

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



ISSN 2618-673X (Print)
ISSN 2618-6721 (Online)

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РФ
А Р К Т И Ч Е С К И Й
И А Н Т А Р К Т И Ч Е С К И Й
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
И Н С Т И Т У Т

ОБЗОР

гидрометеорологических процессов в Северной полярной области

2017

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

ОБЗОР
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРОЙ ОБЛАСТИ

2017

Под редакцией

чл.-корр. РАН, д-ра геогр. наук И.Е. Фролова

Санкт-Петербург
ААНИИ
2018

Настоящий обзор содержит описание особенностей развития метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северной полярной области, Северном Ледовитом океане и его морях в 2017 г. Фактическая информация для составления обзора была получена по данным государственной наблюдательной сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, экспедиционных исследований, проводимых в рамках национальных программ, и наблюдений непосредственно на береговых станциях и НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”».

Обзор продолжает серию ежегодных обзоров, описывающих развитие метеорологических, ледовых и гидрологических процессов в Северном Ледовитом океане.

Подписано в печать 24.05.2018

Формат 70×100 1/16

Тираж 200

Печать офсетная

Печ. л. 6

Заказ №

Типография издательства Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29

ISSN 2618-673X (Print)
ISSN 2618-6721 (Online)

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2018

СОДЕРЖАНИЕ

1. Метеорологические условия в Северной полярной области	4
1.1. <i>В.В. Иванов, Г.А. Алексеенков.</i> Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе Северного полушария за период январь — декабрь	4
1.2. <i>Е.И. Александров, В.Ф. Радионов, В.Р. Байбородова.</i> Мониторинг климата приземного слоя атмосферы Северной полярной области	22
2. Ледовые условия и процессы в Северном Ледовитом океане и его морях	33
2.1. <i>М.В.Шаратунова, А.В. Юлин.</i> Развитие ледовых условий в зимний период (январь — март)	34
2.2. <i>Е.А. Павлова, А.Б. Тимофеева.</i> Развитие ледовых условий в весенний период (апрель — июнь)	41
2.3. <i>Л.П. Мочнова, С.В. Хотченков.</i> Развитие ледовых условий в летний период (июль — сентябрь)	49
2.4. <i>В.М. Смолянский, А.Д. Федорова.</i> Развитие ледовых условий в осенний период (октябрь — декабрь)	57
2.5. <i>А.А. Степанова, Н.Л. Корельская.</i> Ледово-гидрологические процессы в устьевых областях рек	65
3. Гидрологические и гидрохимические условия в Северном Ледовитом океане и его морях	76
3.1. <i>М.С. Махотин, Н.В. Лебедев, В.Ю. Карпий, Л.А. Тимохов.</i> Термохалинные условия	76
3.2. <i>И.М. Ашик, В.А. Меркулов.</i> Уровень арктических морей	82
3.3. <i>В.И. Дымов, Н.П. Яковлева.</i> Ветровое волнение на акватории арктических морей	88
Заключение	94

1. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

В.В. Иванов, Г.А. Алексеенков

1.1. МОНИТОРИНГ КРУПНОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЛЯРНОМ РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗА ПЕРИОД ЯНВАРЬ — ДЕКАБРЬ

В настоящем разделе приводятся основные результаты мониторинга развития атмосферных процессов и связанных с ними изменений метеорологических условий в полярном районе Северного полушария за период с января по декабрь 2017 г.

Полярный район является крайне сложным по метеорологическим условиям. Процессы в этом районе находятся в тесной взаимосвязи с развитием и перестройкой общей циркуляции атмосферы (ОЦА), т.е. процессов значительно более крупного масштаба, чем рассматриваемый район.

Полярный район находится под влиянием трех естественных синоптических областей. На него оказывают влияние основные центры действия атмосферы: на западе, в атлантико-евразийском секторе полушария, — исландский минимум и азорский максимум, азиатский циклон летом и антициклон зимой; на востоке, в тихоокеано-американском секторе, — алеутский минимум и гавайский максимум.

