в разных пунктах различна. Кроме того, наиболее надежно эти изменения можно определить в пунктах, где наблюдаются большие величины прилива. Вместе с тем в некоторых районах при значительной величине прилива изменчивость гармонических постоянных прилива сравнительно невелика.

5.4. ТЕЧЕНИЯ

М.Ю. Кулаков

5.4.1. Методология

Получение схем циркуляции вод в арктических морях представляет значительные трудности. Суровость погодных и ледовых условий не позволяет проводить широкомасштабный контактный мониторинг элементов гидрологического режима морей. Наблюдений на кратковременных буйковых станциях не много, тем более синхронных. Наблюдения за течениями в зимний период на северо-востоке Карского моря практически не выполнялись. В большинстве опубликованных в открытой печати работ, посвященных режиму арктических морей (Березкин, Ратманов, 1940; Ратманов, 1937; Добровольский, Залогин, 1965; Советская Арктика, 1970; Атлас океанов, 1980), приводятся схемы циркуляции вод, однако методы их получения не указываются. По-видимому, основой для построения таких схем течений послужили данные немногочисленных инструментальных наблюдений за течениями, данные о дрейфе льда и распределения температуры и солености воды. Последние, очевидно, обрабатывались динамическим методом, что не совсем правомерно в случае мелководного моря со значительными градиентами рельефа дна.

С начала 90-х годов прошлого века предпринимались попытки получить схемы циркуляции вод Карского моря на основании диагностических расчетов. В работах Доронина и др. (1991), Harms (1994), Яковлева (1996), Volkov et al. (2002), Кулакова (2008) были рассчитаны отдельные схемы циркуляции вод арктических морей по данным гидрологических съемок, проведенных в разные годы и в разные сезоны. Однако в сценариях всех численных экспериментов есть уязвимые места. Все расчеты производились на основании несинхронизированных полей температуры и солености. Ветровую составляющую либо не учитывали совсем (Доронин и др., 1991), либо для ее учета использовали осредненные поля давления или ветра (Harms, 1994; Яковлев, 1996; Panteleev et al., 2007; Кулаков, 2008), что занижает ветровую составляющую течения, поскольку тангенциальное напряжение трения ветра на поверхности воды пропорционально квадрату скорости ветра. Сеточные области аппроксимировали только акваторию морей, что вызывало проблемы с граничными условиями. Все расчеты выполнялись только для безледного периода.

Еще в работе Доронина и др. (1991) авторы пришли к выводу о том, что для корректных расчетов необходима термогидродинамическая модель совместной циркуляции вод и льдов. В данном исследовании в качестве такой модели использовалась AARI — IOCM (Кулаков и др., 2012a).

AARI — IOCM — это динамико-термодинамическая модель совместной циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана. Модель адаптирована к акватории Северного Ледовитого океана и прилегающей акватории Атлантического океана и имеет пространственное разрешение 13,8 км. По вертикали разрешение переменное, расчет производится на 33 горизонтах. В качестве граничных условий используются среднемесячные средние многолетние значения расходов 17 основных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. Температура и соленость воды из World Ocean Atlas (WOA05) для летнего или зимнего периода взяты в качестве начальных

условий. В качестве внешнего форсинга используются данные об атмосферном давлении на уровне моря и температуре воздуха на высоте 2 м из архива NCEP/NCAR с пространственным разрешением $2,5 \times 2,5^\circ$ и временной дискретностью 6 часов. Приливной форсинг учитывается заданием гармонических постоянных колебаний уровня трех волн M_2 , S_2 , и K_1 .

В ряде предыдущих работ (Кулаков и др. 2012а, б; Кулаков, Макштас, 2013) было показано, что при использовании описанных выше форсингов AARI — IOCM достаточно хорошо воспроизводит ледовые условия и циркуляцию вод в Северном Ледовитом океане и его морях. Согласно методике, предложенной в работе Кулаков (2012), для получения характеристик циркуляции вод арктических морей в различные сезоны был выполнен непрерывный расчет на модели за период с 1980 по 2018 г. Результаты расчетов течений осреднялись за период с июня по август и с декабря по февраль каждого года для получения летней и зимней схем циркуляции.

После выхода на квазистационар в 1986 г. рассчитанные параметры циркуляции вод подвергались статистической обработке. В результате проведенных расчетов для всех арктических морей были получены схемы циркуляции на четырех горизонтах для летнего и зимнего сезонов, а также максимальная скорость приливного и суммарного течения в поверхностном слое.

Данные немногочисленных наблюдений за течениями на притопленных буйковых автономных станциях, выполненные в экспедициях ААНИИ, привлекались для описания вертикальной структуры течений и подтверждения выполненных модельных расчетов.

5.4.2. Баренцево море

Общая циркуляция вод Баренцева моря формируется под совокупным влиянием притока вод из соседних бассейнов, приливов, рельефа дна, ветровой обстановки и других факторов, поэтому она сложна и изменчива во времени. Наиболее ранние представления о системе квазипостоянных течений Баренцева моря сложились еще в прошлом столетии и получили дальнейшее развитие в ряде работ (Книпович, 1906; Агеноров, 1946; Уралов, 1960; Кудло, 1961; Новицкий, 1961; Морецкий, Степанов, 1974; Loeng, 1988). Обобщенным результатом всех этих работ является карта, подготовленная ПИНРО в 1961 г. (рис. 5.4.1).

На рис. 5.4.2 приведена циркуляция вод на поверхности Баренцева моря для летнего периода, полученная в результате расчетов на модели AARI — IOCM.

Нетрудно заметить, что приведенное поле течений неплохо соответствует общепринятой схеме циркуляции вод Баренцева моря (см. рис. 5.4.1). Рассчитанная схема циркуляции имеет преобладающий циклонический характер, и на ней присутствуют практически все известные ветви течений. Наиболее мощный и устойчивый поток, обуславливающий гидрологический режим моря, образует теплое Нордкапское течение. Оно входит в море с запада и по мере продвижения на восток разделяется на несколько ветвей. На параллели 25° в.д. это течение разделяется на Прибрежное и Северное течения. От меридиана Кольского залива часть вод Прибрежной ветви Нордкапского течения отклоняется к юго-востоку, движется вдоль берега Кольского полуострова и уходит в Белое море. Другая часть Прибрежного течения следует на северо-восток, образуя Мурманское течение, имеющее северо-восточное направление. В районе Северо-Канинской банки от него отделяется небольшая ветвь на восток, которая под названием Колгуево-

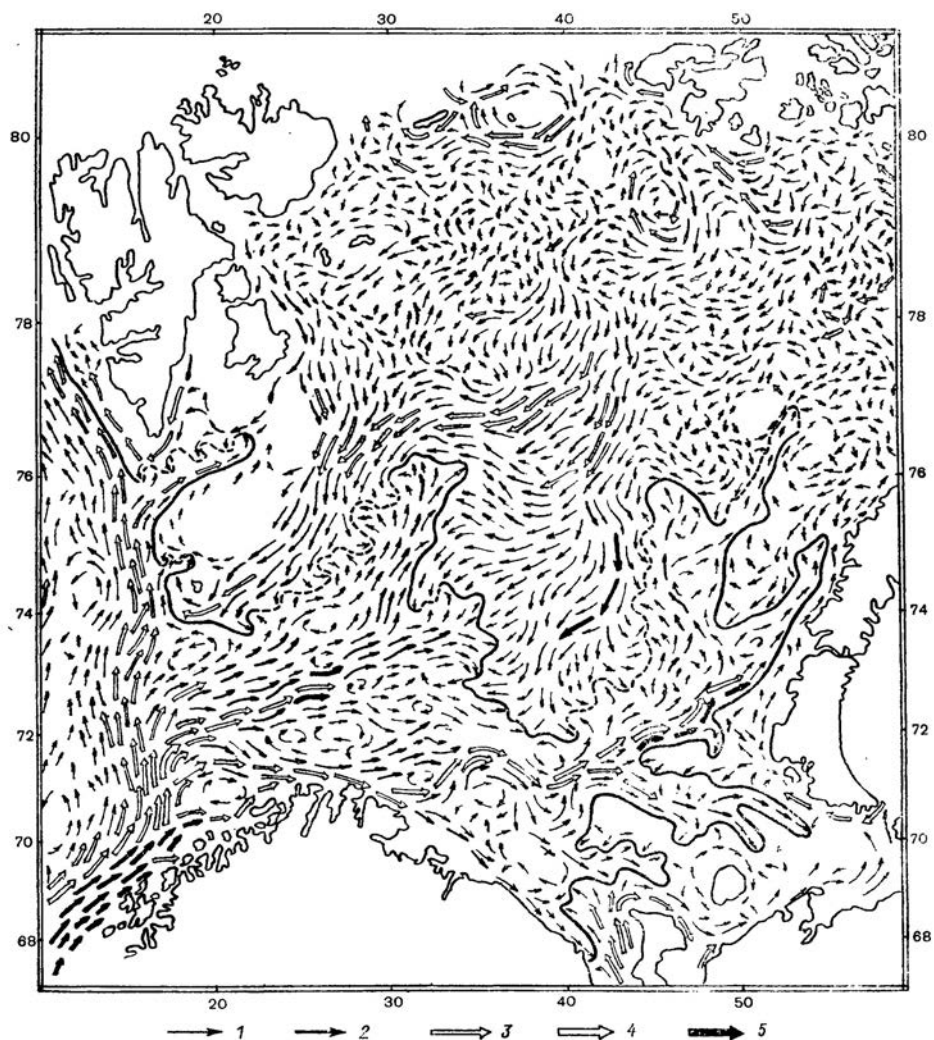


Рис. 5.4.1. Циркуляция вод поверхностного слоя Баренцева моря летом (ПИНРО, 1961).

Толщиной стрелок показана скорость течения (узлы): 1) до 0,1; 2) 0,1—0,2; 3) 0,3—0,5;

4) 0,6—1,0; 5) свыше 1,0. Длина стрелок соответствует устойчивости течений.

Сплошной линией показано положение фронтальной зоны.

Печорского течения уходит в Печорское море и далее к проливам Карские Ворота и Югорский Шар. Отделив Колгуево-Печорскую ветвь, Мурманское течение продолжает движение на северо-восток и уже под названием Новоземельское течение достигает пролива Маточкин Шар, откуда отклоняется к северо-западу. Особую группу составляют Беломорское и Печорское стоковые течения, которые отличаются пониженной соленостью. Северная ветвь Нордкапского течения, встретив повышение дна в точке 73° с.ш., 30° в.д., поворачивает на северо-восток. Однако часть ветви движется на восток и юго-восток, где включается в циклонический круговорот.

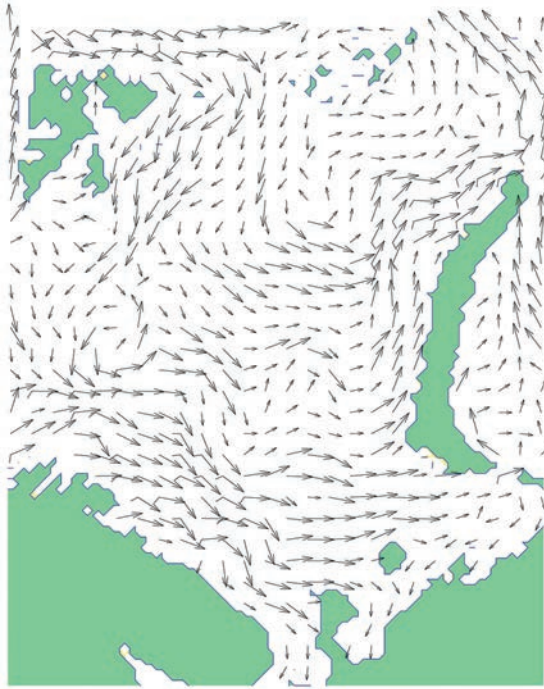


Рис. 5.4.2. Циркуляция вод поверхностного слоя Баренцева моря летом.

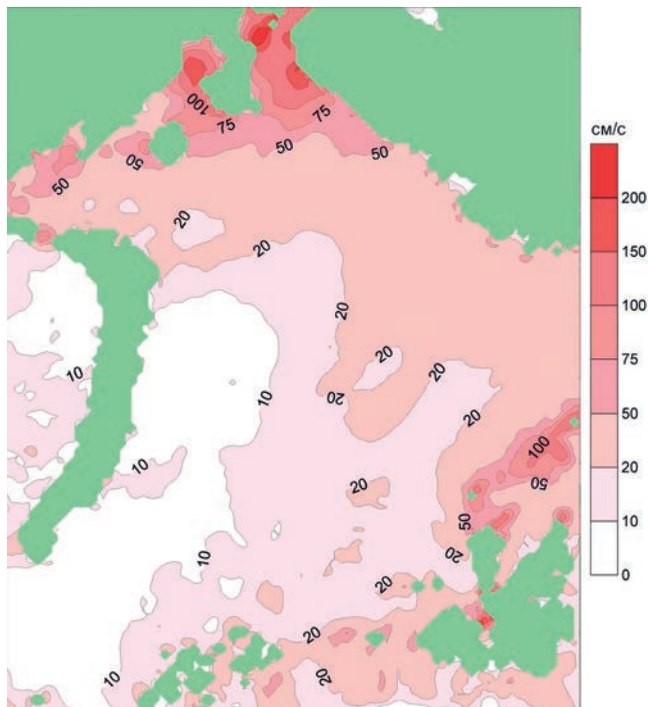


Рис. 5.4.3. Максимальная скорость (см/с) приливного течения в Баренцевом море.

Кроме разветвленной системы теплого Нордкапского течения в Баренцевом море ясно выражены холодные течения. Через северную границу моря вдоль возвышенности Персея с востока на запад проходит течение Персея.

В динамике вод Баренцева моря большое значение имеют приливные течения. В прибрежных районах их вклад в общую энергию течений составляет 60—75 %.

Результаты гармонического анализа обширного массива данных наблюдений за течениями и данные численного моделирования показывают, что приливные течения в Баренцевом море на большей части акватории носят полусуточный характер. Распределение скорости полусуточных приливных течений определяется особенностями формирования и распространения главным образом приливной волны M2. Общее представление о распределении максимального модуля скорости приливных течений можно получить из рис. 5.4.3.

Результаты, представленные на рис. 5.4.3, свидетельствуют о том, что в узловых зонах и вблизи центров амфидромических систем, а также на мелководье отмечаются максимальные значения скорости приливных течений. В зонах пучности и в глубоководной области моря скорость приливных течений значительно меньше. Максимальная скорость в поверхностном слое в проливах может составлять более 120 см/с, а в гортле Белого моря и в Гыданском заливе даже превышать 150 см/с.

Распределение максимальной скорости суммарных течений (рис. 5.4.4) подобно распределению максимальной скорости приливных течений, только значения выше. В центральной части моря скорость течений достигает 100 см/с, в акваториях с сильными приливами может превышать 200 см/с.

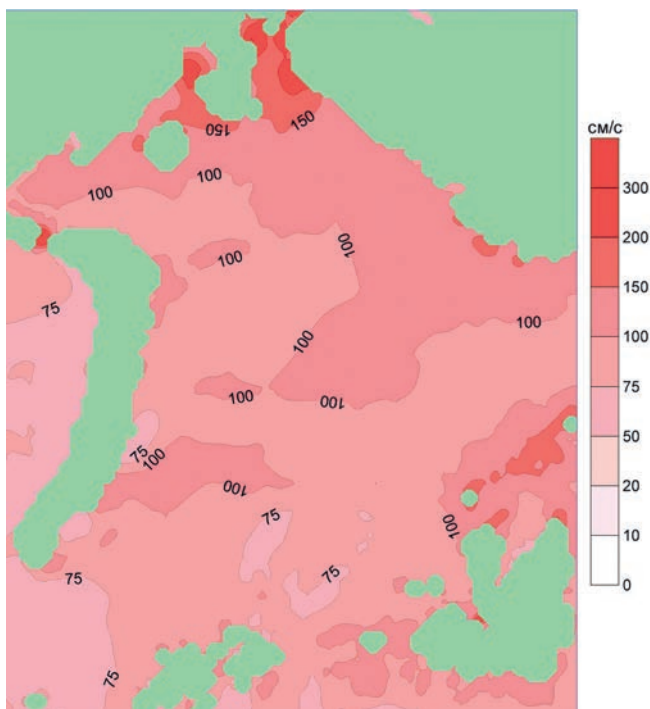


Рис. 5.4.4. Максимальная скорость (см/с) суммарного течения в поверхностном слое Баренцева моря.



Рис. 5.4.5. Циркуляция вод в придонном слое Баренцева моря летом.

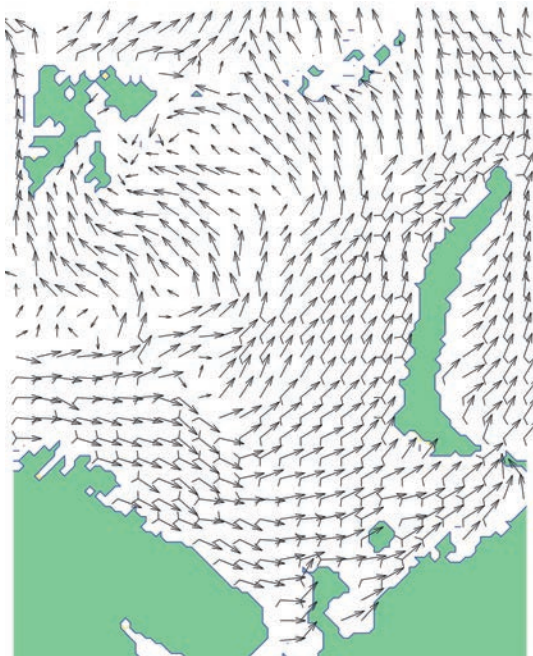


Рис. 5.4.6. Циркуляция вод поверхностного слоя Баренцева моря зимой.

В придонном слое моря циркуляция по-прежнему имеет циклонический характер, однако разбивается на ряд вихревых структур в соответствии с рельефом дна (рис. 5.4.5).

Сезонная изменчивость циркуляции вод Баренцева моря проявляется в интенсификации течения: зимой скорость течения выше, чем летом. Это определяется сезонной изменчивостью скорости ветра над северо-восточной частью Баренцева моря (Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1990). Циркуляция в поверхностном слое Баренцева моря зимой представлена на рис. 5.4.6, на котором отчетливо прослеживается усиление ветрового компонента течения, определяющегося расположением и интенсивностью Исландского минимума и Азиатского максимума.

5.4.3. Карское море

В большинстве опубликованных в открытой печати работ, посвященных режиму Карского моря (Березкин, Ратманов, 1940; Ратманов, 1937; Добровольский, Залогин, 1965; Советская Арктика, 1970; Атлас океанов, 1980), движение воды в Карском море в основном определяется как циклоническое с такими основными течениями, как восточное Новоземельское, Ямальское и стоковое Обь-Енисейское. На рис. 5.4.7 (Panteleev et al., 2007) схематично представлены основные особенности циркуляции вод Карского моря, отмеченные в цитируемых выше работах.

Однако в более поздних работах (Доронин и др., 1991; Harms, 1994; Яковлев, 1996; Polar Seas Oceanography, 2002; Кулаков, 2008) схемы циркуляции вод Карского моря, построенные на основании диагностических расчетов, имеют преимущественно антициклонический характер.

В работе Krosshavn et al. (1997) приведено наиболее полное обобщение натуральных данных о течениях (буйковые станции и бортовые доплеровские профилографы), полученных в 1990-е годы в российско-норвежских экспедициях (рис. 5.4.8).

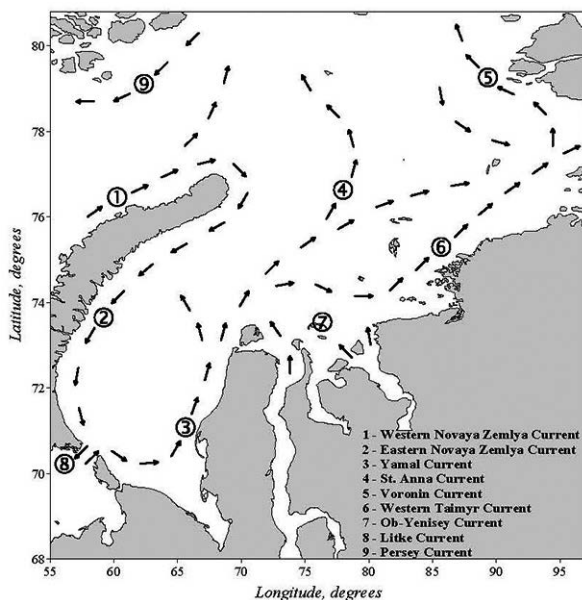


Рис. 5.4.7. Схема течений на поверхности Карского моря (Panteleev et al., 2007).

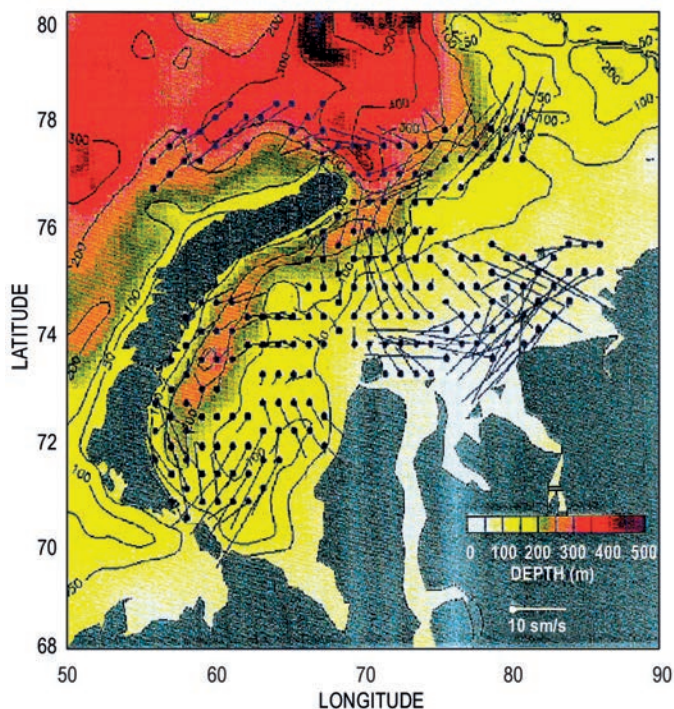


Рис. 5.4.8. Построенная на основании натуральных наблюдений схема циркуляции вод Карского моря на горизонте 15 метров (Krosshavn et al., 1997).

Из рис. 5.4.8 видно, что в большей части моря циркуляция вод имеет ярко выраженный антициклонический характер.

Наибольший интерес представляет реконструкция циркуляции вод Карского моря в летний период, выполненная в работе Panteleev et al. (2007). Для решения задачи авторы этой работы применили метод вариационной ассимиляции данных. При этом в расчет принимались данные о температуре и солёности воды, доступные данные наблюдений за течениями на буйковых станциях, а также результаты моделирования на трехмерной модели циркуляции вод при средних климатических форсингах. Результаты реконструкции представлены на рис. 5.4.9. На сегодняшний день это наиболее достоверная схема циркуляции вод Карского моря в летний период, выполненная на основе самых современных технологий. К одному из недостатков схемы можно отнести заниженную скорость течения в эстуариях Оби и Енисея и приустьевой области моря, что связано с заданием среднего за год расхода рек, а не среднемесячных значений.

Модель AARI — ЮСМ также была использована для расчетов циркуляции вод Карского моря. Полученная в результате расчетов схема циркуляции поверхностного слоя вод Карского моря для летнего периода представлена на рис. 5.4.10. Для улучшения восприятия рисунков векторы течения приведены с разрядкой через четыре узла.

Главная особенность циркуляции вод Карского моря летом, которая отчетливо прослеживается на рисунке, — это ее общий антициклонический характер.

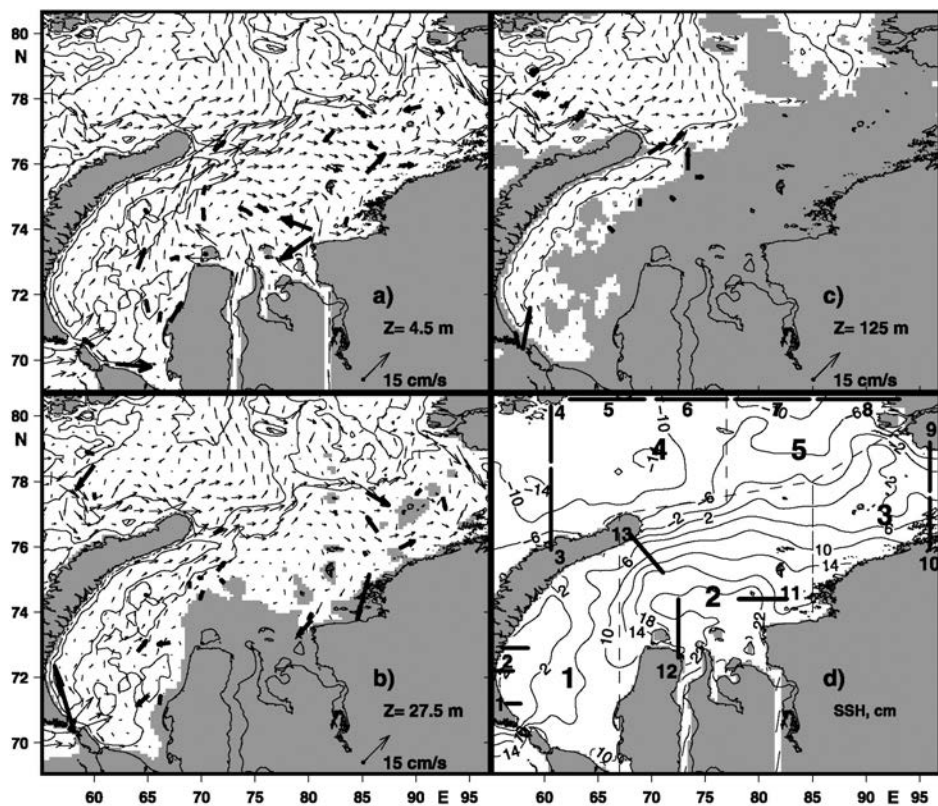


Рис. 5.4.9. Реконструкция циркуляции вод Карского моря на различных горизонтах (a, b, c) и уровень моря (d) для летнего периода (Panteleev et al., 2007).

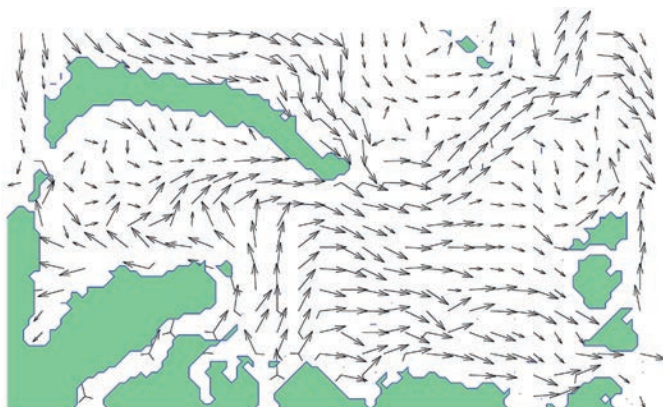


Рис. 5.4.10. Циркуляция вод поверхностного слоя Карского моря летом.

Обильный пресноводный сток Оби и Енисея формирует в приустьевой области положительную аномалию уровня. Мелководность приустьевой акватории приводит к тому, что сила Кориолиса оказывается подавленной силой трения, поэтому течение из Обской губы начинает распространяться не на восток, что характерно

для речных вод в Северном полушарии, а сначала веерообразно, по периферии купола распресненных вод. С увеличением глубины вклад силы Кориолиса возрастает и начинает преобладать восточная составляющая течения. Модифицированные речные воды Оби и Енисея из приустьевой области распространяются на восток, формируя Западно-Таймырское течение. В центральной части моря в соответствии с особенностями рельефа дна течение разделяется на несколько ветвей. Две уходят в Центральный Арктический бассейн вдоль желобов Святой Анны и Воронина. Другая ветвь (Обь-Енисейское течение) через проливы Вилькицкого и Шокальского уходит в море Лаптевых.