При анализе и диагнозе крупномасштабных процессов 2017 г. 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), 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.

Оценка пространственно-временной изменчивости процессов производилась средствами комплексного аэросиноптического анализа термобарических полей в толще тропосферы путем выделения квазиоднородных циркуляционных периодов с однонаправленным развитием крупномасштабных процессов по классификации Г.Я. Вангенгейма — А.А. Гирса. В соответствии с данной классификацией для атлантико-евразийского сектора выделяются три основных состояния атмосферы: зональные процессы с термобарическими волнами малой амплитуды — W (западная) форма циркуляции и два типа меридиональных процессов с волнами большой амплитуды — C (меридиональная) и E (восточная) формы циркуляции. Соответственно во втором, тихоокеано-американском секторе выделяются также три типа процессов — западный Z и меридиональные M_1 и M_2 .

Для анализа межгодовой изменчивости макросиноптических процессов и их влияния на развитие гидрологических процессов в океане также использовался индекс арктической осцилляции. Индекс отражает состояние циркумполярного вихря (ЦПВ) и связанных с ним преобладающих зональных потоков воздушных масс.

Повторяемость форм (число дней) и типов циркуляции и ее отклонение от нормы в 2017 г.

Повторяемость	Индекс циркуляции атмосферы					
	Форма			Тип		
	<i>W</i>	<i>C</i>	<i>E</i>	<i>З</i>	<i>М</i> ₁	<i>М</i> ₂
Годовое значение	138	95	132	99	130	136
Аномалия	11	2	–13	–30	30	0

Поскольку индекс характеризует интенсивность воздушных потоков, осредненных по большому району, то в ряде случаев он не отражает географической ориентации центра ЦПВ и положения высотной фронтальной зоны (ВФЗ), по которой смещаются фронтальные циклоны и антициклоны. В связи с этим в настоящем обзоре применение индекса ограничено использованием его в анализе межгодовой изменчивости атмосферных и гидрологических условий в Арктике.

В результате мониторинга процессов различного пространственно-временного масштаба с января по декабрь 2017 г. были выявлены следующие особенности их развития.

Фоновые особенности развития атмосферных процессов в 2017 г. представлены в виде годовых и среднемесячных значений повторяемости (число дней) основных форм и типов циркуляции по классификации Г.Я. Вангенгейма — А.А. Гирса (табл. 1.1.1, рис. 1.1.1 и 1.1.2), а также карт среднегодовых полей геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, приземных значений давления и температуры воздуха и их аномалии (рис. 1.1.3 — 1.1.7). Расчеты аномалий метеорологических показателей проводились относительно рекомендованного ВМО стандартного периода 1961—1990 гг.

В первом секторе Северного полушария в течение 2017 г. отмечались частые перестройки в направленности развития крупномасштабных атмосферных процессов (см. рис. 1.1.1). В целом за год наиболее велика повторяемость процессов западной (*W*) формы циркуляции. По сравнению с 2016 г. она увеличилась на 35 дней и превысила многолетнюю норму на 11 дней. Наибольшая повторяемость процессов западной формы отмечалась в холодный период года (октябрь — март).

Во втором секторе в целом за 2017 г. наблюдалась высокая повторяемость меридиональных процессов типов *М*₁ и *М*₂. Повторяемость процессов типа *М*₁ превысила многолетнюю норму на 30 дней. Наибольшая повторяемость данных процессов отмечалась в период февраль — май и в ноябре. В период июнь — сентябрь и в декабре была велика повторяемость разновидности меридиональных процессов типа *М*₂, однако в целом за 2017 г. она уменьшилась по сравнению с 2016 г. на 45 дней и оказалась близка к норме.

Повторяемость зональных процессов была устойчиво ниже нормы и превысила средние многолетние значения только в январе и октябре.