Баренцевоморские воды, поступающие через пролив Карские Ворота, переносятся по акватории моря вдоль восточного склона Новоземельской впадины, у северной оконечности которой образуют небольшой циклонический круговорот. Однако большая часть этой водной массы транзитом через Карское море уходит в Центральный арктический бассейн вдоль желоба Святой Анны.

Несмотря на полноценный учет ветрового компонента при проведении расчетов, все выявленные характерные черты циркуляции поверхностного слоя вод Карского моря в летний период практически полностью определяются речным стоком и рельефом дна. Это подтверждают результаты моделирования распространения речных вод в Карском море при отсутствии ветра, выполненного на модели SCRUM (Кулаков, 2008) и на вращающейся гидравлической модели Карского моря, построенной в SINTEF, Норвегия (McClimans et al., 2000), представленные на рис. 5.4.11.

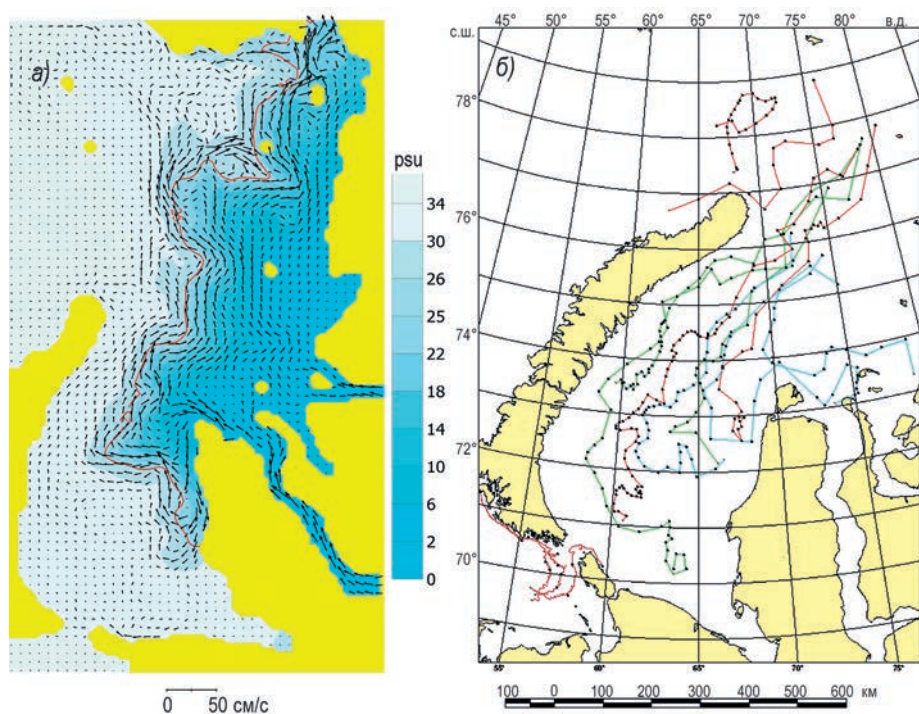


Рис. 5.4.11. Рассчитанные соленность (psu) и скорость течения на поверхности Карского моря (а) и траектории трассеров в гидравлической модели SINTEF (McClimans et al., 2000) (б).

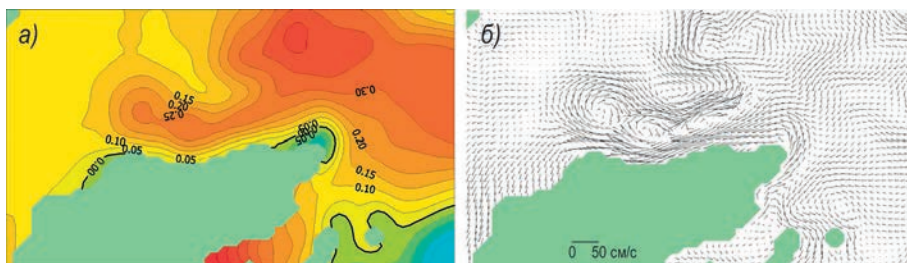


Рис. 5.4.12. Уровень моря (см) (а) и векторы течений на поверхности моря (б) у побережья п-ва Ямал (Кулаков, 2008).

Не очень подробное пространственное разрешение модели AARI — ЮСМ и тридцатилетнее временное осреднение не позволяют выявить некоторые явления более мелкого масштаба. Расчеты, выполненные на модели SCRUM (Кулаков, 2008), позволили выявить ряд мезомасштабных особенностей циркуляции Карского моря. SCRUM — это S-координатная прогностическая бароклинная модель со свободной поверхностью, реализованная в примитивных уравнениях с учетом гидростатического приближения и приближения Буссинеска (Hedstrom, 1997). Модель была адаптирована к акватории Карского моря с пространственным разрешением 10 км. По вертикали было задано десять слоев.

Вычисления продемонстрировали, что по периферии ареала речных вод формируются квазигеострофические фронтальные вихри, имеющие антициклоническое вращение в зоне речных вод и циклоническое в зоне морских вод (рис. 5.4.12). Радиус этих вихрей составляет примерно 40—50 км. Максимальное развитие эти вихревые образования получают в июне, когда волна половодья достигает острова Белый. В этот момент орбитальная скорость течения может превышать 50 см/с.

Подобные вихри типичны для фронтальных зон Карского моря. На рис. 5.4.13 а представлено распределение солёности на поверхности моря вдоль разреза от о-ва Диксон к о-ву Новая Земля. Этот разрез был выполнен в рамках норвежской экспедиции 1994 г. (см. Jonson et al. (1997)). На разрезе ярко выражен солёностный фронт с градиентом порядка 14 ‰ на 65 км. В западной части фронтальной зоны отчетливо прослеживается локальный минимум солёности, сформированный, скорее всего, водой из приустьевых участков моря. Нормальная к разрезу составляющая скорости течения в районе этого минимума (рис. 5.4.13 б) демонстрирует практически правильный антициклонический характер течения (приливная составляющая течения исключена). Размер этого вихря составлял приблизительно 54 км, что практически совпадает с модельными результатами. Этот вихрь содержал около 10 км³ речной воды, или примерно суточную норму расхода Оби и Енисея в период половодья. Подобные вихри могут перемещаться на значительные расстояния от береговой зоны и переносить большое количество распресненной воды в глубоководную часть Карского моря. Вероятно, подобный вихрь мог стать причиной аномального распределения солёности в Карском море, зафиксированного в 1993 г., когда у побережья о-ва Новая Земля была обнаружена вода с солёностью менее 10 ‰ (Буренков, Васильков, 1994).

На рис. 5.4.14 представлено распределение максимального приливного течения в Карском море.

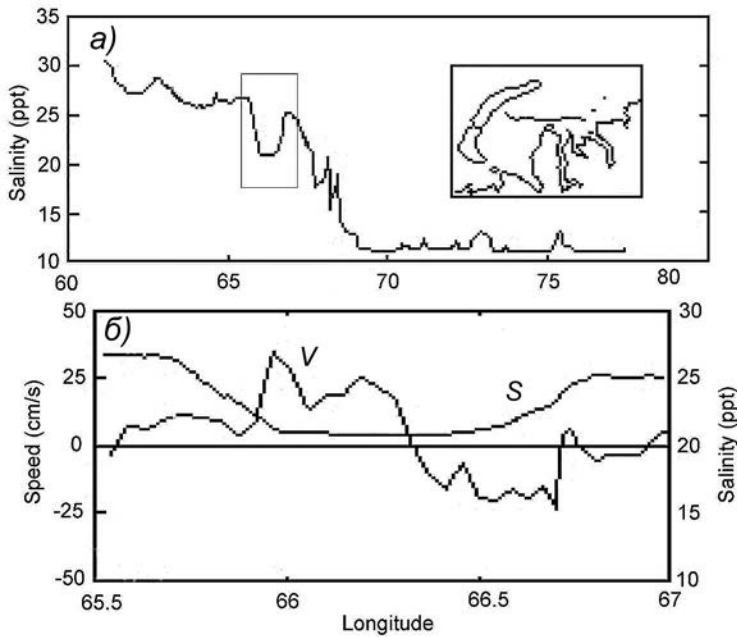


Рис. 5.4.13. Распределение солености на поверхности моря вдоль разреза от о-ва Диксон к о-ву Новая Земля (а) и нормальная к разрезу составляющая скорости течения в районе антициклонического вихря (Jonson et al., 1997).



Рис. 5.4.14. Максимальная скорость (см/с) приливного течения в Карском море.

Из рисунка видно, что приливная составляющая суммарного течения на большей части моря не очень велика — не более 20 см/с — и только на очень небольших акваториях может превышать 50 см/с. Характер прилива в основном полусуточный.

Скорость максимального суммарного течения в поверхностном слое представлена на рис. 5.4.15.

Результаты, представленные на рисунке, свидетельствуют о том, что на значительной части акватории моря скорость суммарного течения может превышать 100 см/с, а в проливе Карские Ворота достигать 200 см/с. К сожалению, простран-

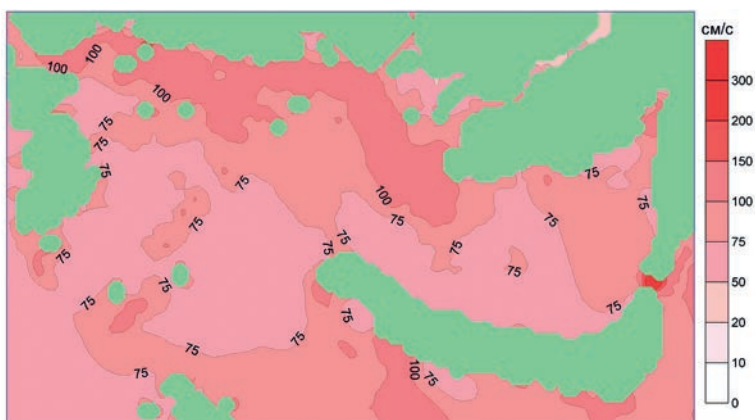


Рис. 5.4.15. Максимальная скорость течения (см/с) в Карском море.

ственное разрешение модели не позволяет воспроизвести все проливы Карского моря и, следовательно, рассчитать скорость течения в них. Согласно Лоции Карского моря (1998), на отдельных участках проливов Югорский Шар, Малыгина и Матисена скорость течения может достигать 250—300 см/с.

Несомненно, что наибольший вклад в суммарную скорость течения в Карском море вносит ветровая составляющая. Интересно, что максимальные значения скорости течения приурочены к мелководной приустьевой области. Дело в том, что характерный для этих районов обостренный пикноклин, отделяющий распресненную поверхностную водную массу от нижележащих слоев, подавляет турбулентное перемешивание и способствует развитию сильных дрейфовых течений в поверхностном слое.

В табл. 5.4.1 приведены статистические оценки течений, полученные по данным наблюдений на притопленной автономной буйковой станции (ПАБС) в ареале речных вод северо-западнее острова Белый в период с 20 сентября 2014 г. по 25 сентября 2017 г.

Из таблицы видно, что между горизонтами 9,2 и 11,2 м происходит резкое изменение максимальной скорости течения: она уменьшается почти на 20 см/с, а на

Таблица 5.4.1

Статистические характеристики скорости течений (модуль V и направление d) по данным наблюдений на ПАБС-9

Горизонт, м	Средняя		Максимальная	
	V , см/с	d °	V , см/с	d °
3,2	2,8	3,8	99,2	245,8
5,2	3,1	9,5	107,7	237,4
7,2	2,7	21,8	99,0	246,2
9,2	2,5	30,7	83,4	281,8
11,2	2,4	37,5	66,1	59,9
13,2	2,5	41,5	63,3	59,6
15,2	2,5	43,2	66,5	75,7
17,2	2,5	43,3	64,2	71,9
19,2	2,6	42,3	60,9	58,4
21,2	2,6	40,7	60,5	15,4
23,2	2,6	38,8	60,1	9,4

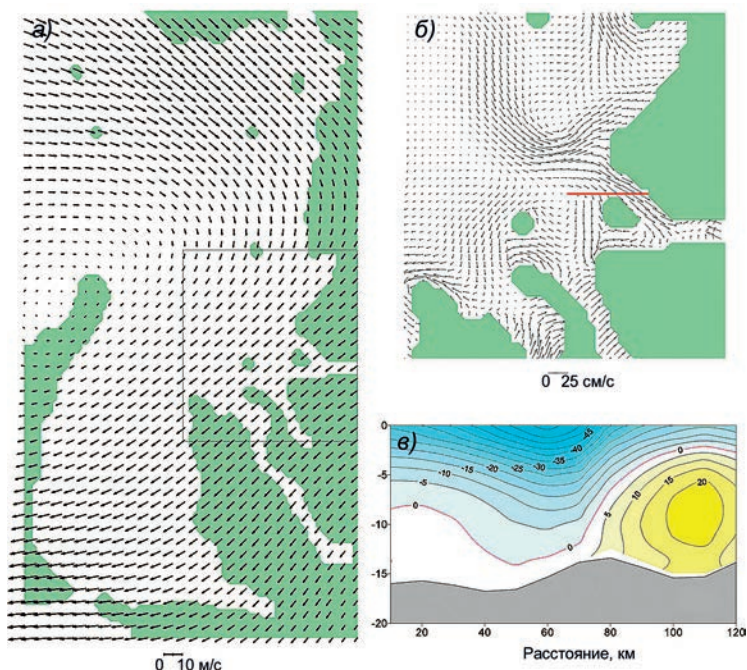


Рис. 5.4.16. Характерный для развития придонных компенсационных течений ветер над Карским морем (а), циркуляция вод в придонном слое (б) и вертикальная структура течений на разрезе в Енисейском заливе (положительная скорость из рисунка) (в) (Harms et al., 2003).

правление меняется почти на 140° . Это является следствием двухслойной структуры, определяемой распространением речной водной массы над более плотной водной массой морского происхождения. Значительный градиент плотности между слоями приводит к подавлению турбулентного трения, и позволяет скоростям дрейфовых течений превышать 100 см/с.

Характерной особенностью течений в приустьевой области также является их двухслойная структура. Результаты расчетов на модели свидетельствуют о том, что двухслойная структура формируется за счет наличия придонных компенсационных течений, направленных навстречу течению в поверхностном слое. В соответствии с результатами модельных расчетов, представленными в работе Harms et al. (2003), наибольшего развития эти течения достигают при ветрах восточной четверти, которые вызывают сгон в береговой зоне моря. Как видно из рис. 5.4.16, эти течения могут распространяться достаточно далеко в глубь эстуария Енисея и еще больше обострять вертикальную стратификацию вод в данном районе.

В нижележащих слоях Карского моря скорость течения существенно меньше и только в районах больших градиентов глубины может достигать 20 см/с, причем направление течения может отличаться от направления поверхностного течения на 180° . С приближением ко дну циркуляция разбивается на ряд вихревых структур в соответствии с особенностями рельефа дна (рис. 5.4.17).

Скорость течения у дна в Новоземельской впадине не превышает 5 см/с. И только в желобе Святой Анны наблюдается устойчивый вынос вод вдоль восточного склона со скоростью до 10 см/с.

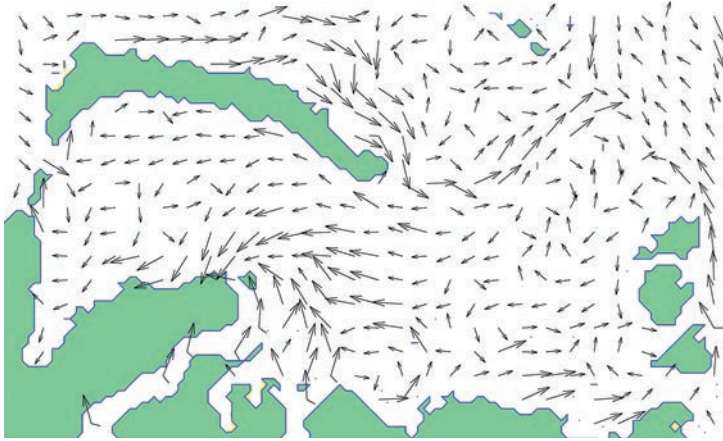


Рис. 5.4.17. Циркуляция вод в придонном слое Карского моря летом.

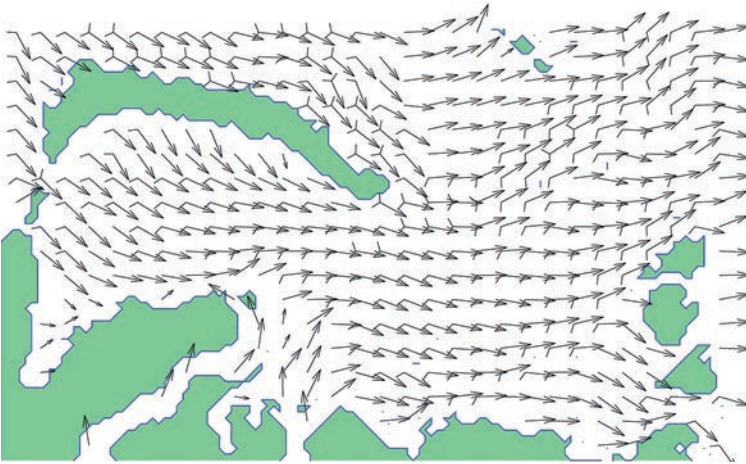


Рис. 5.4.18. Циркуляция вод в поверхностном слое Карского моря зимой.

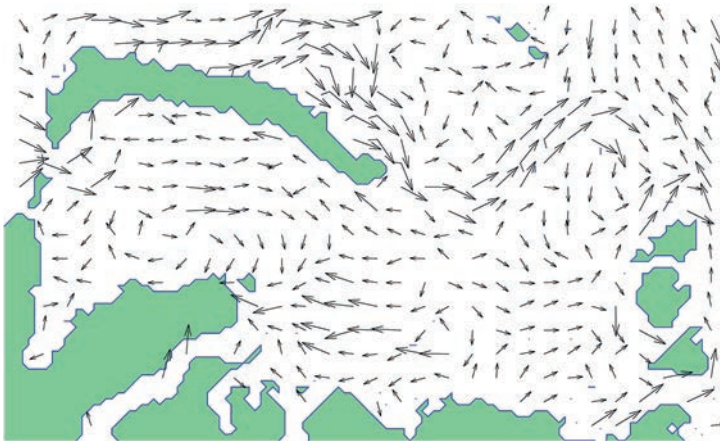


Рис. 5.4.19. Циркуляция вод в придонном слое Карского моря зимой.

Зимой сток рек в Карское море становится незначительным, градиенты плотности размываются и циркуляция вод определяется в первую очередь ветровыми условиями и морфометрией (рис. 5.4.18). Преобладающие ветры западной четверти, обусловленные сибирским максимумом, определяют преобладание течений северо-восточного направления в поверхностном слое Карского моря.

Наиболее интересная особенность зимней придонной циркуляции — увеличение транзита трансформированных атлантических вод из Баренцева моря мимо северной оконечности архипелага Новая Земля через желоб Святой Анны в Центральный арктический бассейн (рис. 5.4.19).

5.4.4. Море Лаптевых

Общая циркуляция вод моря Лаптевых летом по результатам расчетов представлена на рис. 5.4.20.

В целом этому морю свойственна циклоническая циркуляция поверхностных вод. При этом можно выделить два потока. Один из них проходит по северной части моря вдоль крутого материкового склона, где он на восточной границе моря присоединяется к Трансарктическому течению. Второй поток, проникающий в море

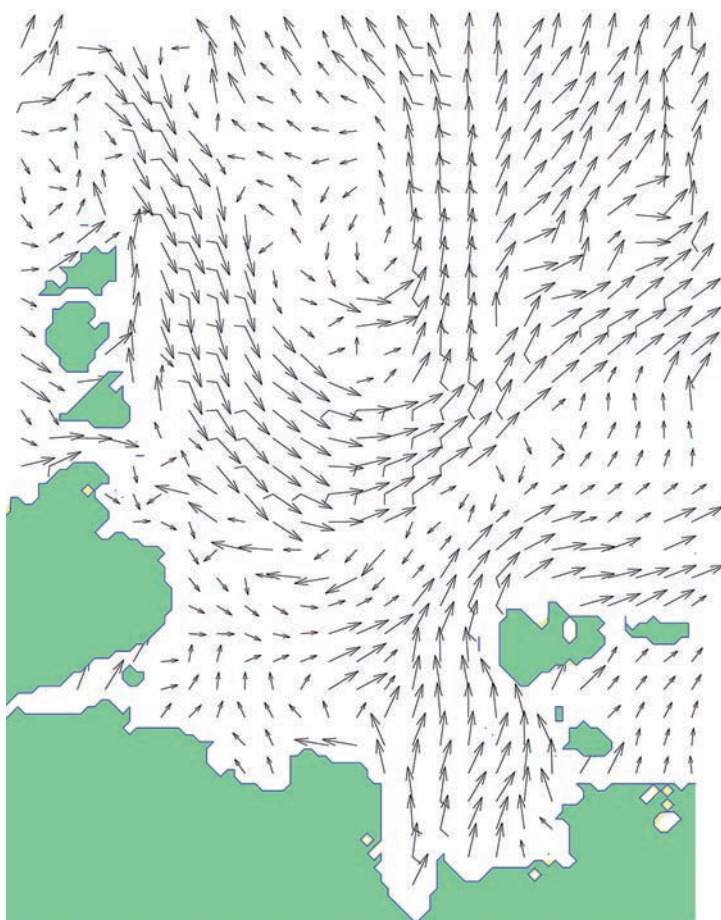


Рис. 5.4.20. Циркуляция вод поверхностного слоя моря Лаптевых летом.

через пролив Вилькицкого, движется вдоль материка с северо-запада на юго-восток. В центральной части усиливается Ленским течением. При дальнейшем движении его большая часть отклоняется на север и северо-восток и в виде Новосибирского течения выходит за пределы моря. Небольшая часть вод прибрежного потока через проливы Санникова и Дмитрия Лаптева уходит в Восточно-Сибирское море.

Между двумя этими потоками в центре моря располагается зона, характеризующаяся переменными по направлению течениями, имеющими в основном ветровую и приливную природу.

Южный поток распресненных вод, интенсифицирующийся за счет стока реки Лены, имеет большое значение не только для режима моря Лаптевых. Этот поток носит название Сибирское вдольбереговое течение (СВТ). СВТ берет начало в море Лаптевых, откуда распресненные обильным стоком реки Лены воды через проливы Новосибирских островов проникают в западную часть Восточно-Сибирского моря. При движении далее на восток к этому потоку присоединяются пресные воды рек, среди которых Индигирка и Колыма являются наибольшими. СВТ движется вдоль всего побережья Восточно-Сибирского моря и через пролив Лонга проникает в Чукотское море. В некоторых случаях воды этого потока наблюдались в районе Берингова пролива. Схематично СВТ представлено на рис. 5.4.21 (Weingartner et al., 1999).

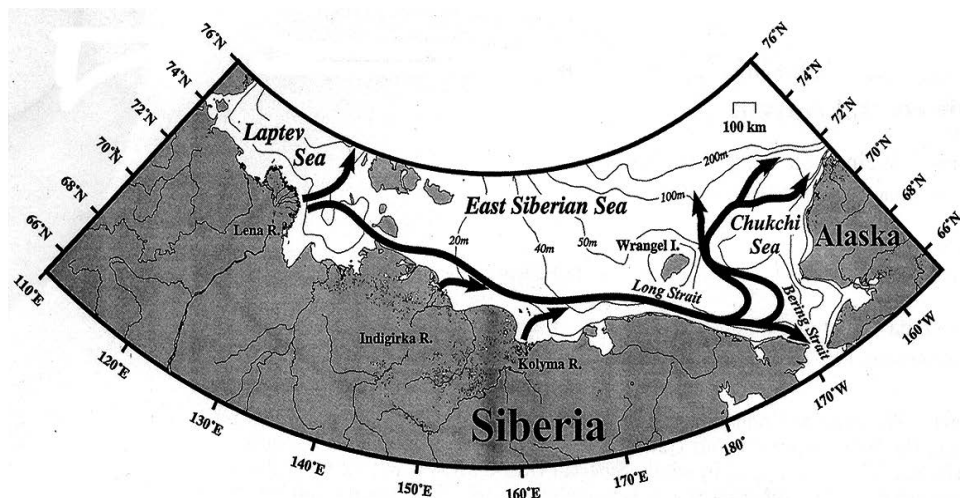


Рис. 5.4.21. Схематичное представление СВТ (Weingartner et al., 1999).

Расчеты продемонстрировали, что циркуляция вод ЛВС очень чувствительна к ветровому форсингу, особенно в поверхностном слое. Обостренный пикноклин, отделяющий распресненную поверхностную водную массу от нижележащих слоев, подавляет турбулентное перемешивание и способствует развитию сильных дрейфовых течений в поверхностном слое, скорость которых при штормовом ветре может превышать 1,5 м/с (рис. 5.4.22).

Результаты статистической обработки данных наблюдений за течениями на притопленной автономной буйковой станции (ПАБС) в центральной части моря подтверждают модельные оценки, представленные на рис. 5.4.20 и 5.4.22. Согласно табл. 5.4.2, среднее течение в поверхностном слое направлено на восток-северо-восток, а модуль максимального течения составляет 92 см/с.

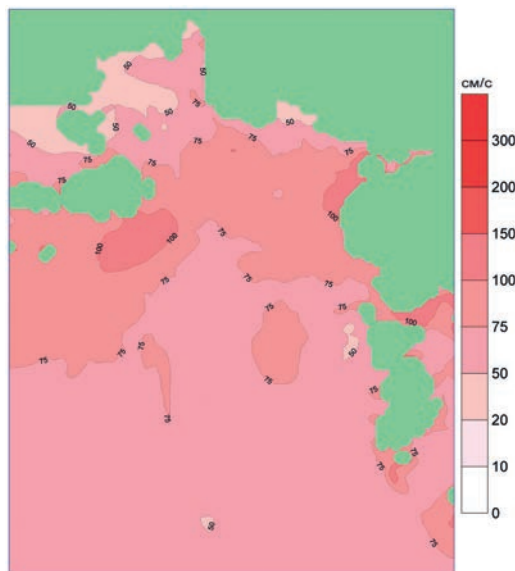


Рис. 5.4.22. Максимальные значения скорости течения в поверхностном слое моря Лаптевых.

Таблица 5.4.2

Статистические характеристики скорости течений (модуль V и направление d) в период с 28 августа 2014 г. по 11 сентября 2017 г. на ПАБС-11

Горизонт, м	Средняя		Максимальная	
	V , см/с	d °	V , см/с	d °
3,4	1,8	61,3	91,6	232,9
5,4	3,1	68,6	92,1	263,5
7,4	3,2	74,1	86,0	263,3
9,4	3,1	76,4	76,9	232,4
11,4	2,9	77,5	65,0	231,1
13,4	2,8	78,4	58,8	356,8
15,4	2,7	80,2	54,2	33,1
17,4	2,5	83,2	59,4	51,6
19,4	2,4	84,5	61,0	47,9
21,4	2,2	85,4	55,7	117,5
23,4	2,1	86,9	61,9	79,3

В данных табл. 5.4.2 отчетливо проявляется двухслойная структура течения: верхний квазигомогенный слой отделен от нижнего пикноклином на горизонте 13 м.

Анализ результатов моделирования позволил выявить важный для режима моря Лаптевых феномен, имеющий место при ветрах восточных и юго-восточных направлений.

В подобных ситуациях результирующий экмановский поток направлен на север, и в результате этого у берега происходит значительное понижение уровня моря. Для компенсации этого понижения уровня ниже пикноклина развиваются течения, направленные с севера на юг, которые переносят от северных границ моря в сторону берега более соленую воду. На рис. 5.4.23 представлены течения в поверхностном и придонном слоях моря Лаптевых при юго-восточном ветре.

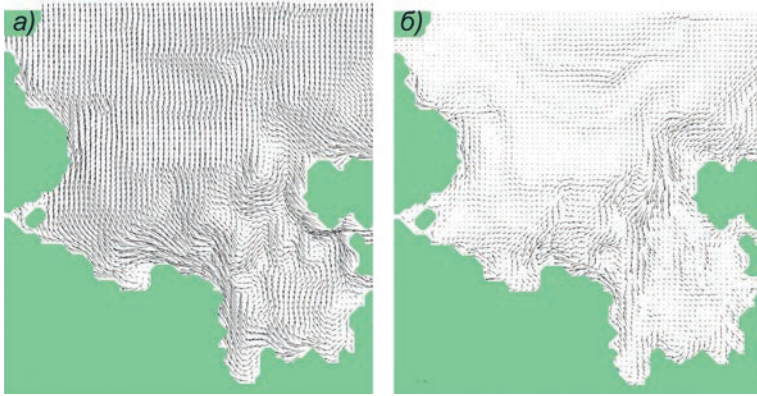


Рис. 5.4.23. Результаты расчета циркуляции вод в поверхностном (а) и придонном (б) слоях при юго-восточном ветре.

Как видно из рис. 5.4.23 б, течения южного направления в виде довольно узких струй вдоль границ подводных ложбин достигают практически дельты Лены. Смена направления течения происходит непосредственно в слое пикноклина. Эти течения обостряют пикноклин за счет поступления более соленых вод в нижележащий слой. При сочетании некоторых условий в районе дельты Лены может происходить апвеллинг и выклинивание на поверхность донных более соленых вод, принесенных в этот район из северных областей моря.

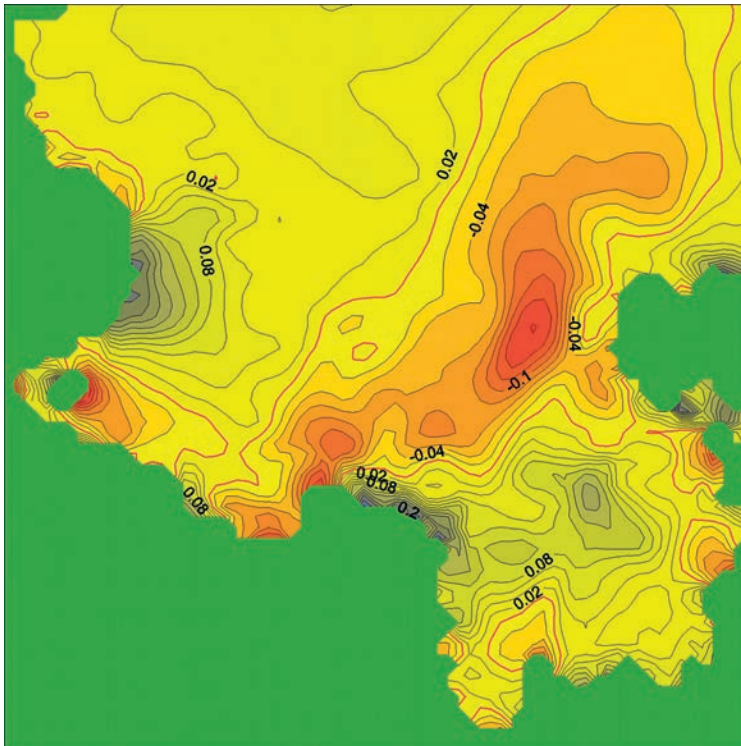


Рис. 5.4.24. Вертикальная скорость (10^3 см/с) при юго-восточном ветре.

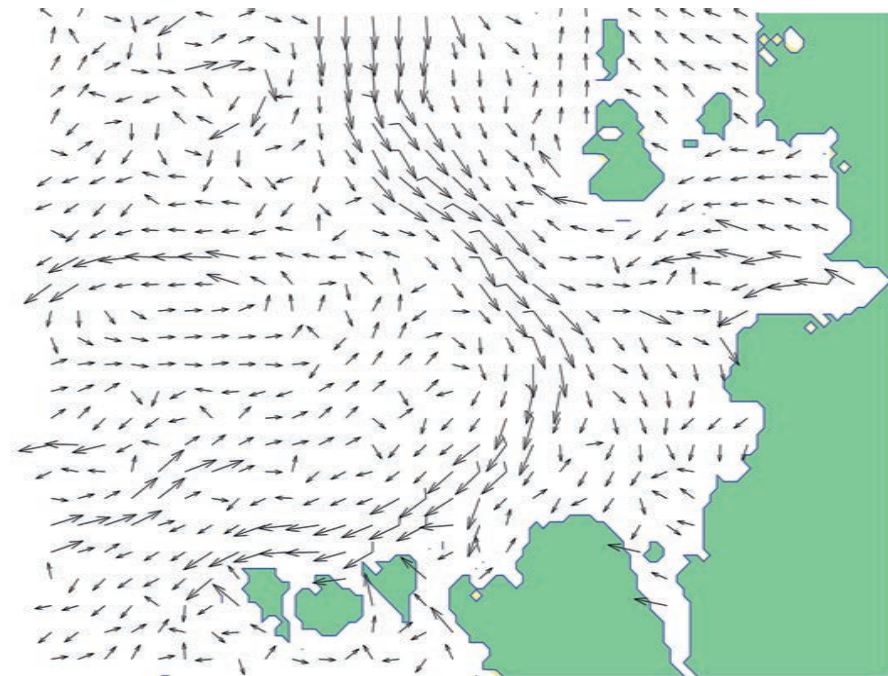


Рис. 5.4.25. Циркуляция вод в придонном слое моря Лаптевых летом.

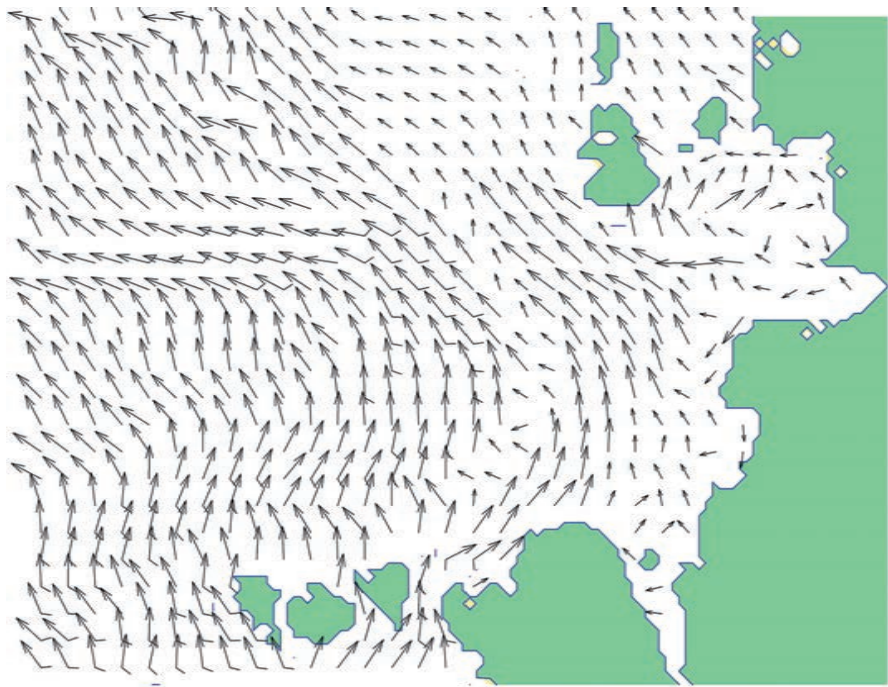


Рис. 5.4.26. Циркуляция вод в поверхностном слое моря Лаптевых зимой.

В режиме моря Лаптевых этот феномен проявляется в виде очагов соленой воды в устье Туматской протоки, которые неоднократно наблюдались во время гидрологических съемок моря.

Скорость приливных течений на большей части моря составляет не более 30 см/с. Только в Хатангском заливе и у северного побережья о-ва Котельный она превышает 50 см/с.

В придонном слое моря обращает на себя внимание перенос с востока на запад в центре моря, в зоне затишья поверхностных течений (рис. 5.4.25). В других районах моря течения образуют ряд круговоротов в зависимости от особенностей рельефа дна.

Зимой расходы рек незначительны и циркуляция в море Лаптевых определяется в основном местными ветрами, при этом она по-прежнему имеет циклонический характер (рис. 5.4.26).

5.4.5. Восточно-Сибирское море

Циркуляция вод Восточно-Сибирского моря изучена очень слабо вследствие значительной ледовитости моря (даже в летний период). Немногочисленные инструментальные наблюдения за течениями (в западной и восточной частях моря), а в основном косвенные методы позволили построить лишь очень приблизительную схему течений (Советская Арктика, 1970; Атлас Океанов, 1980; Баскаков и др., 1987; Pavlov, 1998). Согласно этой схеме, в поверхностном слое моря более или менее четко выражена циклоническая циркуляция вод с центром, смещенным в сторону о-ва Врангеля. При этом воды вдоль побережья движутся в общем направлении на восток. На северной границе моря круговорот замыкается Трансарктическим течением, несущим воды с востока на запад. Однако инструментальные наблюдения за течениями, выполненные на буйковых станциях в Восточно-Сибирском море, не позволили подтвердить эту схему циркуляции его вод или получить другую схему. Объяснением этому могут служить следующие соображения. Во-первых, наблюдения за течениями, как правило, были непродолжительными (менее двух месяцев) и асинхронными. Во-вторых, и это самое главное, глубина моря невелика, вследствие чего не могут полностью развиваться плотностные течения, а дрейфовые течения, определяемые местными ветрами, захватывают практически всю водную толщу.

В.С. Антонов (1957) предложил следующую феноменологическую модель формирования циркуляции вод Восточно-Сибирского моря. Материковый сток непосредственно в Восточно-Сибирское море весьма ограничен, несмотря на огромное протяжение его побережья. В то же время весьма ощутимый приток вод реки Лены в восточной части моря Лаптевых и огромный (по сравнению с непосредственным материковым стоком в Восточно-Сибирское море) объем берингоморских вод, поступающих в Чукотское море, приводят к тому, что уровенная поверхность Восточно-Сибирского моря летом как бы значительно «понижена» по сравнению с соседними водоемами. Поэтому поверхностные воды восточной части моря Лаптевых и воды Чукотского моря устремляются по уровенному наклону в Восточно-Сибирское море, нивелируя общую океаническую поверхность.

Предложенная феноменологическая модель представляется довольно правдоподобной и подтверждается результатами моделирования (рис. 5.4.27).

Из рис. 5.4.27 видно, что осредненная скорость течений очень мала — не превышает 5 см/с. Это подтверждает вывод о преобладании ветровых течений над более

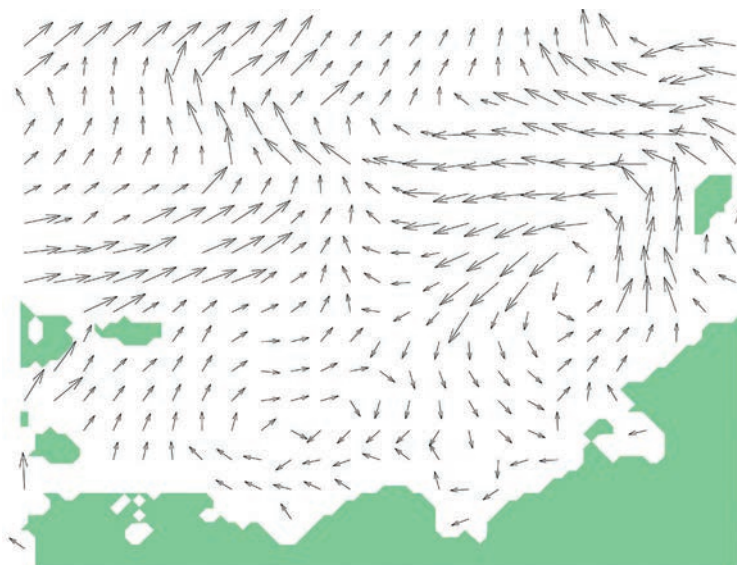


Рис. 5.4.27. Циркуляция вод поверхностного слоя Восточно-Сибирского моря летом.

консервативными бароклинными течениями. Нет в этой схеме и подтверждения наличия Сибирского вдольберегового течения, которое должно проходить через все море с запада на восток (см. рис. 5.4.21).

Результаты наблюдений на единственной годовой буйковой станции, установленной на восточной границе Восточно-Сибирского моря в 1990 г. в рамках Российско-Американской экспедиции «Chukchi Sea Circulation Study» (Weingartner et al., 1999), представлены на рис. 5.4.28 (приливная составляющая течения исключена скользящим суточным осреднением).

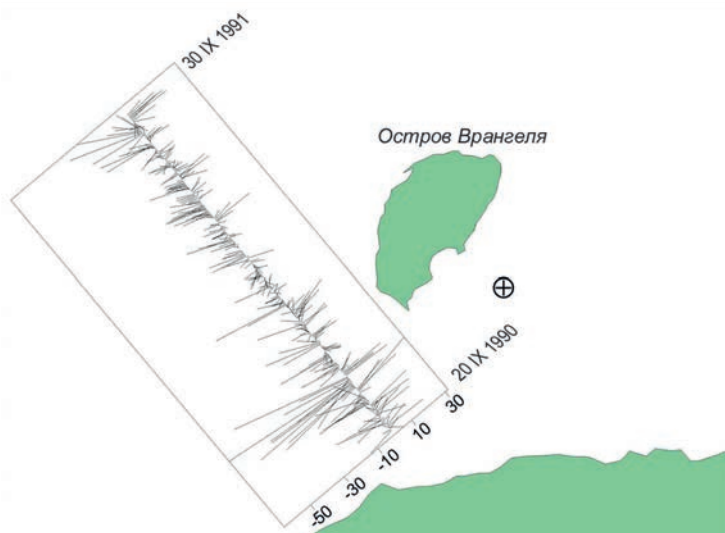


Рис. 5.4.28. Положение буйковой станции (крестик) в проливе Лонга и среднесуточная скорость течений на горизонте 37 м (Weingartner et al., 1999).

Из рисунка видно, что течение в проливе Лонга носит реверсивный характер и направлено вдоль оси пролива. Изменчивость течений имеет синоптический характер. Наибольшие значения скорости течений наблюдались в осенний период. С одной стороны, для него характерен максимум скорости ветра, а с другой стороны, в этот же период наблюдаются наибольшие потоки в Беринговом проливе (Roach et al., 1995). Модуль среднего вектора течений за весь период наблюдений на станции (375 суток) составляет около 3 см/с и направление — 294°, что подтверждает справедливость феноменологии, предложенной В.С. Антоновым, и результаты моделирования (рис. 5.4.27).

Неотъемлемой чертой циркуляции Восточно-Сибирского моря является Трансарктическое течение, формирующееся на северной границе моря. С востока туда поступают воды тихоокеанского происхождения, проникающие в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив. С запада поступают распресненные воды из моря Лаптевых. Такая циркуляция вод хорошо прослеживается в поверхностном слое Северного Ледовитого океана по нескольким показателям. Авторы работы Jones et al. (1998) построили крупномасштабную циркуляцию по трассерному методу, используя соотношение нитратов и фосфатов. На рис. 5.4.29 представлены построенная ими циркуляция и доля (%) тихоокеанской воды в верхнем 30-метровом слое Северного Ледовитого океана. По мнению авторов указанной работы, воды тихоокеанского происхождения, переносимые в западном направлении, на севере Восточно-Сибирского моря встречаются с водами из моря Лаптевых и перемешиваются с ними. После этого течение распространяется дальше в Арктический бассейн вдоль хребта Менделеева.

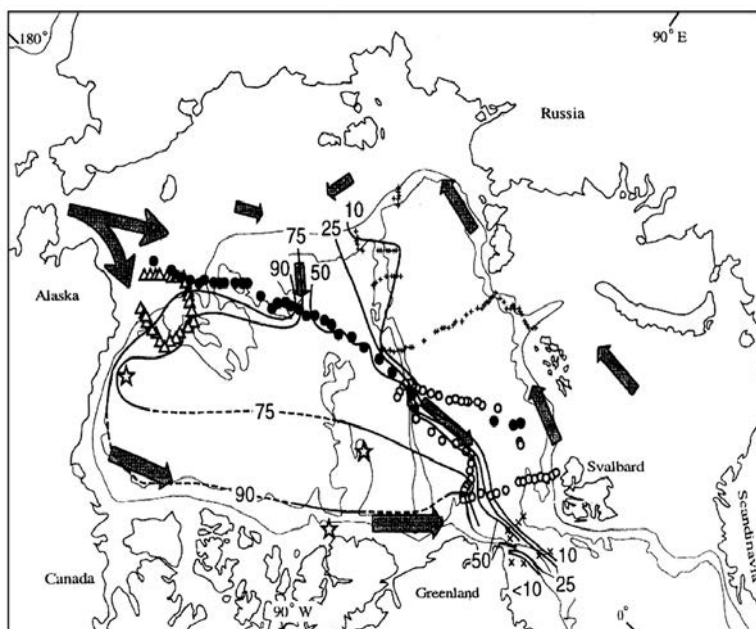


Рис. 5.4.29. Доля (%) тихоокеанской водной массы в поверхностном слое Северного Ледовитого океана.

Стрелками показана гипотетическая схема циркуляции вод в поверхностном слое (Jones et al., 1998).



Рис. 5.4.30. Максимальная скорость приливного течения в Восточно-Сибирском море.

Приливные течения в Восточно-Сибирском море существенны только на границах моря (рис. 5.4.30), причем на западной границе их скорость может превышать 50 см/с.

Максимальная скорость суммарного течения в поверхностном слое представлена на рис. 5.4.31.

Результаты, представленные на рисунке, свидетельствуют о том, что на значительной части акватории моря скорость суммарного течения составляет не более 100 см/с вследствие мелководности моря. Только у побережья о-ва Врангеля и на северной границе моря она может превышать 100 см/с.

Основной особенностью циркуляции в нижележащих слоях Восточно-Сибирского моря является устойчивое западное течение вдоль северной границы моря



Рис. 5.4.31. Максимальная скорость течения в Восточно-Сибирском море.

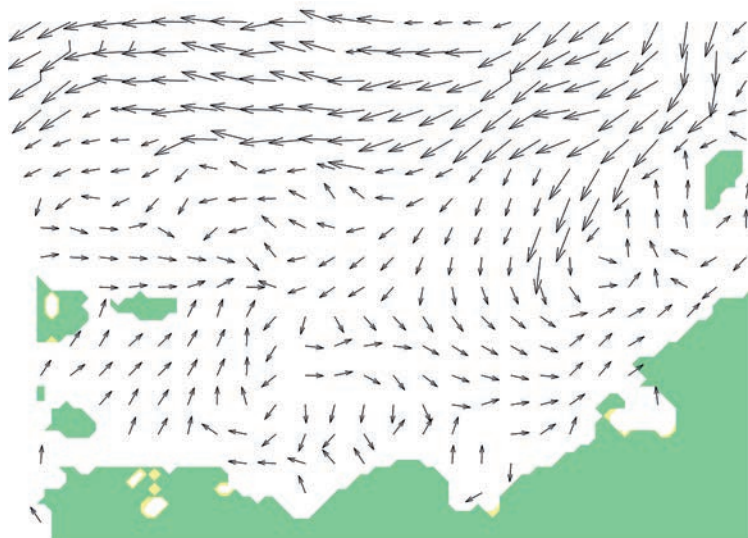


Рис. 5.4.32. Циркуляция вод в придонном слое Восточно-Сибирского моря.

(рис. 5.4.32). Одна ветвь этого течения отворачивает к югу и образует циклонический круговорот вокруг о-ва Врангеля. На остальной акватории моря течения образуют ряд вихревых структур в соответствии с особенностями рельефа дна.

Зимой для циркуляции вод Восточно-Сибирского моря, как и для других арктических морей, характерен более устойчивый перенос на восток в прибрежной зоне, обусловленный особенностью расположения центров действия атмосферы (рис. 5.4.33).

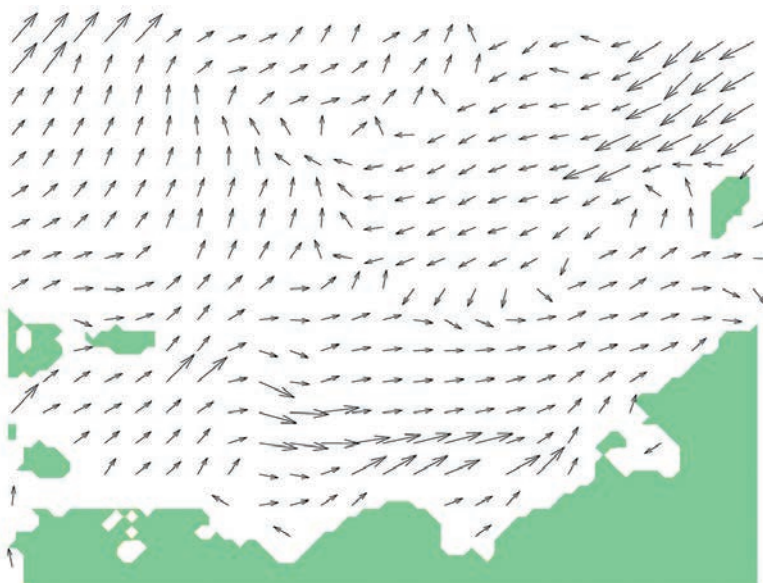


Рис. 5.4.33. Циркуляция вод в поверхностном слое Восточно-Сибирского моря зимой.

5.4.6. Течения Чукотского моря

Циркуляция вод Чукотского моря во многом определяется градиентом уровня между северной частью Тихого океана и Северным Ледовитым океаном (Прошутинский, 1986; Overland, Roach, 1987). О природе этого градиента нет единого мнения. В ряде работ (Гудкович, 1961; Гудкович и Никифоров, 1965; Зубов, 1945; Леонов, 1947; Шпайхер и Янкина, 1971) выдвигается предположение об определяющем влиянии атмосферной циркуляции, которая обуславливает интенсивный вынос вод и льдов Северного Ледовитого океана в Гренландское море. Другая группа исследователей (Coachman and Aagard, 1988; Reid, 1961; Stigebrandt, 1984; Warren, 1983) считает, что градиент уровня определяется разностью плотности воды в Тихом, Северном Ледовитом и Атлантическом океанах. В качестве определяющих факторов рассматриваются также превышение осадков над испарением в северной части Тихого океана (Jacobs, 1951) и остаточные приливные течения на шельфе Берингова моря (Liu and Leendertse, 1985).

Следствием упомянутого выше градиента является Тихоокеанское течение, поступающее из Берингова моря в Чукотское через Берингов пролив. На рис. 5.4.34 представлена рассчитанная на модели AARI-ЮСМ средняя циркуляция в поверхностном слое вод Чукотского моря. На акватории моря в соответствии с рельефом дна течение разделяется на три ветви. Аляскинская ветвь распространяется вдоль побережья Аляски и выходит из моря по оси желоба Барроу. Геральдовская ветвь распространяется западнее и выходит из моря через желоб Геральд. Самая слабая Лонговская ветвь течения вдоль сибирского берега распространяется к проливу Лонга, но, как правило, не проходит через пролив, а у о-ва Врангеля поворачивает на север и соединяется с Геральдовской ветвью течения.

Однако подобная схема возможна только в теории. Характерная воронкообразная конфигурация берегов Чукотского моря и его относительная мелководность способствуют возникновению под действием ветра значительных градиентов уровня моря, которые трансформируют глобальный градиент уровня в районе Берингова пролива. Поток тихоокеанских вод через Берингов пролив испытывает значительные колебания в межгодовом, сезонном и синоптическом масштабах. Наибольшей дисперсией характеризуется синоптическая изменчивость. По данным Coachman and Aagard (1988) среднесуточный перенос вод через Берингов пролив может изменяться от +3,9 до -2,5 Св (положительный на север).

Скорость ветровых течений при сильном ветре в некоторых районах Чукотского моря может превышать 1,5 м/с (рис. 5.4.35). К таким районам в первую очередь относятся побережье о-ва Врангеля, желоб Барроу, район Берингова пролива, и, особенно, отмель Принца Уэльского, где скорость течения может превышать 2 м/с (Кулаков, 1993а).

Вклад приливного компонента в суммарное течение невелик (рис. 5.4.36). Только в окрестности о-ва Врангеля и в мелководном заливе Коцебу скорость приливного течения может превышать 20 см/с.

В Чукотское море непосредственно не впадают крупные реки, поэтому в нем отсутствуют обостренные фронтальные зоны и пикноклины; кроме того, рельеф дна достаточно однородный. В результате средняя скорость течения очень мала повсюду за исключением районов Берингова пролива и желобов Барроу и Геральда. Отсутствие сильной стратификации также препятствует развитию сильных ветровых течений.

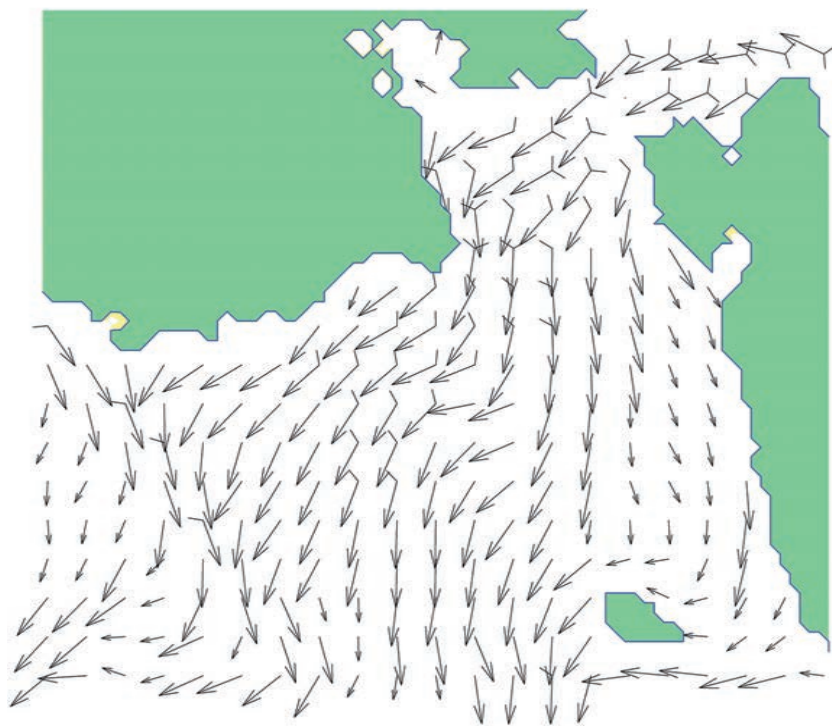


Рис. 5.4.34. Циркуляция в поверхностном слое Чукотского моря летом.