В средней тропосфере, на изобарической поверхности 500 гПа, центр планетарного циркумполярного вихря в периоды январь — март и июль — сентябрь находился вблизи своего многолетнего положения. В период апрель — июнь центр находился над районом Карского моря и Таймыра. В период октябрь — декабрь ЦПВ имел два центра — над Канадой и Восточной Сибирью. В этот период полярный район Арктики часто находился под влиянием высотных гребней антициклонов.

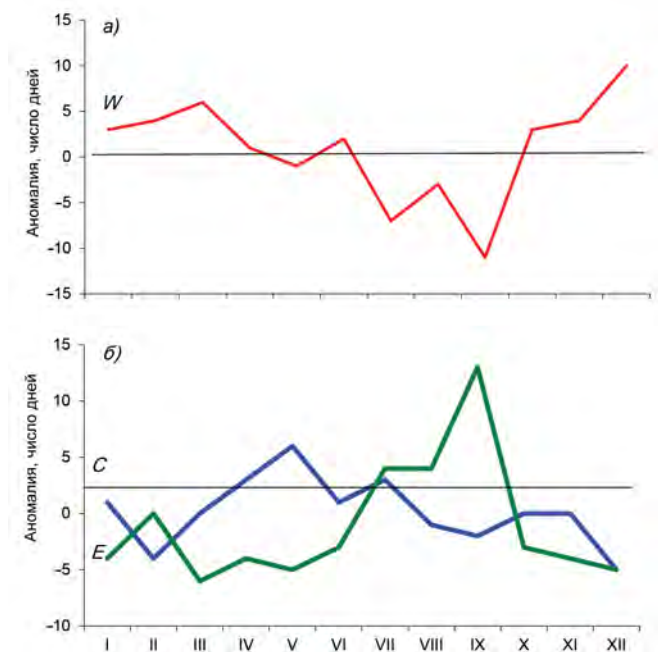


Рис. 1.1.1. Годовой ход среднемесячных аномалий числа дней зональной (а) и меридиональных (б) форм циркуляции в атлантико-евразийском секторе в 2017 г.
W — западная (зональная) форма, C — меридиональная форма, E — восточная (меридиональная) форма.

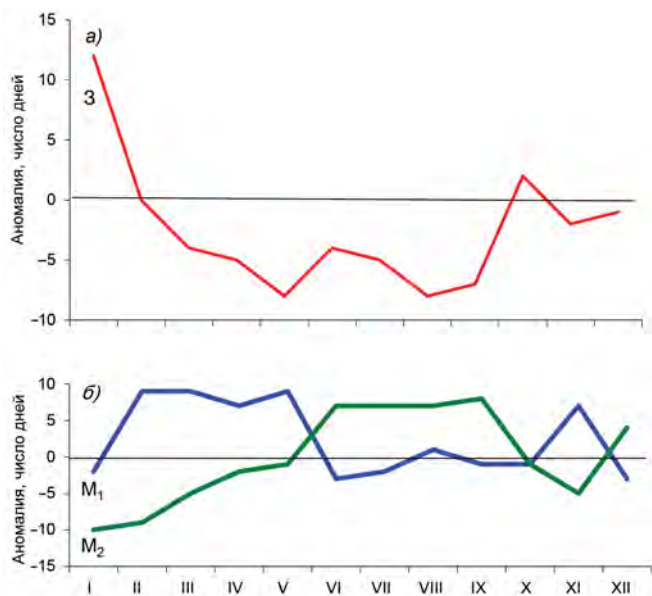


Рис. 1.1.2. Годовой ход среднемесячных аномалий повторяемости зональной (а) и меридиональных (б) форм циркуляции в тихоокеано-американском секторе в 2017 г.
З — зональная форма, M₁ — первая меридиональная форма, M₂ — вторая меридиональная форма.

Под влиянием длинных термобарических волн на периферии высотного полярного вихря от месяца к месяцу происходило изменение его структуры, системы тропосферных ВФЗ и траекторий циклонов в системе исландского и алеутского минимумов.