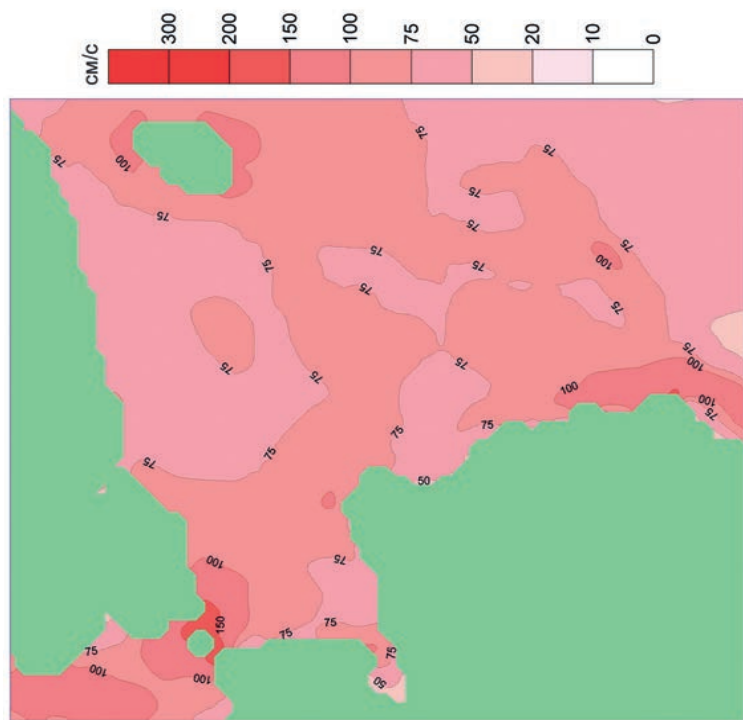


Рис. 5.4.35. Максимальная скорость течения в поверхностном слое Чукотского моря.

Данные наблюдений на северной границе моря подтверждают выполненные модельные оценки. В табл. 5.4.3 представлены результаты статистической обработки данных наблюдений на северной границе шельфа в период с 29 сентября 2015 г. по 5 октября 2017 г.

Таблица 5.4.2

Статистические характеристики скорости течений (модуль V и направление d) по данным наблюдений на ПАБС

Горизонт, м	Средняя		Максимальная	
	V , см/с	d °	V , см/с	d °
4,6	1,7	288,8	72,0	239,4
6,6	1,5	282,2	74,1	211,2
8,6	1,4	283,0	66,8	295,1
10,6	1,2	286,0	63,9	185,3
12,6	1,1	287,8	62,3	312,9
14,6	0,9	291,6	62,4	309,7
16,6	0,7	298,9	62,9	312,1
18,6	0,5	312,2	60,8	314,3
20,6	0,4	329,5	57,6	317,5
22,6	0,4	353,7	54,0	85,8
24,6	0,4	18,9	52,5	90,4

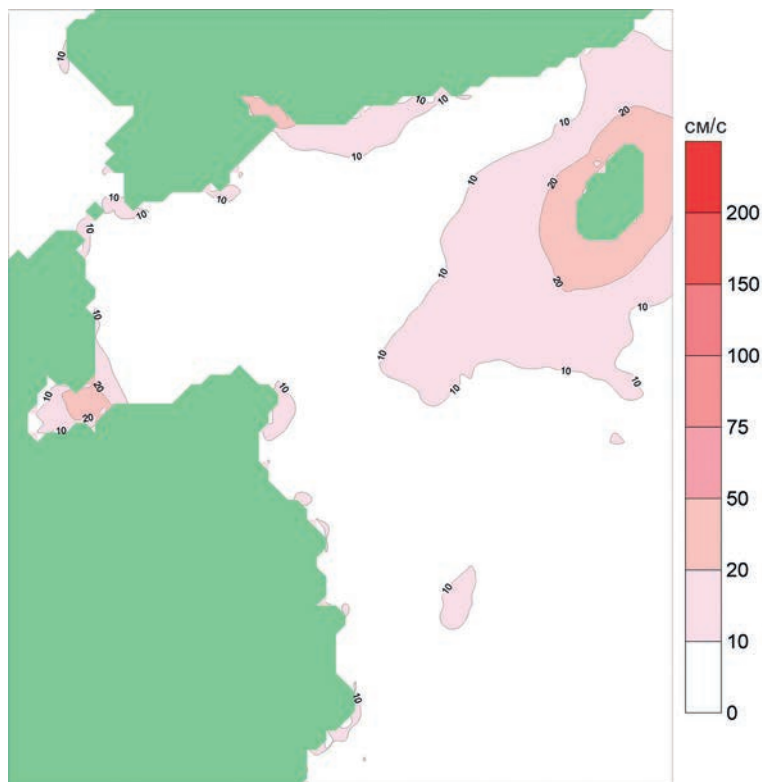


Рис. 5.4.36. Максимальная скорость приливного течения в Чукотском море.

Несмотря на мелководность, большое значение для циркуляции вод Чукотского моря имеют термохалинные течения. Так, одно из основных течений, а именно Чукотское вдольбереговое течение, своим существованием обязано в первую очередь градиенту солености по нормали к Чукотскому берегу (Weingartner et al., 1999). Пресная вода в этот район поступает из Восточно-Сибирского моря, но наибольшего развития градиент солености достигает в период таяния льда. При благоприятных условиях это течение может проследиваться от пролива Лонга до Берингова моря. Был зафиксирован случай (Мейлах, 1958), когда у мыса Чукотский (северная часть Берингова моря) была обнаружена бутылка с запиской, выброшенная в Восточно-Сибирском море.

В период интенсификации Чукотского вдольберегового течения даже при общем северном переносе в Беринговом проливе в районе мыса Дежнева фиксировались узкие (менее 2 км) вдольбереговые струи южного направления со скоростью более 1,5 м/с. Это течение может за короткий промежуток времени даже при южном ветре перенести в Берингов пролив значительное количество дрейфующего льда и существенно осложнить навигационную обстановку (Кулаков, 1993б). Заметен вклад термохалинных течений и в восточном канале Берингова пролива. В некоторых ситуациях у мыса Принца Уэльского наблюдается резкое усиление южного течения — от 50 до 160 см/с. Это усиление потока обусловлено градиентом солености между берингоморской водной массой и трансформированным стоком реки Юкон, поступающим в пролив вдоль западного побережья Аляски.

Основной особенностью придонной циркуляции, представленной на рис. 5.4.37, является интенсивное западное течение, распространяющееся из моря Бофорта вдоль северного склона моря.



Рис. 5.4.37. Циркуляция вод в придонном слое Чукотского моря летом.



Рис. 5.4.38. Циркуляция вод в поверхностном слое Чукотского моря зимой.

Циркуляция вод в поверхностном слое Чукотского моря зимой представлена на рис. 5.4.38. Зимой расход вод через Берингов пролив уменьшается, градиенты плотности вод сглаживаются и циркуляция в море определяется в первую очередь алеутским минимумом, на северной периферии которого преобладают восточные ветры, вызывающие достаточно устойчивые западные течения практически на всей акватории моря. Только в районе пролива Лонга наблюдается зона конвергенции, в которой течения Чукотского моря встречаются с течением из Восточно-Сибирского моря, обусловленного сибирским максимумом.

5.5. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ (2006—2015 гг.) И ИЗМЕНЧИВОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ РОССИЙСКИХ МОРЕЙ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

В.В. Алексеев, П.В. Коробов, В.И. Дымов

Степень развития ветрового волнения на акватории морей и его вероятностные характеристики определяются распределением скорости ветра во времени и в пространстве, разгоном, морфометрией бассейна. Также на них могут оказывать влияние морские течения, стратификация воды и воздуха и другие факторы.

Волнение в арктических морях зависит не только от ветрового режима, но и от ледовых условий. В целом ледовый режим Северного Ледовитого океана неблагоприятен для развития волновых процессов повсюду за исключением Баренцева моря, значительная часть акватории которого даже в зимнее время свободна ото льда. В зимний период здесь нередки штормы, при которых высота волн в открытом море достигает 6—8 м.

В Карском море повторяемость волн высотой до 3 м выше в осенний период. В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском из-за более тяжелых ледовых условий и мелководности режим волнения умеренный. При ветре северо-восточного направления высота волн даже в западной части Восточно-Сибирского моря никогда не превышает 2,0—2,5 м, а при северо-западном ветре может изредка достигать 3,5—4,0 м. В Чукотском море в летние месяцы из-за малой длины разгона, связанной с незначительной по площади свободной ото льда части акватории, волнение развито слабо. В осенний период здесь наблюдаются сильные штормы с максимальной высотой волн до 6,5—7,0 м. В южной части моря, где ледообразование начинается заметно позднее, значительные по силе штормы возможны до начала ноября. Ветер северного, северо-западного и северо-восточного направлений способствует развитию волнения на акватории моря.

В связи с уменьшением площади ледяного покрова, которое наблюдается в последние два десятилетия, в арктических морях создаются все более благоприятные условия для развития ветрового волнения и вследствие этого наблюдается рост среднегодовых характеристик волнения.

Для оценки климатических характеристик ветрового волнения за период с 1986 по 2015 г. использовалось математическое моделирование с помощью модели AARI-PD2 (Давидан и др. 1988; Лавренов, 1998; Давидан и др., 2010) по данным реанализа скорости ветра ERA INTERIM (ECMWF, 2020) и осредненным по месяцам данным о сплоченности льда NOAA. Методика получения оперативных и экстремальных режимных характеристик параметров ветрового волнения изложена в справочниках по режиму ветра и волнения морского регистра России (Справочник..., 2003; Справочник..., 2009). В качестве источника климатических данных за период ранее 1986 г. использовались Справочные данные (Справочные данные..., 1974).

5.5.1. Сравнение с данными о ветровом волнении до 1986 г.

Для сравнения расчетных данных за период с 1986 по 2015 г. с доступными данными из справочника, изданного в 1974 г. (Справочные данные..., 1974), были сопоставлены значения повторяемости $f(h)$ и обеспеченности $F(h)$ высоты волн для каждого из арктических морей (табл. 5.5.1 — 5.5.5). Расчеты по модели проводились для каждой акватории с выводом результатов расчета в выбранных характерных точках, координаты которых даны в таблицах ниже.

Таблица 5.5.1

Сопоставление повторяемости волн 3 %-ной обеспеченности по справочнику за 1974 г. (Справочные данные.... 1974) и данных расчета за 1986—2015 гг. для Баренцева моря

h (3 %), м	Центральный район				Юго-Западный район			
	Справочник 1974 г.		Модель ААНИИ, 74° с.ш., 36° в.д.		Справочник 1974 г.		Модель ААНИИ, 72° с.ш., 32° в.д.	
	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$
0—2	46	100	46,91	100	48,75	100	50,175	100
2—4	41,5	54	39,58	53,09	40,63	51,25	38,4	49,8
4—6	10	12,5	10,7	13,5	8	10,625	9,14	11,4
6—8	1,9175	2,5	2,27	2,8	1,8	2,625	1,84	2,29
8—10	0,44	0,58	0,47	0,537	0,6	0,8125	0,38	0,45
10—12	0,09	0,14	0,066	0,07	0,144	0,215	0,073	0,08
> 12	0,05	0,05	0,0035	0,0035	0,0713	0,0713	0,0047	0,0047

Таблица 5.5.2

Сопоставление повторяемости волн 3 %-ной обеспеченности по справочнику за 1974 г. и данных расчета за 1986—2015 гг. для Карского моря

h (3 %), м	Центральный район				Юго-Западный район			
	Справочник 1974 г.		Модель ААНИИ, 78,5° с.ш., 72° в.д.		Справочник 1974 г.		Модель ААНИИ, 73° с.ш., 63° в.д.	
	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$
0—1	48	100	46,3	100	49	100	44,7	100
1—2	22	52	32,16	53,68	24	51	34,48	55,23
2—3	17	30	14,16	21,52	16	27	14,35	20,75
3—5	9	13	6,46	7,36	8	11	5,99	6,41
5—7	3,5	4	0,79	0,9	2,5	3	0,41	0,42
> 7	0,5	0,5	0,115	0,115	0,5	0,5	0,01	0,01

Таблица 5.5.3

Сопоставление повторяемости волн 3 %-ной обеспеченности по справочнику за 1974 г. и данных расчета за 1986—2015 гг. для моря Лаптевых

h (3 %), м	Центральный район			
	Справочник 1974 г.		Модель ААНИИ, 76° с.ш., 126° в.д.	
	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$
0—1	54	100	58,36	100
1—2	23	46	28,53	41,64
2—3	16	23	9,96	13,11
3—5	6	7	3,09	3,15
5—7	1	1	0,058	0,058

Таблица 5.5.4

Сопоставление повторяемости волн 3 %-ной обеспеченности по справочнику за 1974 г. и данных расчета за 1986—2015 гг. для Восточно-Сибирского моря

h (3 %), м	Центральный район			
	Справочник 1974 г.		Модель ААНИИ, 73° с.ш., 165° в.д.	
	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$
0—1	61	100	72,427	100
1—2	19	39	19,97	27,57
2—3	15	20	5,64	7,60
3—5	5	5	1,80	1,96
5—7	0	0	0,14	0,16
> 7	0	0	0,02	0,02

Сопоставление повторяемости волн 3 %-ной обеспеченности по справочнику за 1974 г. и данных расчета за 1986—2015 гг. для Чукотского моря

h (3 %), м	Центральный район			
	Справочник 1974 г.		Модель ААНИИ, 70° с.ш., 169° в.д.	
	$f(h)$	$F(h)$	$f(h)$	$F(h)$
0—1	64	100	16,7965	100
1—2	14	36	44,38	83,20
2—3	8	22	24,29	38,82
3—5	5	14	13,45	14,50
5—7	1	9	1,084	1,084
> 7	0	8	0	0

Следует отметить различие подходов при получении оценок параметров волнения, используемых при использовании данных из справочника морского регистра СССР (Справочник..., 2009), и современных методов расчета параметров волнения. Данные справочника основываются на статистической обработке доступных данных натурных наблюдений (данных буев, попутных судовых наблюдений). Данные о современном состоянии получены в результате обработки тридцатилетних рядов данных, рассчитанных на основе современной волновой модели ААРИ-PD2. Разница в подходах создает трудности при интерпретации и сопоставлении данных.

Несмотря на это, при сравнении данных за 1974 г. и за период с 1986 по 2015 г. можно сделать некоторые выводы, а именно об увеличении доли волн высотой от 1 до 5 м и уменьшении доли волн высотой менее 1 м для Карского и Чукотского морей. По-видимому, это связано с ускорением таяния льдов и большей открытостью этих акваторий в период с 1986 по 2015 г. по сравнению с периодом до 1986 г. Различия в случае градаций высоты волн от 5 м, вероятнее всего, обусловлены различием методов оценки параметров волнения.

**5.5.2. Сравнение характеристик волнения для двух периодов:
1986—2005 и 2006—2015 гг.**

Разделив период с 1986 по 2015 г. на две части (1986—2005 и 2006—2015 гг.), можно сопоставить параметры волнения за эти два периода и выявить изменения в характере волнения в российских арктических морях, произошедшие за десятилетие с 2006 по 2015 г. включительно. На рис. 5.5.1 — 5.5.4 приводятся карты волнения для волн, возможных один раз в год и один раз в 10 лет, за периоды 1986—2005 и 2006—2015 гг. соответственно, полученных по методу годовых максимумов (Лопатухин, 2012).

Далее отметим выявленные изменения значений высот волн для различных арктических морей.

В Баренцевом море в период 2006—2015 гг. можно наблюдать лишь небольшой рост высот волн на границе Баренцева и Карского морей по сравнению с периодом 1986—2005 гг. В целом параметры волнения не претерпели значительных изменений в этой акватории.

В Карском море из-за увеличения продолжительности периода, когда большая часть его акватории не покрыта льдом, создаются условия для свободного распространения волн зыби, приходящих сюда из Баренцева моря. Вследствие этого высота волн в период 2006—2015 гг. заметно больше, чем в 1986—2005 гг.

В остальных морях российской Арктики также наблюдается увеличение высоты волн в период 2006—2015 гг. по сравнению с 1986—2005 гг., связанное с уменьшением площади ледяного покрова и увеличением длительности безледных периодов.

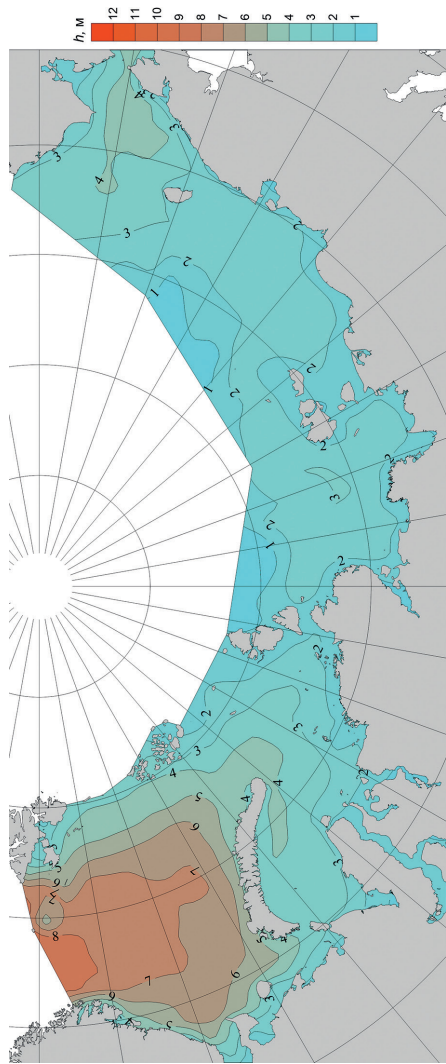


Рис. 5.5.1. Карта значительной высоты волн (H_s), возможных один раз в год за период 1986—2005 гг.

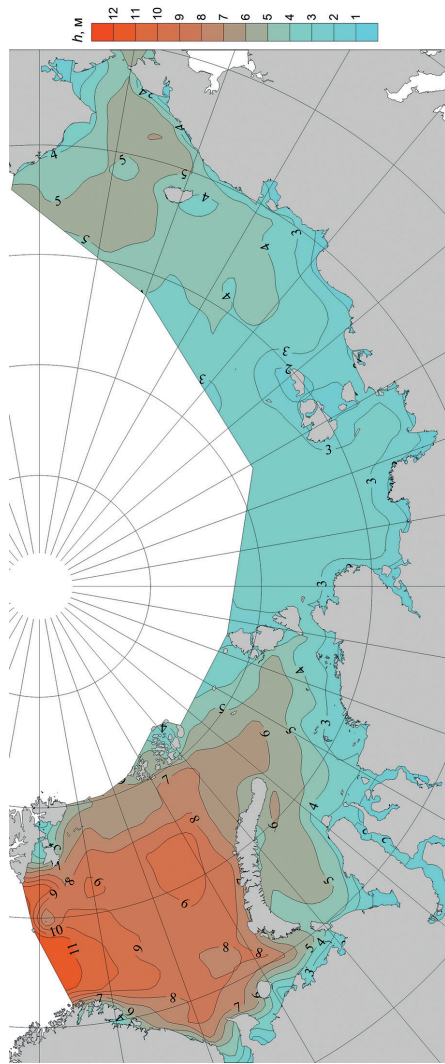


Рис. 5.5.2. Карта значительной высоты волн (H_s), возможных один раз в 10 лет за период 1986—2005 гг.

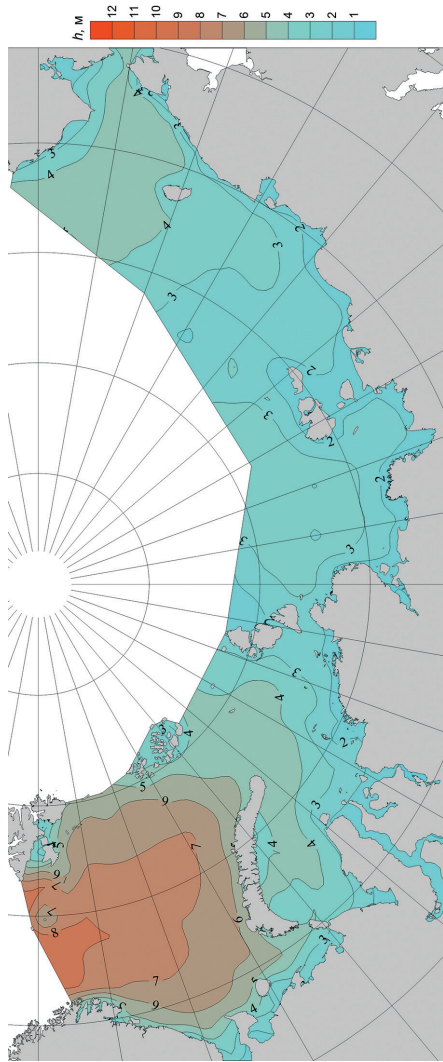


Рис. 5.5.3. Карта значительной высоты волн (H_s), возможных один раз в год за период 2006—2015 гг.

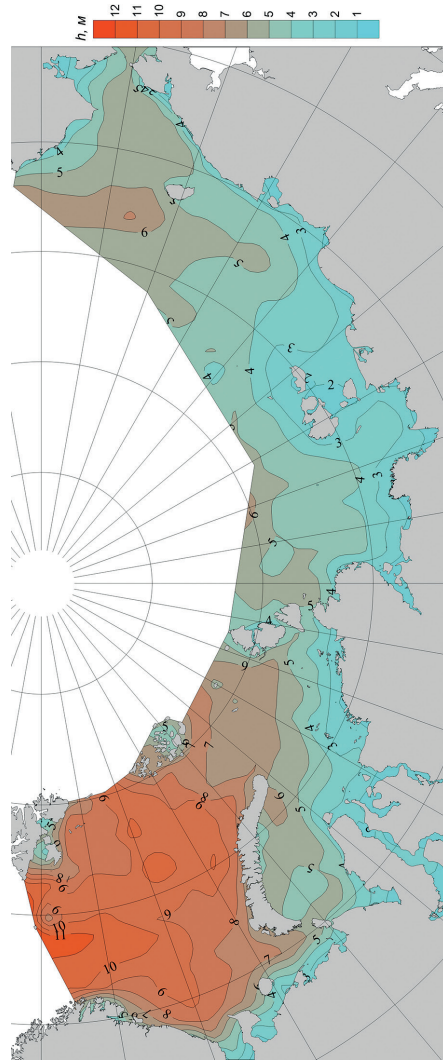


Рис. 5.5.4. Карта значительной высоты волн (H_s), возможных один раз в 10 лет за период 2006—2015 гг.

**6. Устьевые области рек,
впадающих в моря российской Арктики**

6.1. СОВРЕМЕННОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ОБ УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК КАК О САМОСТОЯТЕЛЬНЫХ ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ

М.В. Третьяков, В.В. Иванов

В соответствии с ГОСТ 17.1.1.02-77 «Классификация водных объектов» (1977) устьевые области рек являются самостоятельными водными объектами. По своим характеристикам они делятся на две подобласти — устьевые участки рек и устьевые взморья (губы, заливы, лиманы, лагуны и т. д.), большую часть года заполненные пресными или распресненными водами. В свою очередь, устьевые участки рек и устьевые взморья могут подразделяться на гидрографические районы в зависимости от морфометрических характеристик и гидрологического режима (расхода воды, скорости течения, колебаний температуры воды и т. д.).

Характеристики замыкающих гидрометрических створов, которые, как правило, являются речными границами устьевых областей, и период наблюдений представлены в табл. 6.1.1. Следует отметить, что в графе «период наблюдений», указан последний год, который вошел в обработку, так как некоторые посты прекратили работу в в 1990-е годы.

Таблица 6.1.1.

**Характеристики замыкающих гидрометрических створов
на крупных северных и сибирских реках**

№ п/п	Река — пункт	Расстояние от морского края, км	Площадь водосбора на замыкающем створе		Период наблюдений
			км ²	Доля (%) общей площади реки	
<i>Баренцево и Белое моря</i>					
1	Северная Двина — Усть Пинега	137	348 000	97,5	1882—2015
2	Печора — с.Оксино	141	312 000	96,9	1932—2015
3	Печора — Усть-Цильма	425	248 000	77,0	1932—2015
<i>Карское море</i>					
3	Обь — г.Салехард	287	2432 000	98,5	1930—2015
4	Пур — с.Самбург	86	95 100	85,0	1939—2015
5	Таз — с. Сидоровск	259	100 000	66,7	1962—1997
6	Енисей — г.Игарка	697	2440 000	94,9	1936—2015
7	Пясины — п. Усть-Тарей	271	131 700	68,7	1954—1988
<i>Море Лаптевых</i>					
8	Хатанга — с. Хатанга	217	275 000	75,6	1961—1995
9	Анабар — с. Саскылах	209	78 800	78,8	1954—2015
10	Оленек — 7,5 км ниже р. Буур	210	198 000	90,0	1964—2015
11	Лена — с.Кюсюр	211	2430 000	97,6	1935—2015
12	Яна — ст.Юбилейная	158	224 000	94,1	1972—2015
<i>Восточно-Сибирское море</i>					
13	Индибирка — местн. Воронцово	350	305 000	84,7	1937—1996
14	Колыма — с.Колымское	272	526 000	81,3	1977—1998

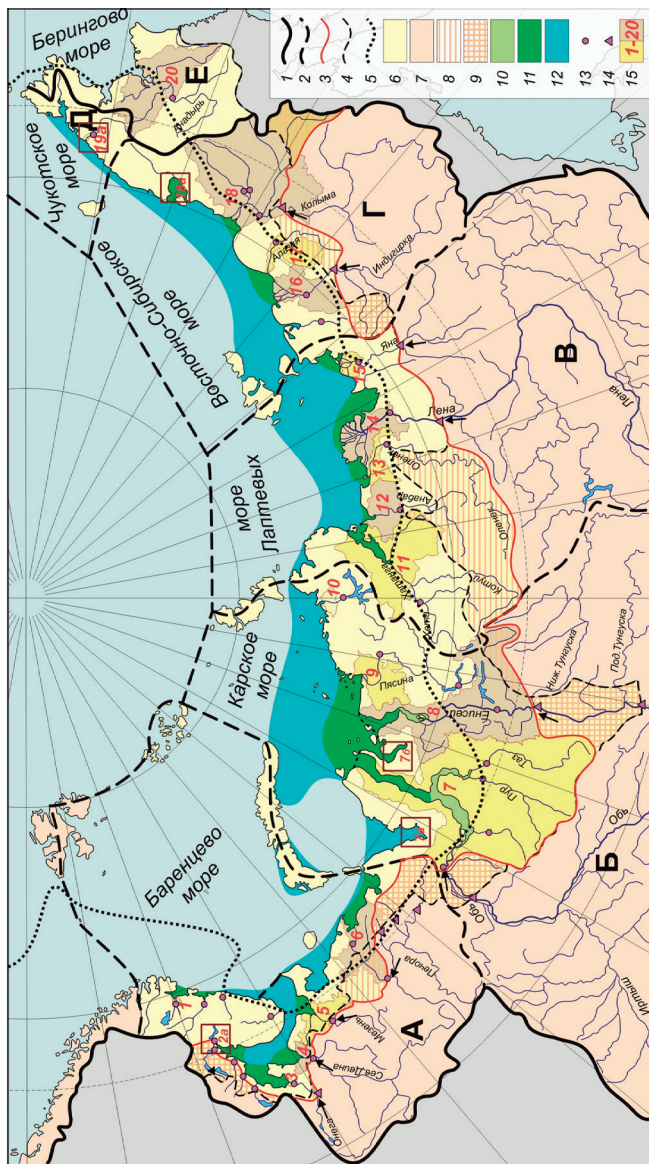


Рис. 6.1.1. – Устьевые области больших рек рРоссийской Арктики и их водосборы.

1 — водосбора бассейна СЛО, 2 — водосборов бассейнов морей, 3 — водосборная (1990 г.) (водноэкологическая (2007 г.) гидрографическая (2016 г.)) Российской Арктики, 4 — административно-территориальная Арктической зоны РФ (2014 г.), 5 — физико-географическая (1985 г.) *Водосборы*: 6 — рек Арктической зоны РФ в административно-территориальных границах, 7 — рек за пределами Арктической зоны РФ, 8 — рек Арктической зоны в пределах водоресурсной (гидрографической) границы АЗРФ, 9 — рек Арктической зоны за пределами водоресурсной (гидрографической) границы АЗРФ *Зоны*: 10 — пресных вод в течение года, 11 — пресных вод при максимальном стоке и осолоненные при минимальном стоке, 12 — распространения речных вод в морях *Створы*: 13 — замыкающие гидрометрические створы на главных реках, 14 — пограничные гидрометрические створы на водоресурсной (гидрографической) границе Арктической зоны РФ, 15 — номер устьевой области реки/устьевой района (1 — Кольско-Тулomsкая у.о.; 2a — Кандалакшская ур.; 3 — Онежская у.о.; 4 — Северо-Двинская у.о.; 5 — Мезени и Кулой у.о.; 6 — Печорская у.о.; 7 — Обско-Газовская у.о.; 7a — Байдарачский ур.; 7b — Гыланский ур.; 8 — Енисейская у.о.; 9 — Пясинская у.о.; 10 — Нижне-таймырская у.о.; 11 — Хаганская у.о.; 12 — Анабарская у.о.; 13 — Оленекская у.о.; 14 — Ленская у.о.; 15 — Янская у.о.; 16 — Индигирская у.о.; 17 — Алазейская у.о.; 18 — Колымская у.о.; 18a — Чаунский ур.; 19a — Амгуэмский ур.; 20 — Анадырская у.о.).

На рис. 6.1.1 представлено расположение основных устьевых областей больших полизональных рек Российской Арктики.

Основные сведения о гидрологическом состоянии устьевых областей рек поступают со стационарной гидрометеорологической сети, расположенной в устьевых областях и их водосборах (Свидетельство..., 2019). В 1985 г., когда гидрологическая сеть СССР достигла своего максимального развития, 120 наблюдательных подразделений Росгидромета вместе с наблюдательными подразделениями других ведомств работало в устьевых областях больших рек российской Арктики. К 1 января 2018 г. число работающих наблюдательных подразделений устьевой гидрометеорологической сети (включая ведомственную сеть, учитываемую в Росгидромете) сократилось на 48 %. Полностью прекратились наблюдения на водосборе Чукотского моря, критически малой была плотность сети в устьевых областях рек водосборов бассейна морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Берингова.

Устьевые области крупных рек, впадающих в арктические моря, представляют собой водноресурсные объекты, которые имеют районы, круглогодично заполненные пресными водами, и районы, периодически восполняемые ими. Их гидрологический режим и устьевые процессы находятся под определяющим влиянием многолетних и внутригодовых изменений речного стока. В период половодий пресные воды не только полностью заполняют акватории устьевых взморий, но и распространяются во внутренних морских водах, а в поверхностном слое — и на значительной части окраинных арктических морей — Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского.

К основным факторам, определяющим гидрологическое состояние устьевых областей рек Арктики, в первую очередь следует отнести: водный сток, характеристики температуры воды и ледовые условия.

6.2. ПРИТОК МАТЕРИКОВЫХ ВОД

М.В. Третьяков, В.В. Иванов

Главнейшим внешним независимым фактором, формирующим гидрологический, гидрохимический и гидробиологический режимы устьевых областей рек и состояние устьевых экосистем Арктики, является речной сток (сток воды, тепла, наносов и растворенных веществ).

Абсолютная величина речного стока, его многолетняя и сезонная изменчивость во многом определяют пространственно-временные характеристики большинства элементов режима устьевых областей и состояние устьевых экосистем. Многолетние колебания стока в первую очередь сказываются на развитии гидрографической сети устьевых участков рек, ускоряют или замедляют русловой процесс в рукавах дельт и на барах. Ярко выраженные сезонные колебания стока влекут за собой существенные изменения всех элементов гидрологического режима устьевых областей в течение года. Определяющим является динамика многолетней и сезонной изменчивости стока воды.

В тесной зависимости от величины стока воды находятся характеристики стока тепла, наносов, стоковых (фоновых) уровней и течений, распределение расходов воды и наносов по рукавам дельт, дальность распространения в сторону реки сгонно-нагонных и приливных колебаний уровня, а также границ распространения зон обратных течений и солоноватых вод. Довольно тесно связаны с изменениями стока воды сроки и характер весеннего ледохода, очищения устьевой области ото льда и ряд других элементов гидрологического, гидрохимического и гидробиологического режимов и экосистем в целом.

Сток воды также оказывает сильное влияние и на формирование ледово-гидрологических условий в приустьевых районах арктических морей, что, в свою очередь, ведет к вторичному воздействию на устьевые экосистемы со стороны морских факторов, включая осолонение при интрузии морских вод в реки.

Вопросам оценки стока воды на речных границах устьевых областей Арктики ранее был посвящен ряд работ (Иванов, Макеев, 1990; Ivanov, 1999). За последние годы появились новые данные, позволяющие уточнить ранее выполненные оценки.

В качестве исходных данных для оценки внутригодового распределения притока речных вод в устье рек использованы сведения о ежедневных расходах воды по замыкающим створам рек Северной Двины, Печоры, Оби, Пур, Таз, Енисея, Пясины в бассейнах морей Баренцева и Карского, а также рек Хатанги, Анабара, Оленёк, Лены, Яны, Индигирки и Колымы в бассейнах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, расположенных вблизи речных границ указанных устьевых областей и публикуемых в ежегодных изданиях Государственного водного кадастра.

В последние тридцать лет сложилась ситуация с недостаточностью или полным отсутствием в течение года измерений водного стока на замыкающих створах больших и полигональных рек, устьевые области которых расположены в российской Арктике (табл. 6.2.1). Как следует из представленных сведений, измерения расходов воды в Арктической зоне РФ отсутствуют на всех больших реках бассейна Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Таблица 6.2.1

**Сведения о наблюдательных подразделениях (НП) ГП-1 — замыкающих створах
больших рек, на которых отсутствуют измерения расходов воды (ИРВ)**

№ п/п	Река	Код поста	Наблюдательное подразделение	Площадь водосбора реки выше НП, тыс.км ²	Состояние	Сведения об ИРВ
<i>Карское море</i>						
1	Таз	11808	факт. Сидоровск	100	Консервация с 1997 г.	–
2	Енисей	09803	г. Игарка	2440	Действует	Нет с 2003 г.
3	Пясина	09808	п.ст. Усть-Тарея	125	Закрыт в 1988 г.	–
<i>Море Лаптевых</i>						
4	Хатанга	03802	с. Хатанга	275	Действует	Нет с 1995 г.
5	Анабар	03801	с. Саскылах	78,8	Действует	Нет с 1992 г. Эпизодические измерения с 2010 г.
6	Омоллой	03851	с. Намы	10,8	Закрыт в 1993 г.	–
<i>Восточно-Сибирское море</i>						
7	Индибирка	03871	пос. Воронцово	305	Закрыт в 1996 г.	–
8	Колыма	01803	Колымское I	526	Не работает с 1999 г.	–
9	Алазея	03882	с. Андрюшкино	29	Действует	Нет с 1994 г. Эпизодические измерения

Таблица 6.2.2

Среднегодовой приток материковых вод

№ п/п	Река	Общая площадь водосбора реки, тыс. км ²	Среднегодовой приток в море, км ³			Период обработки
			Общий	По замыкающим гидрометрическим створам	С неизученных территорий	
<i>Баренцево и Белое моря</i>						
1	р. Северная Двина	357	107	105	2,76	1882—2015
2	р. Печора	322	143	110	32,9	1932—2015
<i>Карское море</i>						
3	р. Обь	2470	404	397	6,13	1930—2015
4	р. Пур	112	33,2	28,1	5,06	1939—1993
5	р. Таз	150	49,6	33,1	16,5	1962—1996
6	р. Енисей с Енисейским заливом	2570	626	589	37,2	1936—2015
7	р. Пясина	182	77,6	56,2	21,4	1954—1986
<i>Море Лаптевых</i>						
8	р. Хатанга	364	95,0	72,0	23,0	1961—1994
9	р. Анабар	100	17,6	13,9	3,75	1954—1999
10	р. Оленёк	219	38,1	34,3	3,77	1964—2015
11	р. Лена	2490	545	539	6,59	1935—2015
12	р. Яна	238	34,7	32,7	1,96	1972—1999
<i>Восточно-Сибирское море</i>						
13	р. Индибирка	360	59,4	50,3	9,05	1937—1996
14	р. Колыма — Колымское р. Колыма — Среднеколымское	649	128	104	24,0	1977—2008
			129	71,8	57,0	1936—2015

С начала 1990-х годов замыкающие посты рек Таз, Пясины, Индигирки, Колымы закрыты или находятся на длительной консервации. Длительное время замыкающие створы рек Енисей и Хатанги работают по программе ГП-2 и ГП-3, что не предполагает измерений расходов воды. На реках Анабар, Яне и Алазее измерения расходов воды производятся эпизодически, экспедиционным способом; на замыкающем гидростворе реки Лены отсутствуют измерения в летний период.

Освещенность амплитуды колебаний уровня воды измеренными расходами составила 90—100 % на замыкающих створах рек Северная Двина, Печоры, Оби и Оленёк, что позволяет выполнять оценку речного стока с достаточной степенью надежности.

Такое состояние дел с данными о расходах воды как на замыкающих створах рек, так и на местных водосборах устьевых областей рек ниже замыкающего створа затрудняет оценку речного стока в моря Северного Ледовитого океана в современных климатических условиях, а также оценку многолетнего его изменения. В этих условиях оценки могут быть сделаны лишь по постам с полными рядами данных наблюдений, опубликованных в изданиях водного кадастра. При этом по некоторым постам ввиду сомнительности данных о речном стоке могут быть даны лишь приближенные оценки. При отсутствии опубликованных сведений о расходах воды в изданиях водного кадастра к исследованию привлекались данные с сайта Росводресурсов (Автоматизированная информационная система..., 2019) и оценки стока, выполненные по оперативным данным.

Доля притока речных вод с местных водосборов устьевых областей рек, расположенных ниже замыкающих створов основных рек, определялась по переходному коэффициенту от расчетного створа, в котором наиболее достоверно оценен речной сток, к его значению для всего водосбора (Водные ресурсы..., 2008). Сток воды на морской границе устьевой области определялся путем суммирования стока воды на замыкающем створе и стока с местного водосбора устьевой области.

Среднегодовой приток материковых вод на морской и речной границах устьевых областей и его многолетние изменения представлены в табл. 6.2.2 и 6.2.3.

Как следует из вышеизложенного, приведенные в табл. 6.2.2 данные о стоке воды с неизученных территорий одновременно являются и притоком воды с местных водосборов непосредственно в устьевые области, так как в подавляющем большинстве случаев гидрологическая сеть на малых и средних реках отсутствует, а оценки притока в конечном счете являются результатом ранее выполненных воднобалансовых расчетов, данные которых представлены в виде карт стока. Как следует из табл. 6.2.3, многолетняя изменчивость стока воды на речных границах устьевых областей в значительной степени определяется величиной площади водосборов их рек. На половине исследуемых рек максимальный сток наблюдался в период с 1985 по 2015 г.

Наибольший средний многолетний объем воды в моря выносят реки Енисей, Лена и Обь, и вследствие большой водности для этих рек характерна самая низкая многолетняя изменчивость стока воды (коэффициент вариации $C_v = 0,08 \dots 0,15$). Изменчивость стока увеличивается на реках с бассейном меньшей площади, для которых характерно преимущественно дождевое питание (для реки Яны $C_v = 0,30$).

Результаты обработки исходных данных о внутригодовом распределении стока на речных границах устьевых областей представлены в табл. 6.2.4.

Таблица 6.2.3

Характеристики многолетней изменчивости среднегодового притока материковых вод за период наблюдений

№ п/п	Водный объект	Площадь водосбора, тыс. км ²	Средний приток, км ³	Наибольший		Наименьший		СКО, км ³	C _v	C _s	Период обработки
				год	км ³	год	км ³				
<i>Баренцево и Белое моря</i>											
1	р. Северная Двина	357	107	170	1923	57,6	1937	19,7	0,19	0,42	1882—2015
2	р. Печора	322	143	210	2007	106	1938	19,1	0,13	0,31	1932—2015
<i>Карское море</i>											
3	р. Обь на выходе в губу	2470	404	570	1979	272	1967	60,9	0,15	0,45	1930—2015
4	р. Пур на выходе в губу	112	33,2	40,6	1975	25,8	1945	3,91	0,12	0,06	1939—1993
5	р. Таз на выходе в губу	150	49,6	69,6	1975	41,2	1982	6,60	0,13	-1,13	1962—1996
6	р. Енисей	2570	626	744	2007	477	2012	52,3	0,08	-0,19	1936—2015
7	р. Пясина	182	77,6	105	1968	54,0	1969	77,7	0,16	-0,21	1954—1986
<i>Море Лаптевых</i>											
8	р. Хаганга	364	95,0	124	1991	66,1	1979	12,3	0,13	0,02	1961—1994
9	р. Анабар	100	17,6	27,6	1973	6,9	1979	4,36	0,25	0,1	1954—1999
10	р. Оленек	219	38,1	64,4	1991	16,9	2013	10,6	0,27	-0,4	1964—2015
11	р. Лена	2490	545	738	1989	406	1986	70,6	0,13	0,43	1935—2015
12	р. Яна	238	34,7	60,6	1996	20,9	1980	10,7	0,30	-0,82	1972—1999
<i>Восточно-Сибирское море</i>											
13	р. Индигирка	360	59,4	94,4	1984	37,2	1937	12,2	0,21	-0,81	1937—1996
14	р. Колыма (по посту Колымское)	47	128	188	1985	72,6	1983	30,2	0,24	0,37	1977—2008
	р. Колыма (по посту Среднеколымское)		129	201	1985	73	1983	30,0	0,23	0,41	1936—2015

Примечание. C_v — коэффициент вариации.

**Среднегодовой сток на замыкающем створе (W) и внутригодовое распределение стока воды
в устьях северных и сибирских рек**

№ п/п	Река — замыкающий створ	W, км ³	Внутригодовое распределение по месяцам, %											
			I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>Баренцево и Белое моря</i>														
1	р. Северная Двина — Усть-Пинега	105	2,6	2,1	1,9	6,3	35,1	17,1	7,3	5,3	5,7	7,2	5,9	3,5
2	Печора — с. Оксино	110	1,7	1,3	1,2	2,1	23,2	32,5	11	5,8	7,3	7,5	3,9	2,5
<i>Карское море</i>														
3	р. Обь — г. Салехард	397	3,2	2,8	2,4	2,5	10,4	21,4	19,3	14,3	8,8	6,8	4,4	3,7
4	р. Пур — п. Самбург	28,1	2,8	2,1	2,2	2,1	6,6	33,8	15,6	9,0	8,2	6,3	4,2	3,4
5	р. Таз — п. Сидоровск	33,1	2,6	2,0	1,9	1,9	8,4	40,4	25,9	9,0	8,1	7,3	4,6	3,6
6	р. Енисей — г. Игарка	589	3,1	3,1	3,1	3	12,9	35,1	11,5	7,7	7,7	6,3	3,5	3
7	р. Пясина — п. Усть-Тарей	56,2	0,8	0,8	0,8	0,8	1,0	20,6	38,6	11,6	9,9	8,8	4,0	2,0
<i>Море Лаптевых</i>														
8	р. Хаганга — с. Хаганга	72,0	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	46,0	27,0	14,0	7,0	0,7	0,7	0,6
9	р. Анабар — с. Саскылах	13,9	0	0	0	0	1,8	56,6	17,9	11,7	8,0	1,6	0,3	0,1
10	р. Оленёк — 7,5 км ниже р. Буур	34,3	0,1	0	0	0	3,4	55,3	17,1	8,1	9,2	2,7	0,6	0,2
11	р. Лена — с. Кюсюр	539	1,5	1,2	0,9	0,8	4,3	35,8	19,2	13,5	12,2	7,2	1,8	1,6
12	р. Яна — п/ст Юбилейная	32,7	0	0	0	0	3,2	32,0	23,5	20,2	12,6	1,9	0,4	0,1
<i>Восточно-Сибирское море</i>														
13	р. Индигирка — с. Воронцово	50,3	0,2	0,1	0,1	0	1,6	29,2	28,9	22,9	13,5	2,8	0,8	0,4
14	р. Колыма — г/ст Колымское	104	0,7	0,7	0,7	0,5	5,3	37,7	18,5	15	13,5	5	1,4	1

Примечание. Периоды обработки данных соответствуют приведенным в табл. 6.1.1.

Как следует из таблицы, наибольшая часть годового стока проходит в теплый сезон и колеблется от 77,7 до 87,3 % на реках бассейнов морей Баренцева и Карского и от 92,2 до 98,9 % на реках бассейнов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Соответственно обратно пропорционально изменяются соотношения стока в холодный период. Наименьшая доля стока в холодный период проходит на реках морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. При этом наименьший зимний сток наблюдается на реках, бассейны которых расположены в зоне вечной мерзлоты (менее 2 %) и несколько больше он на реке Лене (7,8 %), собирающей свои воды с обширных территорий за пределами Арктики.

Такое внутригодовое распределение стока на речных границах устьевых областей в основном определяется размерами бассейна и типами питания на водосборах рек Арктики и Субарктики (Антонов, 1957).

6.3. ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ И ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

М.В. Третьяков, В.В. Иванов

Температура воды и тепловой сток на замыкающих створах, которые на большинстве арктических рек являются речными границами устьевых областей, во многом определяют режим вскрытия и замерзания рек.

Исходными материалами для статистических оценок температурного режима послужили среднедекадные и среднемесячные значения температуры воды, выбранные из опубликованных изданий Государственного водного кадастра по замыкающим створам рек Печоры, Оби, Пур, Таз, Енисей, Пясины, Хатанги, Анабар, Оленёк, Лены, Яны, Индигирки, Алазеи и Колымы (Государственный водный кадастр. Гидрологические ежегодники, 1936—1980; Государственный водный кадастр, 1981—1993). Регулярные наблюдения за температурой воды на большинстве рек начались в 50-е годы и лишь на реках Обского региона — в 30-е годы. Выполнен анализ дат перехода температуры воды через $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ весной и осенью и максимальных значений температуры воды за год. Даты перехода температуры воды через $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ определены как даты устойчивого перехода срочных ее значений через указанные пределы. Максимальное значение температуры воды выбрано на основе всего массива данных срочных и дополнительных измерений.

Сведения о температуре воды и ледовых фазах по всем створам представлены в табл. 6.3.1 и 6.3.2.

Переход температуры воды через $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ происходит примерно 23—25 мая в западных регионах российской Арктики (река Печора), в водах реки Оби и самой восточной реки — Колымы, где наиболее сильно сказывается влияние Атлантического и Тихого океанов соответственно. На обширном пространстве — на реках Пур, Таз, Енисей, Хатанге, Анабар, Оленёк, Лене, Яне, Индигирке и Алазее — этот переход наблюдается практически в одни и те же сроки — в первой декаде и начале второй декады июня. Лишь на реке Пясине, расположенной значительно севернее, переход температуры через $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ происходит в среднем 25 июня. Амплитуда колебаний дат перехода колеблется от 40 дней на реках Печоре и Лене до 14—16 дней на реках Пясине и Алазее и в среднем составляет для большинства водных объектов 25—28 дней.

Вскрытие рек происходит при температуре воды, близкой к $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. В результате поступления солнечной радиации, стока речных вод и с талыми водами происходит интенсивное таяние снега и льда. В этот момент, при температуре воды около $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, на всех реках начинаются подвижки льда и ледоход. В среднем через 5—10 дней происходит очищение устьевых участков рек ото льда.

В начальный период, когда тепловая энергия тратится в основном на таяние льда, температура воды повышается незначительно, а с момента очищения устьев рек ото льда начинается интенсивное повышение температуры воды.

Характеристики многолетней изменчивости температуры воды на замыкающих створах рек представлены в табл. 6.3.3.

Уже в июне среднемесячная температура составляет примерно $6\text{—}8\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в июле повышается до $13\text{—}16\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Средние многолетние даты, характеризующие ледовый режим рек Арктики

Река — пункт	Устойчивое ледообразование	Очищение	Период со льдом	Ледостав	Подвижка	Период ледостава
р. Сев. Двина — Усть-Пинега	31 X	7 V	188	14.11	27.4	164
р. Печора — Оксино	20 X	26 V	218	29 X	19 V	202
р. Печора — Усть-Цильма	20 X	23 V	215	7.11	9 V	183
<i>Баренцево и Белое моря</i>						
<i>Карское море</i>						
р. Обь — г. Салехард	19 X	30 V	223	29 X	23 V	206
р. Надым — г. Надым	10 X	30 V	232	18 X	24 V	218
р. Пур — г. Самбург	9 X	10 VI	245	14 X	4 VI	233
р. Таз — п. Сидоровск	11 X	8 VI	240	17 X	30 V	226
р. Енисей — Игарка	17 X	7 VI	233	22 X	23 V	212
р. Пясино — Усть-Геря	29 IX	1.7	275	3 X	21 VI	261
<i>Море Лаптевых</i>						
р. Хатанга — Хатанга	2 X	16 VI	257	6 X	9 VI	245
р. Анабар — Саскылах	24 IX	11 VI	259	2 X	2 VI	243
р. Оленёк, 7,5 км ниже р. Буур	28 IX	13 VI	258	7 X	31 V	237
р. Лена — Кюстюр	8 X	10 VI	245	22 X	10 VI	230
р. Яна — п. Юбилейная	29 IX	6 VI	250	5 X	29 V	236
<i>Восточно-Сибирское море</i>						
р. Индигирка — п. Воронцово	2 X	7 VI	248	9 X	30 V	233
р. Алазея — Андрушкино	3 X	11 VI	250	7 X	3 VI	239
р. Кольма — Кольмское	8 X	5 VI	240	12 X	28 V	228
р. Кольма — Среднекольмское	5 X	31 V	238	12 X	25 V	225

Примечание. Периоды обработки данных соответствуют приведенным в табл. 6.1.1.

Таблица 6.3.2

Средняя многолетняя температура воды (°С) в устьях рек Арктики

Река — пункт	Период наблюдений	Дата перехода через 0,2 °С	Май			Июль	Август	Сентябрь	Октябрь			Т _{max}		
			I	II	III				I	II	III	Дата	Т, °С	
														Дата
р. Печора — с. Ермицы	1936—1996	22 V	1,0	3,5	9,0	15,1	13,7	7,7	3,0	1,1	1,1	22 X	19,4	23 VII
<i>Баренцево море</i>														
р. Обь — Салехард	1936—2005	23 V	0,0	0,1	1,7	8,9	16,3	8,7	3,3	1,2	0,3	23 X	20,1	22 VII
р. Пур — Самбург	1948—1995	8 VI			6,5	16,6	13,3	7,1	1,5			12 I	21,2	18 VII
р. Таз — Сидоровск	1950—1995	1 VI			8,2	17,8	14,6	7,9	2,2			14 I	21,3	22 VII
р. Енисей — Игарка	1936—2007	3 VI	0,0	0,1	0,2	6,3	16,4	16,0	3,7	1,1	0,2	18 X	19,7	28 VII
р. Пясина — Усть-Тарей	1954—1986	25 VI			0,3	9,5	10,3	3,9	0,3			29 IX	15,0	27 VII
<i>Море Лаптевых</i>														
р. Хатанга — Хатанга	1961—2007	12 VI			3,2	13,1	11,8	4,9	0,5			2 X	17,4	24 VII
р. Анабар — Саскылах	1942—2007	7 VI			0,2	5,0	12,1	9,6	0,1			26 IX	18,5	19 VII
р. Оленёк — 7,5 км от устья р. Буур	1951—2007	9 VI			0,1	5,6	13,9	11,2	0,2			30 IX	18,7	19 VII
р. Лена — Кюсюр	1942—2007	3 VI			0,1	5,1	14,1	12,5	1,4			13 X	18,0	23 VII
р. Яна — Юбилейная	1945—2007	3 VI			0,2	8,2	13,8	11,2	0,4			2 X	18,4	15 VII
<i>Восточно-Сибирское море</i>														
р. Индигирка — Воронцово	1961—2007	1 VI			0,3	8,3	14,3	12,1	0,5			6 X	17,8	15 VII
р. Алазея — Андрушкино	1942—2007	4 VI			0,1	7,0	14,4	11,3	0,4			4 X	18,6	14 VII
р. Колыма — Колымское	1951—2007	29 V	0,0	0,0	0,5	9,2	12,9	6,4	1,1	0,0	0,0	8 X	18,2	17 VII

Средние многолетние даты, характеризующие многолетнюю изменчивость температуры воды

Водный объект	Дата перехода через 0,2 °С весной				Максимальная T за год				Дата перехода через 0,2 °С осенью			
	Сред.	Ранняя	Позд.	Ампл.	Сред.	Ранняя	Позд.	Ампл.	Сред.	Ранняя	Позд.	Ампл.
р. Печора — Ермицы	22 V	1 V	12 VI	42	23 VII	21 VI	20 VIII	60	22 X	5 X	18 XI	45
	<i>Баренцево море</i>											
р. Обь — Салехард	23 V	5 V	5 VI	31	22 VII	1 VII	20 VIII	50	23 X	10 X	11 XI	32
р. Пур — Самбург	8 VI	29 V	20 VI	23	18 VII	20 VI	16 VIII	50	12 X	29 IX	24 X	26
р. Таз — Сидоровск	1 VI	24 V	16 VI	24	22 VII	8 VII	09 VIII	32	14 X	6 X	25 X	20
р. Енисей — Игарка	3 VI	20 V	15 VI	26	28 VII	5 VII	23 VIII	49	18 X	3 X	30 X	27
р. Пясины — Усть-Тарей	25 VI	12 VI	8 VII	16	27 VII	9 VII	14 VIII	36	29 IX	16 IX	11 X	26
	<i>Море Лаптевых</i>											
р. Хатанга — Хатанга	12 VI	3 VI	30 VI	27	24 VII	2 VII	13 VIII	42	2 X	30 VIII	13 X	44
р. Анабар — Саскылах	7 VI	22 V	24 VI	33	19 VII	4 VI	18 VIII	75	26 IX	2 IX	11 X	39
р. Оленёк — 7,5 км ниже устья Буур	9 VI	25 V	13 VII	49	19 VII	28 VI	15 VIII	48	30 IX	21 IX	10 X	19
р. Лена — Кюсюр	3 VI	24 V	13 VI	20	23 VII	3 VII	17 VIII	45	13 X	3 X	26 X	23
р. Яна — Юбилейная	3 VI	25 V	13 VI	19	15 VII	20 VI	12 VIII	53	2 X	22 IX	10 X	18
	<i>Восточно-Сибирское море</i>											
р. Индигирка — Воронцово	1 VI	25 V	8 VI	14	15 VII	20 VI	17 VIII	58	6 X	28 IX	13 X	15
р. Алазея — Андрюшкино	4 VI	20 V	19 VI	30	14 VII	1 VII	31 VII	30	4 X	28 IX	9 X	11
р. Колыма — Колымская	29 V	16 V	8 VI	23	17 VII	25 VI	24 VIII	60	8 X	1 X	18 X	17

Примечание. Периоды обработки данных соответствуют приведенным в табл. 6.3.2.

Температурный режим устьевых областей находится под воздействием теплового стока рек, водообмена с морем, солнечной радиации, морских и речных льдов, сгонно-нагонных явлений и ряда других факторов.

Процесс образования льда на поверхности воды и становление ледяного покрова являются результатом весьма сложного взаимодействия целого ряда факторов, среди которых решающее значение имеет теплообмен между водой и воздухом. Чем интенсивнее происходит передача тепла от воды к атмосфере осенью, тем благоприятнее условия образования льда. Максимальная температура воды наблюдается в июле, и затем отмечается ее постепенное понижение вплоть до наступления ледообразования.

Ледовые процессы и характер замерзания и вскрытия речных объектов хорошо согласуются с климатическим районированием по признаку континентальности климата (Антонов, 1958; Иванов и др., 1980).

Статистические характеристики процессов вскрытия и замерзания представлены в табл. 6.3.4 — 6.3.6.

Продолжительность периода с ледовыми явлениями представляет собой интегральную характеристику зимнего режима в низовьях и устьях рек и определяется сроками вскрытия и замерзания.