Так, в атлантико-евразийском секторе Северного полушария в периоды январь — март и июль — сентябрь ВФЗ в 2017 г. располагалась чаще севернее своего многолетнего положения. В результате повторяемость случаев смещения циклонов в системе исландского минимума в полярный район Арктики по более высокоширотным траекториям была выше нормы. В периоды апрель — июнь и октябрь — декабрь полярный район находился под влиянием высотных гребней, под которыми в приземном поле формировались устойчивые обширные антициклоны. ВФЗ располагалась чаще южнее своего многолетнего положения, и циклоны в системах исландского минимума смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям, не оказывая существенного влияния на полярный район Арктики.

В тихоокеано-американском секторе Северного полушария в первое полугодие циклоны смещались по ВФЗ преимущественно низкоширотными траекториями. В дальнейшем, в период июль — декабрь, ВФЗ располагалась севернее своего многолетнего положения и циклоны в системе алеутского минимума смещались по высокоширотным траекториям в восточный сектор полярного района Арктики.

Средние значения геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа и его аномалии за 2017 г. представлены на рис. 1.1.3 и 1.1.4.

По сравнению с 2016 г. в 2017 г. произошла перестройка в направленности крупномасштабных атмосферных процессов в двух секторах Северного полушария.

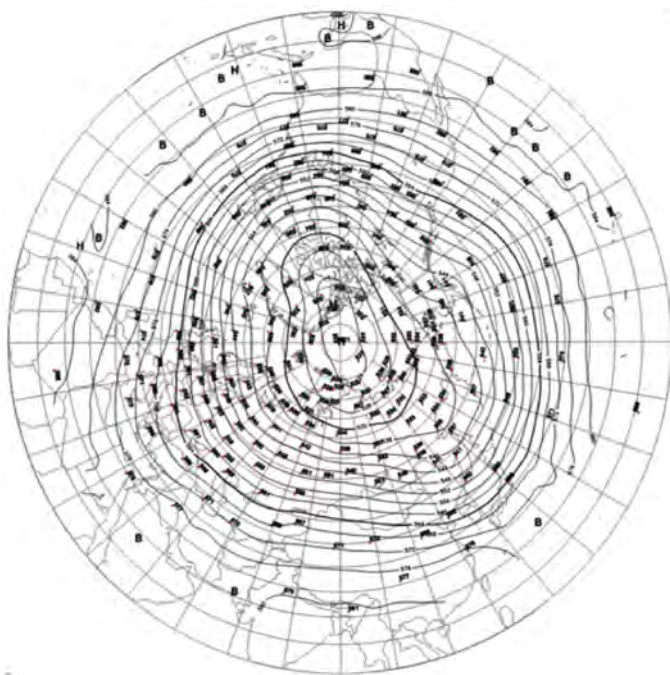


Рис. 1.1.3. Поле среднего геопотенциала (дам) изобарической поверхности 500 гПа за период январь — декабрь 2017 г.