Таблица 6.3.4

Статистические характеристики многолетней изменчивости даты очищения ото льда

Водный объект	Средняя многолетняя дата	Ранняя		Поздняя		СКО	Период обработки
		дата	год	дата	год		
<i>Моря Белое и Баренцево</i>							
р. Сев. Двина — Усть-Пинега	7 V	21 IV	1921	27 V	1941	7,5	1911—2014
р. Печора — Оксино	26 V	7 V	1920	16 VI	1999	9,3	1917—2015
р. Печора — Усть-Цильма	23 V	30 IV	1995	17 VI	1971	9,8	1914—2015
<i>Карское море</i>							
р. Обь — г. Салехард	30 V	4 V	1995	16 VI	1969	7,1	1935—2015
р. Надым — г. Надым	30 V	26 IV	1995	16 VI	1940	9,4	1937—2006
р. Пур — г. Самбург	10 VI	28 V	1982	22 VI	1978	6,5	1937—2006
р. Таз — п. Сидоровск	8 VI	18 V	1997	19 VI	1970	6,2	1950—1997
р. Енисей — Игарка	7 VI	23 V	2011	19 VI	1946	5,3	1936—2015
р. Пясино — Усть-Теряя	1.7	13 VI	1960	14.7	1974	6,5	1955—1987
<i>Море Лаптевых</i>							
р. Хатанга — п. Хатанга	16 VI	4 VI	2011	2 VII	1987	5,8	1934—2015
р. Анабар — с. Саскылах	11 VI	25 V	1943	27 VI	1962	6,8	1942—2008
р. Оленёк — 7,5 км ниже р. Буур	13 VI	3 VI	1975	30 VI	1996	6,0	1964—2008
р. Лена — с. Кюсюр	10 VI	1 VI	1990	22 VI	1963	4,1	1935—2015
р. Яна — п. Юбилейная	6 VI	21 V	2007	5 VII	1977	5,8	1938—2015
<i>Восточно-Сибирское море</i>							
р. Индигирка — п. Воронцово	7 VI	29 V	1943	15 VI	1947	4,0	1937—1996
р. Алазея — п. Андриюшкино	11 VI	1 VI	2007	27 VI	1975	6,0	1966—2008
р. Колыма — с. Колымское	5 VI	26 V	1967	15 VI	1976	4,5	1965—2015
р. Колыма — Среднеколымское	31 V	14 V	1990	13 VI	1947	5,7	1927—2008

**Статистические характеристики многолетней изменчивости
даты устойчивого ледообразования**

Водный объект	Средняя многолетняя дата	Ранняя		Поздняя		СКО	Период обработки
		дата	год	дата	год		
<i>Моря Белое и Баренцево</i>							
р. Сев. Двина — Усть-Пинега	31 X	12 X	1973	24 XI	1977	7,5	1916—2013
р. Печора — Оксино	20 X	4 X	1977	20 XI	2005	9,3	1936—2015
р. Печора — Усть-Цильма	20 X	3 X	1913	20 XI	1923	9,8	1913—2015
<i>Карское море</i>							
р. Обь — г. Салехард	19 X	5 X	1992	10 XI	2010	7,1	1934—2015
р. Надым — г. Надым	10 X	21 IX	1976	27 X	1950	9,4	1937—2006
р. Пур — г. Самбург	9 X	26 IX	1989	23 X	1947	6,5	1937—1991
р. Таз — п. Сидоровск	11 X	29 IX	1981	24 X	1967	6,2	1949—1997
р. Енисей — Игарка	17 X	30 IX	1998	31 X	1947	5,3	1936—2015
р. Пясино — Усть-Теря	29 IX	17 IX	1956	12 X	1980	6,5	1956—1987
<i>Море Лаптевых</i>							
р. Хатанга — п. Хатанга	2 X	16 IX	1957	25 X	1992	5,8	1935—2015
р. Анабар — с. Саскылах	24 IX	11 IX	1969	5 X	1991	6,8	1956—2008
р. Оленёк — 7,5 км ниже р. Буур	28 IX	19 IX	1977	10 X	1967	6,0	1964—2008
р. Лена — с. Кюсюр	8 X	30 IX	1954	22 X	1947	4,1	1934—2015
р. Яна — п. Юбилейная	29 IX	16 IX	1992	13 X	1949	5,8	1937—2015
<i>Восточно-Сибирское море</i>							
р. Индигирка — п. Воронцово	2 X	22 IX	1940	10 X	1988	4,0	1936—1994
р. Алазея — п. Андриюшкино	3 X	27 IX	1974	13 X	2006	6,0	1966—2008
р. Колыма — с. Колымское	8 X	27 IX	1965	16 X	2014	4,5	1965—2015
р. Колыма — Среднеколымское	5 X	22 IX	1965	18 X	1995	5,7	1929—2008

Таблица 6.3.6

Статистические характеристики многолетней изменчивости даты ледостава

Водный объект	Средняя многолетняя дата	Ранняя		Поздняя		СКО	Период обработки
		дата	год	дата	год		
<i>Моря Белое и Баренцево</i>							
р. Сев. Двина — Усть-Пинега	14 XI	19 X	1946	13.12	1977	12,3	1916—2013
р. Печора — Оксино	29 X	5 X	1977	28 XI	2005	11,3	1936—2015
р. Печора — Усть-Цильма	7 XI	6 X	1990	12.12	2005	12,2	1913—2015
<i>Карское море</i>							
р. Обь — г. Салехард	29 X	14 X	1992	13 XI	1934	7,0	1933—2015
р. Надым — г. Надым	18 X	5 X	1982	30 X	1944	6,7	1937—2006
р. Пур — г. Самбург	14 X	3 X	1981	27 X	1947	6,1	1937—2006
р. Таз — п. Сидоровск	17 X	3 X	1981	3 XI	1978	6,7	1949—1997
р. Енисей — Игарка	22 X	11 X	1981	4 XI	2010	5,6	1936—2015
р. Пясино — Усть-Теря	3 X	19 IX	1956	13 X	1967	6,2	1956—1987
<i>Море Лаптевых</i>							
р. Хатанга — п. Хатанга	6 X	19 IX	1957	25 X	1992	5,6	1934—2015
р. Анабар — с. Саскылах	2 X	22 IX	1957	17 X	1994	5,9	1954—2008
р. Оленёк — 7,5 км ниже р. Буур	7 X	27 IX	1972	15 X	1995	4,7	1964—2008
р. Лена — с. Кюсюр	22 X	14 X	1969	5 XI	1947	4,7	1934—2015
р. Яна — п. Юбилейная	5 X	26 IX	1964	15 X	1949	4,0	1937—2015
<i>Восточно-Сибирское море</i>							
р. Индигирка — п. Воронцово	9 X	1 X	1962	20 X	1947	3,8	1936—1994
р. Алазея — п. Андриюшкино	7 X	1 X	1979	18 X	2005	4,1	1966—2008
р. Колыма — с. Колымское	12 X	6 X	1965	21 X	2006	3,6	1965—2015
р. Колыма — Среднеколымское	12 X	2 X	1962	23 X	1974	3,9	1927—2008

6.4. СОСТОЯНИЕ УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

М.В. Третьяков, В.В. Иванов

Современное гидрологическое состояние устьевых областей рек оценивалось за период 1985—2015 гг.

Оценка статистической значимости линейных трендов изменения среднегодового притока материковых вод выполнена в соответствии с рекомендациями, изложенными в работе И.И. Поляка (1975). При этом для принятия гипотезы о наличии линейного тренда был принят 95 %-ный уровень значимости. Дисперсия ошибки линейного тренда определялась по формуле

$$\sigma_{\beta}^2 = \frac{12\sigma^2}{N(N^2 - 1)},$$

где σ — среднее квадратическое отклонение рассматриваемой гидрологической характеристики; N — число лет в изучаемом временном интервале; β — средняя скорость изменения рассматриваемой характеристики. Статистически значимыми принимаются тренды, для которых выполняется условие $|\beta| > 2\sigma_{\beta}$.

На всех исследуемых реках годовой сток за период с 1985 по 2015 г. увеличился по сравнению с предшествующим периодом в среднем на 4—5 % (табл. 6.4.1). По данным наблюдений за период 1936—2015 гг., суммарный годовой сток шести крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, имеет тренд к увеличению (табл. 6.4.2). За период 1985—2015 гг. увеличение стока усилилось до 6 км³/год. В этот период сток возрастал во все сезоны года, но статистически значимым является только увеличение зимнего стока. В целом зимний сток претерпевает значимые изменения на всех крупных реках российской Арктики, кроме Северной Двины.

В целом значимо и увеличение весеннего стока, главным образом за счет увеличения весеннего стока Печоры, Оби и Лены. Сток летне-осенней межени в целом меняется слабо. Можно отметить уменьшение летне-осеннего стока в Енисее, однако за последние 30 лет это уменьшение перестало быть значимым. Сток летне-осенней межени возрастает лишь на реке Лене.

Даты наступления ледовых фаз также претерпели изменения (табл. 6.4.3). В современных климатических условиях практически на всех реках процессы ледообразования сдвинулись на более поздние сроки в среднем на два-три дня. Сдвиг на один день в сторону более ранних сроков произошел на реках Северная Двина, Пур и Лене.

Дата очищения ото льда изменилась незначительно. При этом на реках бассейнов Баренцева и Карского морей имеется незначительная тенденция к сдвигу

Таблица 6.4.1

Характеристики многолетней изменчивости среднегодового притока материковых вод в современных климатических условиях

Водный объект	Площадь водосбора, тыс. км ²	Средний приток, км ³	Наибольший приток		Наименьший приток		СКО, км ³	C_v	C_s	Период обработки
			км ³	год	км ³	год				
р. Северная Двина	357	107	133	1993	82	2011	14,00	0,13	-0,04	1986—2015
р. Печора	322	149	210	2007	111	2013	19,40	0,13	0,77	1986—2015
р. Обь на выходе в губу	2470	410	560	2002	305	2012	57,76	0,14	0,79	1986—2015
р. Енисей	2570	655	744	2007	477	2012	52,33	0,08	-1,45	1986—2015
р. Лена	2490	576	738	1989	406	1986	81,94	0,14	0,02	1986—2015
р. Колыма	647	134	197	2014	81	1991	31,66	0,24	0,30	1986—2015

этой фазы на один-два дня на более поздние сроки, а на реках морей Лаптевых и Восточно-Сибирского — на более ранние сроки.

Таблица 6.4.2

Изменчивость стока крупных рек Арктики

Река — створ	Период	Зима		Весна		Лето — осень		Годовой	
		Сток	Тренд	Сток	Тренд	Сток	Тренд	Сток	Тренд
р. Сев. Двина — Усть-Пинега	1936—2015	15,7	0,04	59,9	0,04	24,2	0,00	100	0,11
	1936—1984	15,3	0,07	58,5	0,00	23,8	-0,03	97,5	0,07
	1985—2015	16,2	0,10	62,2	-0,38	25,9	-0,30	104	-0,46
р. Печора — Усть-Цильма	1936—2015	11,8	0,05	63,3	0,12	34,2	0,04	109	0,17
	1936—1984	11,3	0,08	61,2	0,10	34,9	0,11	107	0,27
	1985—2015	11,5	0,21	64,5	0,14	34,7	0,00	111	0,82
р. Обь — Салехард	1936—2015	65,1	0,28	137	0,21	198	-0,29	401	0,22
	1936—1984	60,8	0,27	134	0,14	205	-0,22	399	0,22
	1985—2015	71,9	0,32	143	0,36	191	0,18	405	0,97
р. Енисей — Игарка	1936—2015	91,9	1,02	299	0,11	198	-0,43	589	0,71
	1936—1984	72,7	0,74	297	0,08	202	-1,03	572	-0,15
	1985—2015	120	0,24	302	-0,01	192	-0,13	614	0,09
р. Лена — Кюсюр	1936—2015	36,6	0,33	221	0,55	282	0,36	539	1,23
	1936—1984	30,9	0,17	211	0,31	280	0,66	522	1,01
	1985—2015	45,6	0,44	235	1,27	285	2,16	565	3,85
р. Колыма — Среднеколымск	1936—2015	3,61	0,08	32,5	-0,02	36,4	0,01	72,5	0,09
	1936—1984	2,09	0,01	32,3	-0,13	36,0	-0,10	70,4	-0,23
	1985—2015	6,31	0,13	32,0	0,27	37,4	0,36	75,8	0,73
Сумма	1936—2015	225	1,76	813	0,87	773	-0,48	1810	2,52
	1936—1984	193	1,34	794	0,50	782	-0,60	1770	1,19
	1985—2015	271	1,35	839	1,22	765	1,91	1870	6,00

Примечание. Жирным шрифтом выделены значимые тренды.

Таблица 6.4.3

Средние многолетние даты наступления ледовых фаз за период 1985—2015 гг. и их отклонение (Δ) от соответствующих дат за предшествующий период (от начала наблюдений до 1984 г.)

Водный объект	Устойчивое ледообразование		Ледостав		Очищение	
	Дата	Δ	Дата	Δ	Дата	Δ
<i>Моря Белое и Баренцево</i>						
р. Сев. Двина — Усть-Пинега	30 X	-1	16 XI	+3	7.5	+1
р. Печора — Оксина	22 X	+3	31 X	+4	24.5	+1
р. Печора — Усть-Цильма	21 X	+2	9 XI	+3	21.5	+1
<i>Карское море</i>						
р. Обь — г. Салехард	21 X	+4	31 X	+3	28.5	+1
р. Надым — г. Надым	12 X	+3	20 X	+3	27.5	+2
р. Пур — г. Самбург	8 X	-1	17 X	+4	9.6	+1
р. Таз — п. Сидоровск	12 X	+2	18 X	+2	5.6	+1
р. Енисей — Игарка	17 X	0	22 X	-1	5.6	+1
<i>Море Лаптевых</i>						
р. Хатанга — п. Хатанга	25 IX	+2	4 X	+3	11.6	-1
р. Анабар — с. Саскылах	29 IX	+2	7 X	+1	13.6	0
р. Оленёк — 7,5 км ниже р. Буур	29 IX	+2	7 X	+1	13.6	0
р. Лена — с. Кюсюр	8 X	0	23 X	+1	9.6	+1
р. Яна — п. Юбилейная	30 IX	+2	5 X	0	5.6	0
<i>Восточно-Сибирское море</i>						
р. Алазея — п. Андрушкино	3 X	0	8 X	+2	12.6	-3
р. Колыма — с. Колымское	9 X	+3	13 X	+2	5.6	-1
р. Колыма — Среднеколымское	7 X	+3	14 X	+2	30.5	+1

Примечания: 1. Фактический интервал осреднения в столбце «Дата» определяется наличием исходных данных (см. табл. 6.3.4 — 6.3.6). 2. Знаком «+» обозначено отклонение в сторону более поздних сроков, знаком «-» — в сторону более ранних сроков.

Заключение

В монографии представлены сведения о современных климатических условиях арктических морей России, включая характеристики состояния приземной атмосферы, особенностях гидрофизического и гидрохимического состояния морей, динамических процессов, в них протекающих, льда, покрывающего акваторию морей. Актуальность монографии определяется существенными изменениями климатических условий в Арктике, произошедшими на протяжении последних 30—40 лет.

В настоящем издании авторы попытались не только дать детальное описание характеристик и параметров их изменчивости различного временного масштаба, но и оценить величину климатических изменений, хотя бы на качественном уровне. Для этого были использованы данные наблюдений на станциях, расположенных на материковом побережье, островах и в устьях рек, данные наблюдений, производившихся на дрейфующих станциях «Северный полюс», в экспедициях, происходивших как на акватории арктических морей, так и на их побережье, а также данные спутникового зондирования.

Кратко резюмируя основные выводы относительно произошедших изменений в арктических морях, можно отметить следующее.

Современные климатические условия в морской Арктике в последние три десятилетия отличаются от условий в предшествующие десятилетия, прежде всего, повышением температуры воздуха во все сезоны и в среднем за год. Основное повышение температуры произошло после 1996 г. Потепление сопровождалось сокращением площади морских арктических льдов, которая с 1998 г. в сентябре уменьшилась почти вдвое, а в сибирских арктических морях — вчетверо.

Наибольший вклад в потепление климата Арктики вносит адвекция тепла по направлению к Полюсу в результате циркуляции атмосферы и океана. Основной приток явного и скрытого тепла в высокоширотную морскую Арктику происходит в зимний период через атлантическую часть (от 0° до 80° в.д.) ее южной границы, которая проходит по параллели 70° с.ш. в слое от поверхности до уровня 750 гПа. Возрастающий приток водяного пара в Арктику в зимний период способствует увеличению потока нисходящей длинноволновой радиации (НДВР), что приводит к замедлению нарастания льда и способствует более раннему началу таяния летом.

Летом основной вклад в потепление вносят радиационные притоки тепла к поверхности. Увеличение содержания водяного пара в атмосфере из-за таяния снега и льда и появление пространств открытой воды ведет к росту НДВР и сокращению площади льда. На потепление и сокращение площади морских льдов влияет также поступление теплой и соленой воды из Северной Атлантики в Баренцево и Гренландское моря.

Резюмируя основные результаты анализа произошедших многолетних изменений крупномасштабных атмосферных процессов в системе общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и характера их проявлением в метеорологических условиях полярного района и его морей, можно сделать следующие краткие выводы.

Перестройки в длительных тенденциях направленности крупномасштабных атмосферных процессов в системе ОЦА во многом закономерно связаны со сменой адвективно-динамических условий в периоды потеплений и похолоданий, имевших место в полярном регионе и районе его арктических морей.

Наиболее важной особенностью крупномасштабных атмосферных процессов в периоды похолоданий полярного района являются повышенная повторяемость

в сочетании разновидностей меридиональной и западной форм циркуляции с низкоширотными траекториями циклонов в системе исландского минимума и вследствие этого ослабление их влияния на полярный район.

Принципиально другая направленность крупномасштабных атмосферных процессов наблюдается в периоды потеплений. Для них характерны разновидности процессов с повышенной повторяемостью западной и восточной форм циркуляции с высокоширотными траекториями циклонов в системе исландского минимума. При данном сочетании макропроцессов отмечается углубление исландского минимума и влияние его циклонов на полярный район.

Характер текущего развития крупномасштабных атмосферных процессов с высокоширотными траекториями циклонов пока не фиксирует признаков кардинальной их перестройки. В будущем отрицательный температурный тренд в Арктике по сценарию холодных лет в периоды 1891—1920 гг. и 1960—1970-х годов может обозначиться только в случае увеличения повторяемости разновидностей основных форм циркуляции с более низкоширотными траекториями циклонов по отношению к полярному району Арктики, чем те, которые мы наблюдаем в текущее время.

При сравнении климатических характеристик (температура и влажность воздуха, осадки, ветер, туманы, видимость) в акваториях окраинных морей Северного Ледовитого океана (СЛО) российской Арктики за период 1985—2015 гг. с аналогичными характеристиками за базовый период ВМО 1961—1990 гг. оказалось, что однонаправленные внутригодовые изменения выявились только у температуры воздуха. У других анализируемых метеорологических параметров их нет. Впрочем, этого следовало ожидать, поскольку изменчивость влажности, количества осадков, направления и скорости ветра, повторяемости туманов и связанной с ними ограниченной дальности видимости гораздо в большей степени, чем температура воздуха, определяются изменчивостью синоптических процессов. Особенно сильно это проявляется в прибрежных районах морских акваторий.

По сравнению с базовым периодом ВМО средняя за 1985—2015 гг. температура воздуха (норма) повсеместно увеличилась в каждый из месяцев. Наибольшее повышение температуры воздуха на акваториях всех морей произошло в холодный период года. Но максимальным оно было в западной части морской Арктики, а по мере передвижения к восточной ее части величина прироста температуры уменьшалась.

В Баренцевом море средняя температура воздуха в ноябре — марте повысилась на 2—2,5 °С; в Карском — примерно на 2 °С; в море Лаптевых — примерно на 1,5 °С; в Восточно-Сибирском — на 1—1,5 °С; в Чукотском — примерно на 2 °С. Такие пространственные изменения температурного режима от Баренцева до Восточно-Сибирского моря обусловлены, вероятнее всего, влиянием переноса тепла — как в атмосфере, так и атлантическими водами. В Чукотском море, вероятно, сказалось отепляющее влияние Тихого океана.

В целом в акваториях окраинных морей СЛО, как и во всей Арктике, наблюдающееся потепление наиболее выражено в холодный период года. В летние месяцы прирост температуры воздуха не превышал, как правило, 1 °С.

Анализ межгодовой изменчивости площади ледяного покрова в СЛО убедительно показывает, что за прошедший 30-летний период наблюдалось устойчивое уменьшение площади льда в океане. Наиболее важная отличительная черта современного состояния ледяного покрова в СЛО — устойчивое сокращение ледяно-

го покрова. За последнее десятилетие отмечается увеличение темпов сокращения площади морского льда, особенно хорошо выраженное в летний период. В среднем сокращение ледяного покрова составляет 52 тыс. км² в год.

Проведенное исследование позволило установить, что существенные изменения состояния ледяного покрова СЛО и российских арктических морей начали устойчиво проявляться с начала 2000-х годов, т. е. приблизительно на 10—15 лет позже начала глобальных климатических перестроек атмосферных и гидрологических процессов. Причины и следствия этого запаздывания требуют дальнейшего серьезного изучения и физического обоснования.

Анализ межгодовой изменчивости ледовитости российских арктических морей показывает, что изменения площади льда от года к году в конце XX и в начале XXI века носят сложный колебательный характер. Эти изменения, так же, как и изменения площади ледяного покрова в СЛО, происходят на фоне устойчивого уменьшения ледовитости морей. В последние десятилетия в российских арктических морях наблюдается значительное уменьшение ледовитости в летний период. Средняя площадь льдов в российских арктических морях в августе за последнее десятилетие уменьшилась до 600 тыс. км² (в 1930—1950-е годы составляла около 1300 тыс. км²). Таким образом, сокращение площади льдов в последнее десятилетие происходит в два раза активнее, чем в аналогичный период потепления в 1930—1950-х годах.

Начиная с 2003 г. устойчивое ледообразование в среднем для всей акватории арктических морей России стало происходить примерно на 22 суток позже по сравнению с периодом до 2003 г. Более поздние сроки ледообразования в XXI столетии определяют также и более поздние сроки становления припая в арктических морях. По данным наблюдений на полярных станциях временной сдвиг в сроках становления припая в 2003—2018 гг. изменяется в пределах 9—29 суток со средним значением около 15 суток.

Более поздние сроки образования осенних льдов и становления припая сопровождались также и уменьшением толщины припайных льдов. В XXI столетии толщина неподвижного припая для репрезентативных пунктов наблюдений в западной Арктике стала меньше в среднем примерно на 10 см в октябре — декабре, на 16 см в январе — марте, на 23 см в апреле — мае, на 34 см в июне — начале июля.

Более поздние сроки устойчивого ледообразования и становления припая, а также уменьшение его толщины определили и сокращение той площади арктических морей, которая покрыта припайными льдами. В 1986—2006 гг. площадь припая в конце холодного периода (май) в среднем составляла около 641 тыс. км², а в 2007—2018 гг. она уменьшилась на 20 % (до 511 тыс. км²), т. е. общее уменьшение площади припая составило примерно 130 тыс. км².

В настоящей работе обоснован расширенный перечень опасных ледовых явлений и ледяных образований для судоходства в арктических морях. В состав опасных ледовых явлений входят: обледенение судов и конструкций терминалов, раннее появление льда, интенсивный дрейф льда и «ледовая река», сильное сжатие льда, появление льда, непроходимого для судов и ледоколов, облипание корпуса судна, сужение судоходного канала, резкие изменения направления дрейфа льда. В состав опасных ледяных образований входят: поля и обломки полей многолетнего и двухлетнего льда, сильно торосистый лед, несяки, зоны сильно сжатого и набивного льда, стамухи, айсберги и их обломки, ледяные острова и их обломки.

Такие опасные ледовые явления, как сжатия льдов, интенсивный дрейф и резкие изменения направления дрейфа льда, зависят от пространственно-временной изменчивости внешних гидрометеорологических факторов (ветер, течения, приливотливные явления, наклон уровня моря), а также от неоднородности свойств самого ледяного покрова (толщина и торосистость льда), которые в современный период не имеют долгопериодных тенденций. Поэтому вышеперечисленные опасные ледовые явления будут практически с такой же вероятностью встречаться в акватории Северного морского пути. Раннее ледообразование и вынос старых (многолетних) льдов в акваторию российских арктических морей в последние 15 лет практически не наблюдается, так как это является следствием общего уменьшения площади ледяного покрова в осенне-летний период.

Потепление Арктики в последние десятилетия вызвало более интенсивное таяние ледников на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Де-Лонга и повышенное продуцирование айсбергов. Следствием этого процесса является увеличение количества айсбергов и их обломков в прибрежных районах архипелагов и их вынос на судоходные трассы (пролив Вилькицкого, акватория северо-восточной части Карского моря и др.).

Вероятность встречи с полями и обломками полей многолетнего и двухлетнего льда существенно уменьшилась из-за снижения повторяемости выноса старых льдов в акваторию арктических морей.

Такие опасные ледяные образования, как обломки полей и крупнобитый сильно торосистый лед, несяки, зоны сильно сжатого и набивного льда, по-прежнему регулярно присутствуют и будут встречаться в акватории арктических морей, так как они образуются из молодых и однолетних льдов и зависят от пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических факторов.

За период 1986—2015 гг. произошло очевидное улучшение ледовых условий плавания на трассах Северного морского пути (СМП). Тем не менее СМП не в состоянии полностью заменить морской коммерческий маршрут между Восточной Азией и Европой через Суэцкий канал, поскольку опасность ледовых сжатий и встреча судов с опасными ледяными образованиями отнюдь не исчезла. Необходимо осознавать, что толстые однолетние льды имеют такую же прочность, как и старые льды, а аварийное разрушение корпуса судна при статичном ледовом сжатии происходит при условии превышения прочности льдов над прочностью корпуса.

Наиболее опасными объектами морских льдов являются гряды торосов с консолидированным слоем. Гряды торосов обыкновенно образуются в серо-белых льдах, тонких однолетних льдах и однолетних льдах средней толщины. Размеры блоков льда, из которых сложена гряда торосов, разумеется, в дальнейшем не изменяются, происходит их смерзание в монолит – консолидация. Поэтому нет существенного различия между риском аварии из-за сжатия старых или толстых однолетних льдов.

Любое судно на СМП должно иметь высокую категорию ледовых усилений. Это обстоятельство препятствует превращению СМП в международную морскую транспортную систему для судов без ледовых усилений. Возможно, такие суда могут ходить по Северному морскому пути в августе и сентябре при ледокольном сопровождении, если это позволяют ледовые условия, то есть при очень редких льдах по всему маршруту плавания. В период 1998—2020 гг. произошло значительное изменение количества старых льдов на маршрутах СМП. При этом нет существен-

ного изменения количества больших и обширных полей толстых однолетних льдов, а самыми опасными для ледового судоходства являются сжатия на стыках полей. Очевидно значительное уменьшение количества старых льдов на маршруте Сабетта — Берингов пролив, который имеет колоссальные перспективы коммерческого использования. Однако пока вероятность полного исчезновения старых льдов с трасс СМП отсутствует. Поэтому судоходство по СМП должно основываться на ледокольной проводке и гидрометеорологическом обеспечении, ключевым элементом которого является выбор оптимального варианта (маршрута) ледового плавания.

В 1986—2015 гг. происходили значительные изменения ледового и гидрологического режима в арктических морях и в целом в СЛО. В Арктическом бассейне СЛО температура атлантических вод начала повышаться. В конце 1990-х годов наметилась определенная стабилизация поступления атлантических вод в Баренцево море и Арктический бассейн, но с 2004 г. температура атлантических вод в Евразийском суббассейне повысилась до значений, ранее никогда здесь не наблюдававшихся. Усилилось поступление теплых тихоокеанских вод через Берингов пролив в Чукотское море. Последовавшие за этим экстремальные летние процессы в арктических морях в 2007 и 2012 гг. показали, что происходит существенная перестройка термохалинной структуры в СЛО. Тенденции изменения солености поверхностного слоя океана в различных регионах поменяли знак.

Главными причинами происходящих трансформаций термохалинной структуры и циркуляции СЛО явились атмосферные процессы и взаимодействие СЛО с Атлантическим и Тихим океанами. В Баренцевом море повышение температуры воды, увеличение теплозапаса и изменение термохалинной структуры стали следствием как увеличения затока теплых атлантических вод, так и влияния аномальных атмосферных процессов. В морях Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском положительные аномалии температуры воды на горизонте 5 м в период 1986—2015 гг. сформировались благодаря положительному фону температуры воздуха, увеличению притока теплых речных вод и значительному сокращению ледовитости, вследствие чего летом увеличился радиационный прогрев верхнего слоя. В Чукотском море на температуру верхнего слоя в период 1986—2015 гг. летом повлияли положительная аномалия температуры воздуха и солнечная радиация, но еще более существенное воздействие оказало увеличение потока летних тихоокеанских вод.

Основные закономерности долгопериодных изменений состояния СЛО, включая арктические моря, и главные причины крупномасштабных колебаний его гидрологического режима, установленные в прошлом столетии, сохранились и в современную эпоху. Однако изменились структура атмосферной циркуляции в Арктическом регионе, а также роль и вклад воздействия Атлантического и Тихого океанов, вызвавших направленные изменения внутренних параметров океанической системы Арктики, включая арктические моря. Произойдет ли дальнейшее необратимое изменение термохалинной структуры и циркуляции вод и льдов СЛО, которое будет означать переход к новому, ранее не наблюдававшемуся состоянию СЛО, или вернется к климатическому среднему состоянию прошлого века, во многом будет зависеть от тенденций изменения глобального климата. В этом отношении характеристики термохалинного состояния в период 1985—2015 гг., приведенные в монографии, необходимы не только для прикладных целей. Приведенное описание термохалинного состояния является характеристикой климатического периода 1985—2015 гг.

и представляет собой важный климатический репер для анализа долгопериодных изменений состояния СЛО и арктических морей и развития теории климата СЛО.

Изменения ледового и гидрологического режимов в арктических морях и в целом в СЛО соответствующим образом отразились и на гидрохимических характеристиках. В частности, изменения в распределении содержания растворенного кислорода летом на поверхности Баренцева моря показывают ослабление полярного фронта в северной части моря. Уменьшение здесь абсолютного содержания растворенного кислорода, вероятно, обусловлено повышением температуры воды. Также увеличение содержания кислорода наблюдается в придонном слое в зонах стагнации на шельфе моря Лаптевых и в слое промежуточного максимума в Чукотском море.

В целом общее содержание фосфатов летом в водах арктических морей уменьшается. Особенно это заметно в юго-восточной части моря Лаптевых, где значения понизились с 1,1 до 0,8 мкмоль/л.

В поверхностном слое Баренцева моря летом наблюдается уменьшение содержания силикатов. Такая же тенденция прослеживается и на горизонтах 20 и 50 м в море Лаптевых до северной части. Вероятно, подобные изменения связаны с усилением притока атлантических вод. В северных районах Чукотского моря летом содержание силикатов на поверхности незначительно уменьшилось, что, вероятно, обусловлено увеличением его потребления диатомовыми водорослями. В северной части Карского моря, напротив, отмечается незначительное повышение содержания силикатов.

В целом можно говорить об усилении влияния на арктические моря России вод атлантического происхождения, бедных биогенными элементами. На основе изменений в распределении содержания растворенного кислорода и биогенных элементов есть основания предположить некоторое увеличение первичной продуктивности акваторий шельфа и улучшение вентиляции придонных горизонтов на мелководьях, что выражается в более высоком содержании кислорода в зонах стагнации, а, кроме того, увеличение объемов потребления биогенных элементов в фотической зоне шельфа в летний период.

До 1985 г. на акватории арктических морей колебания уровня моря носили стационарный характер и линейный тренд уровня в этот период был близок к нулю. После 1985 г. начался резкий подъем уровня моря. Величина тренда за период 1984—2015 гг. для различных районов арктических морей составила от 0,050 до 0,459 см/год при среднем значении тренда 0,250 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,092$ см/год. При этом наиболее значительный тренд был зафиксирован в юго-западной части Карского моря. Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, наблюдающиеся в атмосфере Северного полушария. Увеличение повторяемости и интенсивности циклонов, проходящих над акваторией арктических морей, приводит к усилению циклонической циркуляции, характерной для этих морей, и, следовательно, к понижению уровня моря в центре циркуляции и повышению вдоль побережий.

В характере сезонных колебаниях уровня существенных изменений не произошло. Как и ранее, в современных климатических условиях в зимне-весенние месяцы фон колебаний уровня понижается, а в летне-осенние повышается. При этом необходимо отметить, что отмечается смещение времени реализации существенных

сгонов и нагонов. Если ранее такие сгоны и нагоны преимущественно наблюдались в сентябре — октябре, то теперь они стали наблюдаться в июле — августе и ноябре — декабре и даже в январе. Можно предположить, что в значительной степени такой сдвиг связан с изменением продолжительности безледного сезона и изменениями в развитии макроциркуляционных процессов в атмосфере.

В целом, несмотря на возросшую циклоническую активность в Арктике, происходит уменьшение вероятности возникновения значительных сгонов и нагонов на побережье арктических морей. Отмечается уменьшение абсолютной величины экстремумов (максимальный и минимальный уровень) и соответственно уменьшение величины колебаний уровня на побережье арктических морей. Эти тенденции в изменении режима колебаний уровня могут быть объяснены изменением траекторий движения циклонов, способных вызвать значительные сгоны и нагоны, их смещением к северу за пределы континентального шельфа, что, в свою очередь, может быть обусловлено изменениями ледового режима арктических морей.

Оценить климатическую изменчивость циркуляции вод Арктических морей очень сложно, поскольку нет возможности проводить широкомасштабный мониторинг течений на их акватории. Приходится использовать феноменологический подход. Морские течения — это суперпозиция многих компонентов, имеющих разную природу, но можно выделить три основных составляющих: приливные, ветровые и плотностные течения.

В настоящее время не наблюдается каких-либо заметных тенденций в астрономических параметрах Солнечной системы, поэтому не стоит ожидать существенного изменения приливообразующих сил в ближайшем будущем. Однако надо учесть, что приливы в Северном Ледовитом океане определяются в основном распространением приливной волны из более низких широт Атлантического и, в меньшей степени, Тихого океана. Сила трения в придонном и поверхностном слоях моря оказывает влияние на распространение приливных волн. Если в придонном слое мы не наблюдаем каких-либо значимых изменений и не ожидаем их в ближайшем будущем, то на поверхности арктических морей наблюдается существенное уменьшение площадей, покрытых льдом. Дрейфующий лед не оказывает значимого влияния на приливные течения. В то же время припайный лед оказывает сопротивление при распространении приливной волны, что вызывает уменьшение амплитуды и увеличение фазы приливного течения. Таким образом, не следует ожидать каких-либо заметных изменений в приливных течениях в арктических морях — может наблюдаться лишь уменьшение сезонной изменчивости и то лишь в некоторых районах, покрывающихся значительным припаем: шельф моря Лаптевых, эстуарии Оби и Енисея.

Ветровой компонент суммарного течения определяется воздействием ветра на поверхность моря. Исследование режима ветра над акваториями арктических морей не выявило существенных изменений скорости ветра по сравнению с предыдущим периодом. Некоторое усиление течений может происходить вследствие увеличения продолжительности безледного периода, однако, как и в случае приливных течений, это усиление будет иметь очень ограниченный характер.

И, наконец, обратимся к плотностной составляющей. Как известно, плотность морской воды определяется ее соленостью и температурой. «Арктическое усиление» приводит к уменьшению градиента температуры между экваториальными районами и Северным Ледовитым океаном. Это вызывает ослабление глобального

океанического конвейера. В настоящее время наблюдается уменьшение на 15 % по отношению к середине XX века скорости течения в Гольфстриме (Caesar et al., 2018). Продолжение Гольфстрима — Северо-Атлантическое течение — определяет во многом водообмен на западной границе Баренцева моря и устойчивую циклоническую циркуляцию вод в нем. Следует ожидать, что при современной направленности изменения климата интенсивность теплых вдольбереговых течений и холодного течения Персея на северной границе Баренцева моря может уменьшиться. Похожее развитие процессов следует ожидать и на границе между Северным Ледовитым и Тихим океанами, где формируется течение, поступающее в Чукотское море через Берингов пролив. В остальных арктических морях не стоит ожидать существенных изменений в схемах циркуляции.

На развитие ветрового волнения в морях Северного Ледовитого океана, помимо ветровых условий, связанных с изменениями атмосферной циркуляции, определяющее влияние оказывает ледовый режим. Сокращение площади ледяного покрова, наблюдаемое на протяжении последних 30 лет, приводит к изменению пространственно-временной конфигурации свободной ото льда акватории, что ведет к увеличению ветро-волнового разгона, свободному распространению волн зыби из Северной Атлантики и Баренцева моря в Карское море и далее на восток. Фактор уменьшения площади и времени установления ледяного покрова определяет увеличение максимумов высот волн и других параметров ветровых волн во всех морях российской Арктики, особенно в Карском море, из-за зыби, приходящей со стороны Баренцева моря. Дальнейшее изменение ветро-волнового климата в неблагоприятную сторону в морях Арктики будет определяться увеличением продолжительности безледного периода на акватории арктических морей.

Речной сток является одним из важнейших факторов, определяющих гидрологическое состояние прибрежных районов арктических морей. Климатические изменения на водосборах крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, определяют изменения речного стока. Годовой сток шести крупных рек имеет положительный тренд и за период с 1985 по 2015 г. увеличился по сравнению с предшествующим периодом в среднем на 4—5 %. Это происходит в основном за счет увеличения зимнего стока, а сток летне-осенней межени в целом изменяется слабо. За исследуемый 30-летний период возросла роль весеннего стока.

Ледовые процессы в устьевых областях рек также находятся под влиянием изменений климата. В современных климатических условиях практически на всех замыкающих створах даты ледообразования сдвинулись на более поздние сроки в среднем на два-три дня по сравнению с предшествующим периодом. Даты очищения ото льда изменились незначительно.

Таким образом, гидрологическое состояние устьевых областей рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, претерпело изменение и находится под влиянием новых климатических условий. Для половины исследуемых рек случаи с экстремальными ледовыми и гидрологическими характеристиками приходятся на период с 1985 по 2015 г.

Публикуемые в книге сведения в значительной степени носят научно-прикладной, справочный характер и, как надеются авторы, вводят в научный оборот новый систематизированный материал о современном состоянии морских вод, ледяного покрова и приземного слоя атмосферы.

Приложения к монографии в виде электронного Атласа арктических морей, а также ряда прикладных пособий доступны по адресу сайта Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

К ГЛАВЕ 1

- Алексеев Г.В.* Арктическое измерение глобального потепления. Лед и снег, 2014, №1, с. 53-68.
- Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е.* Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 38—56.
- Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Глок Н.И.* Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на атмосферный перенос тепла в Арктику // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 1. С. 106—123.
- Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Бобылев Л.П., Уразгильдеева А.В., Гнатюк Н.В.* Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на летнее потепление в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. Т. 3. № 113. С. 67—77.
- Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П.* Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016а. Т. 1. С. 43—63.
- Алексеев Г.В., Пнюшков А.В., Смирнов А.В., Вязилова А.Е., Глок Н.И.* Влияние притока из Атлантики на содержание пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 4.
- Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н., Хрол В.П.* Особенности формирования климата и его изменчивости в полярной климатической системе атмосфера — морской лед — океан / В кн.: Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв. / Под ред. Б.А. Крутских. Л.: Гидрометеиздат, 1991. С. 4—29.
- Вангенгейм Г.Я.* Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата. М.: изд-во Гидрометслужбы СССР, 1935. 112 с.
- Вангенгейм Г.Я.* Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. 1952. Т. 34. 314 с.
- Визе В.Ю.* Климат морей Советской Арктики. Л.—М.: изд-во Главсевморпути, 1940. 124 с.
- Визе В.Ю.* Причины потепления Арктики // Советская Арктика. 1937. Т. 1. С. 1—7.
- Гирс А.А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 480 с.
- Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.
- Захаров В.Ф.* Внутривексовые изменения в распространении морских арктических льдов в XX столетии / В кн.: Формирование и динамика современного климата Арктики / Под ред. Г.В. Алексеева, 2004. С. 112—159.
- Иванов В.В., Алексеенков Г.А.* Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе Северного полушария за период январь — декабрь 2018 г. / В сб.: Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. СПб: ААНИИ, 2019. С. 4—15.
- Иванов В.В., Алексеенков Г.А.* О совершенствовании макроциркуляционного метода долгосрочного метеорологического прогноза в Карском море // Труды Гидрометцентра России. Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 4 (370). С. 105—121.
- Иванов В.В., Виноградов Н.Д.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов для полярных областей // Проблемы Арктики и Антарктики. 1995. Вып. 70. С. 246—254. .
- Карсаков А.Л.* Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море за период 1900—2008 гг. Мурманск: изд-во ПИНРО, 2009. 139 с.

- Константинов Ю.Б., Грачев К.И. Высокоширотные воздушные экспедиции «Север» (1937, 1941—1993 гг.) / Под ред. В.Т. Соколова. СПб: Гидрометеиздат, 2000. 176 с.
- Мещерская А.В., Кононова Н.К., Иванов В.В., Голод Н.К. Сравнение двух типизаций циркуляционных процессов // Труды ГГО. 2013. Вып. 568. С. 137—155.
- Николаев Ю.В. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 52 с.
- Прик З.М. Климат Советской Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 279 с.
- Alekseev G., Kuzmina S., Bobylev L., Uragildeeva A., Gnatiuk N. Impact of atmospheric heat and moisture transport on the Arctic warming // Int. J. Climatol. 2019. P. 1—11.
- Arctic Climatology Project. Environmental Working Group joint U.S.-Russian atlas of the Arctic Ocean – winter period. Environmen / Ed. by L. Timokhov, F. Tanis, A. Arbor. MI, 1998.
- Árthun M., Eldevik T. On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability // J. Clim. 2016. V. 29, No. 2. P. 689—704.
- Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming // J. Clim. 2010. V. 23. P. 3888—3906.
- Cao Y., Liang S., Chen X., He T., Wang D., Cheng X. Enhanced wintertime greenhouse effect reinforcing Arctic amplification and initial sea-ice melting // Sci. Rep. 2017. V. 7. P. 8462.
- Francis J.A. Hunter E., Key J.R., Wang X. Clues to variability in Arctic minimum sea ice extent // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. P. L21501. doi:10.1029/2005GL024376.
- Ivanov V.V., Vinogradov N.D. Meteorological forecasts // Insrop Working Paper. 1995. No. 10. 1.6.1: Operational Tools. Norway. P. 7—23.
- Ivanov V.V., Vinogradov N.D. Meteorological forecasts // Insrop Working Paper. 1996. No. 36. 1.6.1. Norway. P. 7—20.
- Muylwijk M., Smedsrud L.H., Ilicak M., Drange H. Atlantic Water Heat Transport Variability in the 20th Century Arctic Ocean From a Global Ocean Model and Observations // J. Geophys. Res. Ocean. 2018. V. 123, No. 11. P. 8159—8179.
- National snow and data center (NSIDC). URL: <https://nsidc.org/arcticseaicenews/2012/09> (дата обращения 01.06.2019).
- Nummelin A., Li C., Hezel P.J. Connecting ocean heat transport changes from the midlatitudes to the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44, No. 4. P. 1899—1908.
- Rossby C.G. Relation between Variation in the intensity of the Zonal Circulation of the Atmosphere and the Displacement of the Semipermanent Centers of Action // J. Mar. Research. 1939. V. 11. No. 1. P. 38—55.
- Sandø A.B., Gao Y., Langehaug H.R. Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations // J. Geophys. Res. Ocean. 2014. V. 119, No. 3. P. 2095—2108.

К ГЛАВЕ 2

- Ашик И.М., Макаров А.С., Большианов Д.Ю. Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23—27.
- Бадюков Д.Д. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменения уровня моря в послеледниковое время // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. 231 с.
- Бадюков Д.Н. Берега Новой Земли / В кн.: Новая Земля. Острова и архипелаги российской Арктики. М.: Европейские издания — Paulsen, 2009. С. 289—305.
- Баранская А.В., Большианов Д.Ю., Кучанов Ю.И., Томащунас В.М. Новые данные о дислокациях в четвертичных отложениях полуостровов Ямал и Гыдан и связанных с ними новейших тектонических движениях по результатам экспедиции «Ямал-Арктика-2012» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 97. С. 91—102.

- Большаинов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб: изд-во ААНИИ, 2006. 296 с.
- Большаинов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А., Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Анохин В.М., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г.* Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2. С. 68—77.
- Большаинов Д.Ю.* Современные многолетние колебания уровня Ладожского озера и возможные причины ладожской трансгрессии позднего голоцена // Изв. РГО. 2018. Т. 150, вып. 4. С. 15—31.
- Большаинов Д.Ю., Аксенов А.О., Макаров А.С., Лазарева Е.И., Правкин С.А., Черезова А.А., Григорьев М.Н.* Геоморфологическое строение и новейшая тектоника дельты р. Лены // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65, № 2. С. 186—200.
- Большаинов Д.Ю., Анохин В.М., Гусев Е.А.* Новые данные о строении рельефа и четвертичных отложений архипелага Новая Земля // Труды НИИГА — ВНИИОкеангеология. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 2006. Т. 210. С. 149—161.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб: изд-во ААНИИ, 2013. 267 с.
- Большаинов Д.Ю., Соколов В.Т., Ежиков И.С., Булатов Р.К., Рачкова А.Н., Федоров Г.Б., Парамзин А.С.* Условия питания и изменчивость ледников архипелага Северная Земля по результатам наблюдений 2014—2015 гг. // Лед и снег. 2016. Т. 56, № 3. С. 358—368.
- Бородачев В.Е.* Лды Карского моря. СПб: Гидрометеиздат, 1998. 182 с.
- Бородачев В.Е., Фролов И.Е.* Типология распределения льдов в морях Российской Арктики. СПб: Гидрометеиздат, 1997. 156 с.
- Булатов Л.В., Захаров В.Ф.* Некоторые особенности накопления и расхода тепла в юго-западной части Карского моря // Труды ААНИИ. 1967. Т. 257.
- Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А.* Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963—2017 гг. // Лед и снег. 2018. Т. 58. С. 293—306.
- Визе В.Ю.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. М.: изд-во Главсевморпути, 1944. 273 с.
- Глазовский А.Ф., Игнатьева И.Ю., Мачерет Ю.Я.* Моделирование эволюции ледникового купола Грэм-Белл, Земля Франца-Иосифа: чувствительность модели к заданию внутренних параметров и изменениям внешних условий // Материалы гляциологических исследований. 1996. № 80. С. 18—30.
- Говоруха Л.С.* Гаккель об Арктиде // Труды ААНИИ. Проблемы полярной географии. 1968. Т. 285. С. 37—50.
- Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н.* Поля дрейфа льда в Арктическом бассейне при типовых барических ситуациях. Справочное пособие. СПб: ААНИИ, 2008. 35 с.
- Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н.* Средние многолетние характеристики крупных нарушений сплошности льда в Карском море и в северо-восточной части Баренцева моря. Справочное пособие. СПб: ААНИИ, 2014. 36 с.
- Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б.* Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции. Криосфера Земли. 2006. Т. 4. С. 74—95.
- Гросвальд М.Г.* Введение / Оледенение земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. С. 7—19.
- Гудкович З.М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов. СПб: Гидрометеиздат, 2001. 112 с.
- Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А.* Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
- Гудкович З.М., Николаева А.Я.* Дрейф льдов в Арктическом бассейне и его связь с ледовитостью советских арктических морей // Труды ААНИИ. 1963. Т. 104. 212 с.

- Доронин Ю.П.* О тепловом балансе Центральной Арктики // Труды ААНИИ. 1963. Т. 253.
- Доронин Ю.П.* Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 300 с.
- Доронин Ю.П., Сметанникова А.В.* Метод расчета некоторых гидрологических элементов поверхностного слоя моря в осенний период // Труды ААНИИ. 1966. Т. 277.
- Думанская И.О.* Ледовые условия морей азиатской части России. М.: Обнинск, ИГ-СОЦИН. 2017. 640 с.
- Думанская И.О.* Ледовые условия морей европейской части России. М.: Гидрометцентр России, 2014. 608 с.
- Захаров В.Ф.* Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 136 с.
- Зубакин Г.К.* Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеоздат, 1987. 160 с.
- Зубов Н.Н.* Льды Арктики. М.: изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
- Иванова В.В.* Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI, № 1. С. 56—70.
- Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей / Под ред. А.И. Данилова, Е.У. Миронова, В.А. Спичкина. СПб: ААНИИ, 2004. 432 с.
- Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С.* Динамика рельефа и сейсмотектоническая активизация новейших структур дельты р. Лены // Геотектоника. 2019. № 5. С. 62—77.
- Карелин И.Д., Карклин В.П.* Припай и заприпайные польны арктических морей сибирского шельфа в конце XX — начале XXI века. СПб: ААНИИ, 2012. 180 с.
- Каталог ледников СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1965. Т.3. Северный край. Ч.1. Земля Франца-Иосифа. 144 с.
- Крутских Б.А.* Особенности ледообразования в арктических морях // Труды ААНИИ. 1970. Т. 292. Лоция Баренцева моря. Ч.1. М.: Изд-во ГУНиО МО СССР, 1966. 200 с.
- Макеев В.М., Большианов Д.Ю., Медкова О.Н., Савин В.Б., Федоров Б.Г.* Особенности морфологии долины устьевое участка Оби и история формирования современной дельты. Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеоздат, 1988. С. 125—137.
- Медкова О.Н.* Морфодинамика побережья Хатангского залива / В кн.: Эстуарно-дельтовые системы России и Китая. М.: ГЕОС, 2007. С. 170—171.
- Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб: ААНИИ, 2004. 320 с.
- Митяев М.В.* Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2014. 226 с.
- Николаева А.Я., Шестериков Н.П.* Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Труды ААНИИ. 1970. Т. 292.
- Новая Земля. Острова и архипелаги российской Арктики / Под ред. П.В.Боярского. М.: Изд-во: Европейские издания — Paulsen, 2009. 410 с.
- Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб: ААНИИ, 2010. 320 с.
- Романенко Ф.А., Баранская А.В., Луговой Н.Н., Аляутдинов А.Р.* Геологические и геоморфологические наблюдения на Северной Земле (некоторые предварительные результаты экспедиции «Открытый океан: архипелаги Арктики-2019») / В сб.: Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований «Рельеф и четвертичные образования Арктики, субарктики и Северо-Запада России, 17—18 декабря 2020 г. СПб: изд-во ААНИИ, 2020. С. 168—174.

- Сметанникова А.В.* Расчет аномалий потерь тепла по аномалиям гидрометеорологических элементов в Карском море // Труды ААНИИ. 1963. Т. 264.
- Спичкин В.А.* О механизме взлома припая // Труды ААНИИ. 1961. Т. 256.
- Тараканов Л.В.* К вопросу о происхождении рельефа острова Вайгач // Геоморфология. 1973. № 4. С. 85—91.
- Cherkashev G., Vanshtein B., Firsov Yu., Ivanov M.* Investigation of coastal dynamics at the ACD key sites in the western Russian Arctic (2001-2002 Field work) // Berichte zur Polar und Meeres Forschung, 2002. No. 413. P. 28—29.
- Dobrynin D., Tumskoy V., Pizhoukova E., Rivkin F.* Coastal dynamic of Novosibirskie islands: comparison of remote sensing results obtained at different times / Proc. 4th Arctic Coastal Dynamics workshop. Nov 10—14. 2003. P. 4—5.
- Grigoriev M., Are F., H-W Hubberten., Razymov S., Rachold F.* Shore dynamics of the northwest coast of the Lena Delta, Laptev Sea, Siberia // Berichte zur Polar und Meeres Forschung. 2002. No. 413. P. 17.
- Grigoriev M., Rachold V., Hubberten H-W.* The degradation of coastal permafrost and the development of sub-sea permafrost in the near-shore zone of the Laptev Sea / Proc. 5th Arctic Coastal Dynamics workshop. Oct. 13—16. Montreal. Canada. 2004. P. 20—21.
- Johannessen O., Alexandrov V., Frolov I., Sandven S., Pettersson L., Bobylev L., Kloster K., Smirnov V., Mironov Ye., Babich N.* Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route. Studies and Applications. UK: Springer, Praxis Publishing, 2007. 550 p.
- Kamalov A.* Multi-years monitoring of coastal erosion in the Kharosovei Key site, west Yamal / Proc. 4th Arctic Coastal Dynamics workshop. Nov 10—14. 2003. P. 13.
- Medkova O.* Coastal morphology and erosion of the Khatanga Bay / Proc. 1st Arctic Coastal Dynamics workshop. Nov 2-4. 1999. Woods Hole. P. 16—17.
- Medkova O.* Shoredynamics of the Pjasina Delta and Bay, the Kara Sea // Proc. 4th Arctic Coastal Dynamics workshop. Nov10—14. 2003. P. 18.
- Ogorodov S.* Coastal dynamics in the Pechor Sea under technogenic impact // Berichte zur Polar und Meeres Forschung. 2003. No. 43. P. 81—86.
- Ostroumov S.* Coastal dynamics during the erosion of the ice complex and taber permafrost deposits: a model based on the fragmentary stationary matrixes the transient probabilities // Berichte zur Polar und Meeres Forschung. 2003. No. 43. P. 87—88.
- Peltier W.R., Fairbanks R.G.* Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record // Quaternary Science Reviews. 2006. No. 25. P. 3322—3337.

К ГЛАВЕ 4

- Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В.* Эволюция площади морского ледяного покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. 2015. № 2. С. 5—19.
- Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., С.И. Кузьмина, Иванов Н.Е.* Изменения площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 6. С. 675—686.
- Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Балакин А.А.* Изменения климата в морской Арктике в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 22—34.
- Атлас гидрометеорологических и ледовых условий морей российской Арктики. М.: Изд-во ЗАО «Нефтяное хозяйство», 2015. 128 с.
- Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. М.: изд-во ГУНИО МО СССР ВМФ, 1980. 184 с.

- Бензема́н В.Ю.* Интенсивный дрейф льда // Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике. СПб.: ААНИИ. 2010. С. 92—137.
- Бензема́н В.Ю.* Пространственно-временная изменчивость гидрофизических полей океана. 2-е изд. СПб.: ААНИИ. 2009. 316 с.
- Больша́инов Д.Ю., Макаров А.С., Морозова Е.А., Павлов М.В., Саватюгин Л.М.* Развитие природной среды полярных областей Земли последнего тысячелетия по данным изучения донных отложений озер // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 108—115.
- Бородачев В.Е., Гаврило В.П., Казанский М.М.* Словарь морских ледовых терминов. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. 127 с.
- Бузуев А.Я., Горбунов Ю.А., Гудкович З.М., Лосев С.М., Миронов Е.У.* Исследование динамики и морфометрии ледяного покрова Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 1999. Вып. 71. С. 106—128.
- Бузуев А.Я., Федяков В.Е.* Вероятностная оценка повторяемости условий возникновения ветрового сжатия льда в зимний период // Труды ААНИИ. 1979. Т. 364. С. 70—74.
- Визе В.Ю.* Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Труды ААНИИ. 1944. Т. 190. 273 с.
- Воеводи́н В.А.* Ветровые сжатия морских льдов и их влияние на судоходство // Автореф. дис... канд. геогр. наук. ААНИИ. 1978. 24с.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / Науч. рук. В.М. Катцов, С.М. Семенов. М.: Росгидромет, 2014. 1005 с.
- Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 278 с.
- Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М., Лосев С.М., Соколов А.Л.* Основы физико-статистических методов ледовых прогнозов и расчетов для арктических морей заблаговременностью до 30 суток. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 288 с.
- Гордиенко П.А.* Припайные льды арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1971. Ч. I. 176 с.
- Гудкович З. М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов // СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 111 с.
- Гудкович З.М., Карклин В.П., Миронов Е.У., Иванов В.В., Лосев С.М., Дымент Л.Н., Смоляницкий В.М., Фролов С.В., Усольцева Е.А.* Развитие ледовых и метеорологических условий в Арктике в период 2007—2013 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 90—103.
- Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанников А.В., Спичкин В.А.* Основы методов долгосрочных прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.
- Гудкович З.М., Романов М.А.* Метод расчета распределения мощности льдов в арктических морях в зимний период // Труды ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 4—48.
- Данилов А.И., Алексеев Г.В., Клепиков А.В.* Последствия изменения климата для морской деятельности в Арктике // Лед и снег. 2014. Т. 54 (3). С. 91—99.
- Данилов А.И., Миронов Е.У., Спичкин В.А.* Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей. СПб.: ААНИИ, 2004. 431 с.
- Думанская И.О.* Ледовые условия морей азиатской части России. Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с.
- Думанская И.О.* Ледовые условия морей европейской части России. М.; Обнинск, ИГ-СОЦИН, 2014. 608 с.
- Егоров А.Г.* Долгосрочный прогноз сроков ледообразования в юго-западной части Карского моря // Информационный сборник Гидрометцентра РФ. 2005. № 31. С. 120—136.
- Егоров А.Г.* Раннее замерзание акватории // Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике. СПб.: ААНИИ. 2010. С. 243—268.
- ЕСИМО. ААНИИ. Обзорные карты состояния ледяного покрова Северного Ледовитого Океана. URL: <http://www.aari.ru/projects/ESIMO/index.php> [дата обращения: 04.11.2019].

Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50—65.

Карелин И.Д., Карклин В.П. Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX — начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.

Карклин В.П. Повторяемость крупных аномалий сроков устойчивого ледообразования в арктических морях // Труды ААНИИ. 1987. Т. 402. С. 93—102.

Карклин В.П., Юлин А.В., Шаратунова М.В., Мочнова Л.П. Климатическая изменчивость ледяных массивов Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 37—46.

Карклин В.П., Шаратунова М.В., Мочнова Л.П., Юлин А.В. Климатическая изменчивость ледяных массивов Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 37—46.

Клячкин С.В., Гудкович З.М., Май Р.И., Фролов С.В. Сжатия льдов // Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике. СПб.: ААНИИ. 2010. С. 33—91.

Ковалевский Д.В., Алексеев Г.В., Бобылев Л.П., Данилов А.И. Последствия изменений климата для некоторых видов хозяйственной деятельности в Арктике // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 90—98.

Крутских Б.А. Особенности ледообразования в арктических морях // Труды ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 106—117.

Кузнецов И.М., Миронов Е.У. К вопросу изучения аномально больших скоростей дрейфа льда в арктических морях. // Метеорология и гидрология. 1986. № 1. С. 70—75.

Купецкий В.Н. Ледовые реки // Природа. 1990. С. 125—126.

Миронов Е.У. Виды ледяных образований // Ледяные образования морей западной Арктики. СПб.: ААНИИ. 2006. С. 46—50.

Мурзин А.И., Воеводин В.А., Панов В.В., Бензман В.Ю. Атлас «Пособие по учету влияния опасных ледовых явлений на безопасность судоходства в Арктике» // Л.: ААНИИ. 1989. 92 с. Океанография и морской лед. М.: Paulsen, 2011. 432 с.

Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ААНИИ. 2010. 320 с.

Опасные ледовые явления для судоходства в Арктике / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: ААНИИ, 2010. 320 с.

Проект «Ямал СПГ». URL: <http://yamallng.ru/press/news/37034/> [дата обращения 31.05.2019] Руководство по гидрометеорологическому обеспечению морской деятельности. М.: Росгидромет, 2009. 143 с.

Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 240 с.

Руководящий документ РД 52.04.563-2002. Инструкция. Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 27 с.

Руководящий документ РД 52.88.699-2008. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. М.: Росгидромет, 2008. 24 с.

Спичкин В.А. К проблеме расчета и прогноза крупных аномалий ледовых явлений // Труды ААНИИ. 1990. Т. 423. С. 60—69.

Спичкин В.А. Опасные и неблагоприятные ледовые явления // Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей. СПб.: ААНИИ. 2004. С. 340—345.

Спичкин В.А. Основные природные факторы, определяющие аномалии сроков начала ледообразования в мелководных районах арктических морей // Труды ААНИИ. 1987. Т. 402. С. 81—92.

Спичкин В.А., Тюряков А.Б., Юлин А.В. Характерные особенности осеннего ледообразования в морях сибирского шельфа // Труды ААНИИ. 1990. Т. 423. С. 103—121.

Стандарт организации СТО ГГИ 52.08.41-2017. Основные гидрологические характеристики при нестационарности временных рядов, обусловленной влиянием климатических факторов. Рекомендации по расчету. СПб: ГУ ГГИ. 2017.

Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е. Динамика морских льдов (математические модели). Л.: Гидрометеоздат, 1987. 272 с.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике, Т. 2, Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 149—160.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 52—61.

Шерстюков Б.Г., Салугашвили Р.С. Новые тенденции в изменении климата Северного полушария Земли в последнее десятилетие // Труды ВНИИГМИ — МЦД. 2010. Вып. 175. С. 43—51.

Юлин А.В., Тимофеева А.Б., Павлова Е.А., Шаратунова М.В., Хотченков С.В. Межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости российских арктических морей в современном климатическом периоде // Труды ГОИН. 2019. Вып. 220. С. 44—60.

Юлин А.В., Шаратунова М.В., Павлова Е.А., Иванов В.В. Сезонная и межгодовая изменчивость ледяных массивов Восточно-Сибирского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64 (3). С. 229—240.

Caesar, L., Rahmstorf, S., Robinson, A. et al. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation // Nature. 2018. V. 556. P. 191—196

IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.

Munshi J. Trends in Polar Sea Ice Extent 1979–2015 (April 23, 2015). Available at: <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.2598152> (accessed 31.05.2019).

WMO Sea Ice Nomenclature. WMO. 1989–2017. Geneva. No 259. 142 p.

К ГЛАВЕ 5

Агеноров В.К. О динамике вод Баренцева моря. М. — Л.: Гидрометеоздат, 1946. 132 с.

Антонов В.С. Распространение речных вод в арктических морях. / Труды ААНИИ. 1957. Т. 208. С. 25—49.

Атлас Арктики. Л.: Изд. ААНИИ и ГУГК, 1985. 204 с.

Атлас Океанов. Северный Ледовитый Океан / Под ред. С.Г. Горшкова. М.: изд-во МО СССР, 1980. 184 с.

Ашик И.М., Павлов В.К. Сезонные и многолетние колебания уровня в морях Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3 С. 98—114.

Ашик И.М., Рыжов И.В. Экстремальные колебания уровня арктических морей и их многолетние изменения // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4 (94). С. 74—89.

Баскаков Г.А., Бородачев В.Е., Дворкин Е.Н., Мустафин Н.В., Янес А.В. Гидрологические и ледовые условия шельфовой зоны арктических морей. / В кн.: Биологические ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Наука, 1987. С. 15—47.

- Березкин В.с., Ратманов Г.* Генеральная схема течений Северного Ледовитого океана и сопредельных морей. Л.: ГУНИО, 1940. 10 с.
- Буренков В.И., Васильков А.П.* О влиянии материкового стока на пространственное распределение гидрологических характеристик вод Карского моря // *Океанология*. 1994. Т. 34, № 5. С. 652—661.
- Войнов Г.Н.* Приливные явления в Карском море. СПб.: Рус. геогр. о-во, 1999. 109 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. I. Баренцево море. Вып. I. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 280 с.
- ГОСТ 18451-73-ГОСТ 18458-73. Океанология: Термины и определения. М.: Изд-во стандартов, 1973. 63 с.
- Гудкович З.М.* К вопросу о природе Тихоокеанского течения в Беринговом проливе и причинах сезонных изменений его интенсивности // *Океанология*. 1961. Т. 1, вып.4. С. 608—612.
- Гудкович З.М., Никифоров Е.Г.* Исследование природы циркуляции вод Арктического бассейна на модели // *Океанология*. 1965. Т. 5, вып.5. С. 75—83.
- Давидан И.Н., Давидан Г.И., Дымов В.И., Пасечник Т.А.* Модифицированная версия спектрально-параметрической модели ветрового волнения и результаты ее верификации // *Изв.РГО*. 2010. Т. 142. Вып. 2. С. 31—39.
- Давидан И.Н., Лавренов И.В., Пасечник Т.А.* и др. Математическая модель и метод оперативных расчетов ветрового волнения на морях СССР // *Метеорология и гидрология*. 1988. № 11. С. 81—90.
- Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В.* О причинах сезонной и многолетней изменчивости уровня в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // *Труды ААНИИ*. 1978. Т. 349. С. 60—68.
- Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В.* Причины сезонной и многолетней изменчивости уровня Чукотского моря // *Труды ААНИИ*. 1978. Т. 349. С. 69—75.
- Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В.* Сезонная и многолетняя изменчивость уровня Карского моря // *Труды ААНИИ*. 1979. Т. 361. С. 63—71.
- Дворкин Е.Н. Захаров Ю.В., Мустафин Н.В.* Сезонные и многолетние колебания уровня арктических морей // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1985. Вып. 60. С. 10—17.
- Дворкин Е.Н., Мандель С.З.* О влиянии ледяного покрова на изменчивость констант приливов // *Труды ААНИИ*. 1989. Т. 414. С. 76—85.
- Дмитриев А.А.* О причинах возникновения природного феномена в Арктике летом 2007 г. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. Вып. 72. С. 115—127.
- Добровольский А.Д., Залозин Б.С.* Моря СССР. М.: Мысль, 1965. 351 с.
- Доронин Н.Ю., Кузнецов В.Л., Процутинский А.Ю.* К вопросу о циркуляции вод Карского моря // *Труды ААНИИ*. 1991. Т. 424. С. 34—41.
- Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды. (ECMWF). URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim> (дата обращения 11.06.2021)
- Зубов Н.Н.* Льды Арктики. М.: изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
- Кириллов С.А., Дмитренко И.А., Иванов В.В., Аксенов Е.О., Махотин М.С., дэ Куэвас Б.Э.* Влияние атмосферной циркуляции на динамику промежуточного слоя вод восточной части глубоководного жёлоба Святой Анны // *Доклады РАН*. 2012. Т. 444, № 2. С. 212—215.
- Клире Р.К.* Изменения уровня океана в истории Земли / В кн.: *Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет*. М.: Наука, 1982. С. 11—22.
- Книпович Н.М.* Основы гидрологии Европейского Ледовитого океана // *Записки Императорского русского географического общества по общей географии*. 1906. Т. 42. 1510 с.
- Коучмен Л.К., Огорд К., Трипп Р.Б.* Берингов пролив. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 198 с.
- Кудло Б.П.* Некоторые данные о водообмене между Баренцевым и Норвежским морями // *Труды ГОИН*. 1961. Вып. 64. С. 33—38.

- Кулаков М.Ю. Моделирование типовых циркуляций вод Чукотского моря // Труды ААНИИ. 1993. № 429. С. 76—85.
- Кулаков М.Ю. О новом подходе к моделированию циркуляции вод арктических морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 66—74.
- Кулаков М.Ю. Распространение речных вод в Карском море // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 131—148.
- Кулаков М.Ю. Термохалинные течения Чукотского моря // Труды ААНИИ. 1993. № 429. С. 86—92.
- Кулаков М.Ю., Макитас А.П. Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 67—75.
- Кулаков М.Ю., Макитас А.П., Шутилин С.В. AARI — ЮСМ — совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012а. № 2 (92). С. 6—18.
- Кулаков М.Ю., Макитас А.П., Шутилин С.В. Модельные оценки чувствительности ледяного покрова Северного Ледовитого океана к изменениям форсингов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012б. № 3 (93). С. 66—74.
- Куражов В.К., Иванов В.В., Коржиков А.Я. Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики // Труды ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 33—44.
- Лавренов И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно неоднородном океане. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 500 с.
- Леонов А.К. Опыт количественного учета водной массы, тепла и солей, вносимых Атлантическим и Тихоокеанским течениями в Арктический бассейн // Метеорология и гидрология. 1947. № 5. С. 92—106.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735—737.
- Лопатухин Л.И. Ветровое волнение. СПб.: СПбГУ, 2012. 165 с.
- Лоция Карского моря. Часть 1. Адм. № 1115. М.: изд-во ГУНиО, 1998. 472 с.
- Мейлах, И.Г. К вопросу о проникновении вод Северного Ледовитого океана в Берингово море // Проблемы Арктики. 1958. № 3. С. 35—40.
- Морецкий В.Н., Степанов С.И. Давление воздуха над приатлантическим сектором Арктики и расходы воды Нордкапского течения // Труды ААНИИ. 1974. Т. 325. С. 92—95.
- Мосевич Н.А. Зимние заморные явления в реках Обь-Иртышского бассейна // Известия ВНИИОРХ. 1947. Т. 25. Вып. 1. С. 5—56.
- Мустафин Н.В. О факторах, формирующих сгонно-нагонные колебания уровня арктических морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 1970. Вып. 34. С. 5—12.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.
- Новихин А.Е., Блошкина Е.В., Морозова О.А., Бондарева Е.П., Мартынов Ф.М., Ермакова Л.А. Особенности формирования весенних промежуточных водных масс в море Лаптевых по данным 2007/2008 гг. // в кн. Океанография и морской лед. М.—СПб.: Paulsen, 2011. С. 196—207.
- Новицкий В.П. Постоянные течения северной части Баренцева моря // Труды ГОИН. 1961. Вып. 64. С. 3—32.
- Пивоваров С.В. Химическая океанография арктических морей России. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 88 с.
- Процутинский А., Ашик И.М., Дворкин Е.Н., Хаккинен С., Кришфилд Р., Пелтиер В.Р. Современные тенденции изменения уровня арктических морей России // Труды конференции РАО-03, Санкт-Петербург, 16-19 сентября 2003 г. С. 322—326.

- Прошутинский А.Ю.* К вопросу о расчете сгонно-нагонных колебаний уровня и циркуляции вод Чукотского моря // *Метеорология и гидрология.* 1986. № 1. С. 54—61.
- Ратманов Г.Е.* К вопросу о водообмене через Берингов пролив // *Исследование морей СССР.* 1937. Вып. 25. С. 119—135.
- Советская Арктика. М.: Наука, 1970. 526 с.
- Справочник. Данные по режиму ветра и волнения Баренцева, Охотского и Каспийского моря. СПб.: Российский морской регистр судоходства. 2003, 213 с.
- Справочник. Данные по режиму ветра и волнения Японского и Карского морей. СПб.: Российский морской регистр судоходства. 2009, 355 с.
- Справочные данные. Ветер и волны в океанах и морях. Л.: Регистр СССР. 1974, 359 с.
- Степанов В.Н.* Мировой океан, динамика и свойства вод. М.: Знание, 1974. 255 с.
- Тимохов Л. А., Иванов В. В., Кассенс Х., Лебедев Н. В., Фролов И. Е., Хёлеманн Е.* Климатические изменения динамической топографии и геострофической циркуляции Северного Ледовитого океана // *Доклады РАН.* 2018. Т. 480. С. 359—362.
- Тимохов Л.А., Ипатов А.Ю., Хёлеманн Е., Янут М., Кассенс Х.* Холодные шельфовые воды моря Лаптевых летом 2013 г. // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2015. Вып. 2. С. 81—92.
- Топорков Л.Г.* Непериодические течения / В кн.: *Советская Арктика.* М.: Наука, 1970. С. 173—183.
- Уралов Н.С.* Об адвективной составляющей теплового баланса южной половины Баренцева моря // *Труды ГОИН.* 1960. Вып. 55. С. 3—20.
- Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А.* Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // *Доклады РАН.* 2009. Т. 429. С. 688—690.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 158 с.
- Шнайхер А.О., Янкина З.С.* Связь среднегодовых уровней в арктических морях с гидрометеорологическими факторами // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 1971. Вып. 38. С. 29—39.
- Яковлев Н.Г.* Численная модель и предварительные результаты расчетов по воспроизведению летней циркуляции вод Карского моря // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 1996. Т. 32, № 5. С. 714—723.
- Årthun, M.A., Eldevik T., Smedsdrud L.H., Skagseth O., Ingvaldsen R.B.* Quantifying the influence of Atlantic heat on the Barents Sea ice variability and retreat // *J. Clim.* 2012. V. 25. P. 4736—4743.
- Ashik I.M., Dvorkin Ye.N., Vanda Yu.A.* Extreme oscillations of the Kara Sea level / In: *Natur conditions of the Kara and Barents Seas.* Oslo, 1997. P. 115—117.
- Ashik I.M., Dvorkin Ye.N., Vanda Yu.* Extreme oscillations of the sea level in the Laptev sea / In: *Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History.* Berlin: Springer Verlag. 1999. P. 37—41.
- Coachman L. K. Aagard K.* On the water exchange through Bering Strait // *Limnol. and Oceanogr.* 1966, II(I). P. 44—59.
- Coachman L.K., Aagard K.* Transport through Bering Strait; annual and interannual variability // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93, No. C12. P. 15 535—15 539.
- Dmitrenko I.A., Bauch D., Kirillov S., Koldunov N., Minnett P.J., Ivanov V.V., Hölemann J.A., Timokhov L.A.* Barents Sea upstream events impact the properties of Atlantic water inflow into the Arctic Ocean: Evidence from 2005–2006 downstream observations // *Deep Sea Research I.* 2009. doi: 10.1016/j.dsr.2008.11.005.
- Dmitrenko I.A., Rudels B., Kirillov S.A., Aksenov Y.O., Lien V.S., Ivanov V.V., Schauer U., Polyakov I.V., Coward A., Barber D.G.* Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2015. V. 120. P. 5158—5178. doi:10.1002/2015JC010804.

- Dmitrenko I.A., Tyshko K.N., Kirillov S.A., Eicken H., Hölemann J.A., Kassens H.* Impact of flaw polynyas on the hydrography of the Laptev Sea // *Global and Planetary Change*. 2005. V. 48. P. 9—27.
- Francis J., Hunter E.J.* Changes in the fabric of the Arctic's greenhouse blanket // *Environmental Research Letters*. 2007. Vol. 2. doi:10.1088/1748-9326/2/4/045011.
- Gudkovich Z.M., Proshutinsky A.Yu., Timokhov L.A., Koltyshev A.E., Garmanov A.L.* Climatic salinity changes of the surface layer of the Arctic Ocean / ACSYS Final Science Conference, St. Petersburg, Russia, 11–14 November, 2003. WCRP-118 (CD), WMO/TD No. 1232, September, 2004. 3 p.
- Hakkinen S., Cavalieri D.J.* A study of ocean surface heat fluxes in the Greenland, Norwegian and Barents Seas // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. C5. P. 6145–6157.
- Harms I., Huebner U., Backhaus J., Kulakov M., Stanovoy V., Stepanets O., Kodina L., Schlitzer R.* Salt intrusions in Siberian River Estuaries: Observations and model experiments for Ob and Yenisei // *Proceedings in Marine Science*. 2003, 6. P. 27—46.
- Harms I.H.* Numerische modellstudie zur winterlichen Wassermassenformation in der Barentssee. Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg. Institute für Meerskunde, 1994. Ms 7.
- Hedstrom K.S.* User's Manual for an S-Coordinate Rutgers University Model (SCRUM). Version 3.0, Institute of Marine and Coastal Sciences at Rutgers University, 1997. 116 p.
- Ivanov V.V., Timokhov L.A., Bryazgin N.N., Gudkovich Z.M., Kochetov S.V., Smolyanitsky V.M.* Multi-Year and Seasonal Variability of the Arctic Ocean Freshwater Budget / ACSYS Final Science Conference. St. Petersburg, Russia, 11-14 November, 2003. WCRP-118 (CD), WMO/TD No. 1232, September, 2004. 19 p.
- Jacobs W.C.* The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequens // *Bull. Scripps. Inst. Oceanogr.* 1951. V. 6. No. 2. P. 39—47.
- Janout M. A., Hölemann J., Timokhov L., Gutjahr O., Heinemann G.* Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: Crossroads between Siberian River water, Atlantic water and polynya-formed dense water // *J. Geophys. Res.* 2017. V. 122. doi: 10.1002/2017JC013159.
- Jones E.P., Anderson L.G., Swift J.H.* Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation // *Geoph. Res. Lett.* 1998. V. 25, No. 6. P. 765—768.
- Jonson, D.R., McClimans T.A., King S., Grenness O.* Fresh water masses in the Kara Sea during summer // *J. Mar. Syst.* 1997, 12. P. 127—145.
- Krosshavn M., Carroll J., Grennes O., Johnson D., King S., Johnsen A., Bjornstad H. & Engoy. T.* Environmental pollution and oceanography in the Arctic — EPOCA95. Tech. Rep. FFI/RAPPORT-97/02129. Oslo: Norwegian Defense Research Establishment. 1997
- Liu S.K., Leendertse J.J.* Modeling the Alaskan coastal wayers / In: *Rand Rep. R-3236-NOAA 85*. Rand Corp., Santa Monica, Calif., 1985.
- Loeng H.* Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // *Polar Res.* 1991. V. 10. P. 5—18. doi:10.1111/j.1751-8369.1991.tb00630.x.
- Loeng H.* The influence of climate on biological conditionns in the Barents Sea. NAFO Scient. Coun. Meet. Doc. 1988. 88/83. P. 1—19.
- McClimans T.A., Jonson D.R., Krosshavn M., King E.E., Carrol J., Grennes O.* Transport processes in the Kara Sea // *J. Geoph. Res.* 2000. V. 105, C6: 14,121-14,139.
- Overland J.E., Roach A.T.* Nortward flow in the Bering and Chukchi Seas. // *J. Geoph. Res.* 1987. V. 92, NSC7. P. 7097—7106.
- Oziel L., Sirven J., Gascard J.-C.* The Barents Sea frontal zones and water masses variability (1980–2011) // *Ocean Sci.* 2016. V. 12. P. 169–184. doi:10.5194/os-12-169-2016.
- Panteleev G., Proshutinsky A., Kulakov M., Nechaev D. A., Maslowski W.* Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. C04S15. P. 1135—1172.

Pavlov V.K. Features of the structure and variability of the oceanographic processes in the shelf zone of the Laptev and East-Siberian seas / In: *The Sea: The Global Coastal Ocean, Regional Studies and Syntheses*, 1998. 759—788.

Perovich D.K., Light B., Eicken H., Jones K.F., Runciman K., Nghiem S.V. Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L19505. doi:10.1029/2007GL031480.

Polyakov I. V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V., Jonson M., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K., Schauer U., Smmons H., Skagseth O., Sokolov V., Steel M., Timokhov L., Walsh D., Walsh E. One more step toward a warmer Arctic // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. P. 1-4. L17605. doi:10.1029/2005GL0237402005.

Proshutinsky A., Ashik I. Rates of sea level change in the Arctic Ocean and decadal variability // *Geophysical Research Abstracts*. 2011. V. 13. EGU2011-8210, EGU General Assembly 2011.

Reid J.L. On the temperature, salinity and density differences between the Atlantic and Pacific oceans in the upper kilometer // *Deep Sea Res.* 1961. V. 7. P. 265—275.

Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weingartner T., Kulakov M., Pavlov V. Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // *J. Geoph. Res.* 1995. V. 100, NO.C9.

Serreze M.C., Stroeve J., Barrett A.P., Boisvert L.N. Summer atmospheric circulation anomalies over the Arctic Ocean and their influences on September sea ice extent: A cautionary tale // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016. V. 121. P. 11463–11485. doi:10.1002/2016JD025161.

Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B., Sandø A.B., Semenov V.A., Sorokina S.A. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Rev. Geophys.* 2013. V.51. doi:10.1002/rog.20017.

Smedsrud L.H., Ingvaldsen R., Nilsen J.E.Ø., Skagseth Ø. Heat in the Barents Sea: transport, storage, and surface fluxes // *Ocean Sci.* 2010. V. 6. P. 219–234.

Steele M., Morison J., Ermold W., Rigor I., Ortmeier M., Shimada K. Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. C02027. doi:10.1029/2003JC002009.

Stigebrandt A. The North Pacific: A global scale estuary // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. V. 14. P. 464—470.

Volkov V.A., Johannessen O.M., Boradachev V.E., Voinov G.N., Pettersson L.H., Bobylev L.P., Kouraev A.V. *Polar Seas Oceanography: An Integrated Case Study of the Kara Sea*. New York: Springer, 2002. 450 p.

Warren B. A. Why is no deep water formed in the North Pacific // *J. Mar. Res.* 1983. V. 41. P. 327—347.

Weingartner T.J., Y. Sasaki V.K., Pavlov, Kulakov M.Yu. The Siberian Coastal Current: A wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current // *J. Geoph. Res.* 1999. V. 104, C12: 29,697—29,713.

Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L01602. doi:10.1029/2009GL041621.

К ГЛАВЕ 6

Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). URL: <https://gmvo.skniivh.ru/> (дата обращения 12.07.2019).

Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). URL: <https://gmvo.skniivh.ru/> (дата обращения 12.07.2019).

Антонов В.С. Климатическое районирование водосборного бассейна арктических морей // *Проблемы Арктики*. 1957. № 2. С. 97—105.

Антонов В.С. Методы прогнозирования вскрытия устьевых участков рек моря Лаптевых // *Труды ААНИИ*. 1958. Т. 209. Вып. 3. С. 3—67.

Водные ресурсы России и их использование / Под ред. проф. И.А. Шикломанова. СПб: изд-во ГГИ, 2008. 600 с.

ГОСТ 17.1.1.02-77. Классификация водных объектов. 1977. 13 с.

Государственный водный кадастр. Гидрологические ежегодники (ГЕ). Т. 0, 6—8. Л.: Гидрометеоздат, 1936—1980.

Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме ресурсов поверхностных вод суши (ЕДС). Т. 1, вып. 6—10, 12, 16, 17. Обнинск: ВНИИГМИ — МЦД, 1981—1993 (1997).

Иванов В.В., Макеев В.М. Роль гидрологических и других природных факторов в долгопериодном формировании устьевых областей рек Арктической зоны. Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 9. Устья рек. Л.: Гидрометеоздат, 1990. С. 65—74.

Иванов В.В., Соловьева З.С., Усанкина Г.Е. Выявление аномалий сроков замерзания и вскрытия низовьев и устьевых областей рек Сибири // Труды ААНИИ. 1980. Т. 358. С. 5—24.

Поляк И. И. Оценка линейного тренда временных метеорологических рядов // Труды ГГО. 1975. Вып. 364. С. 51—55.

Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2019620824 Российская Федерация. Состояние гидрометеорологической сети за период инструментальных наблюдений в Арктической зоне РФ (версия 1.0): № 2019620735: заявл. 13.05.2019; опубл. 22.05.2019 О.В. Муждаба, А.А. Трунин; заявитель Федеральное государственное бюджетное учреждение «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт».

Ivanov V.V. Effects of global changes on the hydrological regime, surfacewater (freshwater) and estuarine ecology of the Barents Sea: Consequences for water resources and environmental threats. Global changes and the Barents Sea region / Proc. of the First International BASIS Research Conference, St. Petersburg, Russia. University of Muenster, Muenster, Germany, 1999. P. 63—90.

Монография

МОРЯ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Государственный научный центр Российской Федерации
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
Росгидромета

199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38
www.aari.ru

Подписано в печать 23.07.2021
Формат 70×100 1/16

Печать офсетная
22,5 печ. л.

Отпечатано ИП Келлер Т.Ю.,
194044, Россия, Санкт-Петербург, ул. Менделеевская, 9.
Заказ № _____. Тираж 500 экз.