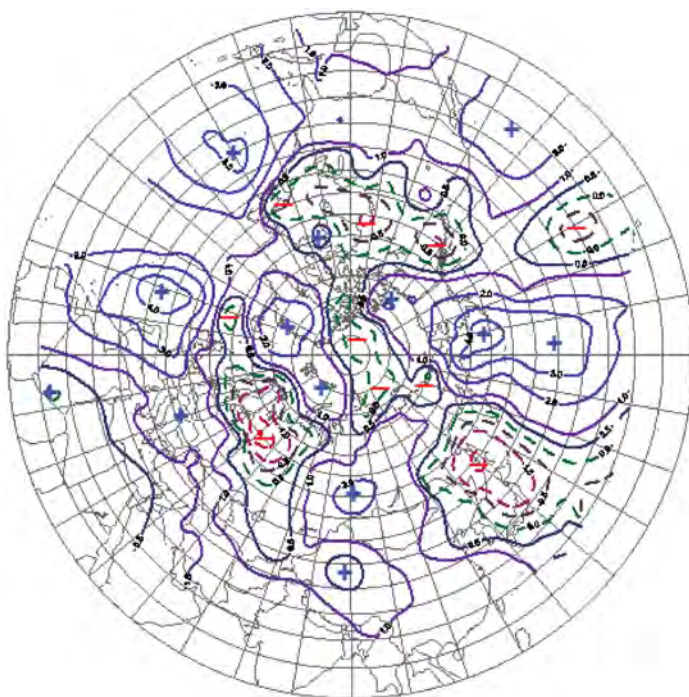


Рис. 1.1.4. Поле средней аномалии геопотенциала (дам) на изобарической поверхности 500 гПа за период январь — декабрь 2017 г.

В приземном поле фон давления в районе исландского минимума был близок к норме. Центр исландского минимума располагался чаще в районе своего среднего многолетнего положения. Его генеральная ложбина была направлена не в центральный полярный район Арктики, как в 2016 г., а на акваторию Баренцева и Карского морей. Под влиянием циклонов с Северной Атлантики устойчивый антициклон в районе Западной Сибири сместился к юго-востоку, и фон давления в этом районе сменил знак аномалии с положительного на отрицательный.

Под влиянием гребней арктического и тихоокеанского антициклонов в районе алеутского минимума сформировался фон давления выше нормы. Среднегодовая положительная аномалия давления в районе Берингова моря составила 1—3 гПа. При ослаблении циклонической деятельности в районе Берингова моря в 2017 г. по сравнению с 2016 г. знак среднегодовой аномалии давления сменился на противоположный — от отрицательных значений к положительным. Среднегодовое повышение давления по сравнению с предшествующим годом составило от 3 до 5 гПа. Центр алеутского минимума располагался чаще западнее своего среднего многолетнего положения. Его ложбина была ориентирована на северо-восток, в полярный район Арктики.

В 2017 г. циклоны в системе исландского и алеутского минимумов смещались в Арктику чаще по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям, что способствовало формированию отрицательных среднегодовых значений аномалии давления в Арктике (рис. 1.1.5 и 1.1.6).

Отмеченные особенности в направленности крупномасштабных атмосферных процессов в системе ОЦА Северного полушария во многом предопределили адвективно-динамические особенности, сложившиеся в полярном районе Арктики в 2017 г.

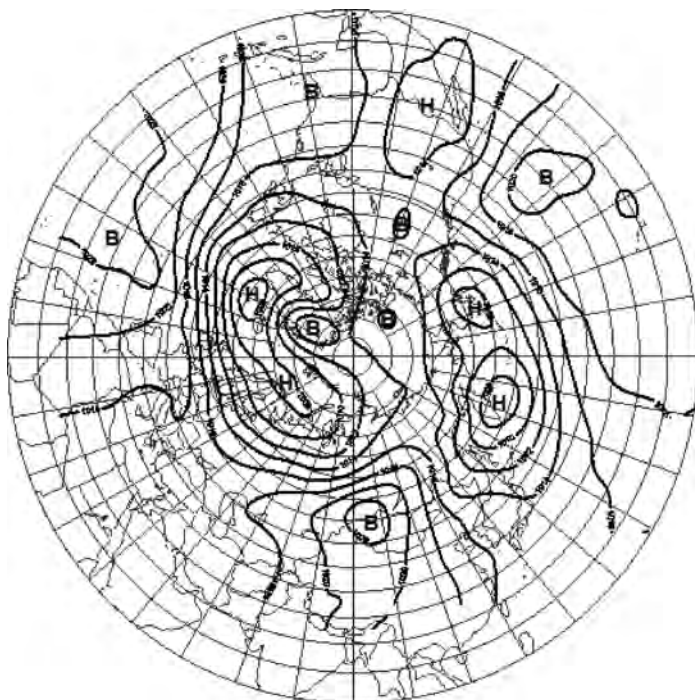


Рис. 1.1.5. Поле среднего приземного давления (гПа) за период январь — декабрь 2017 г.

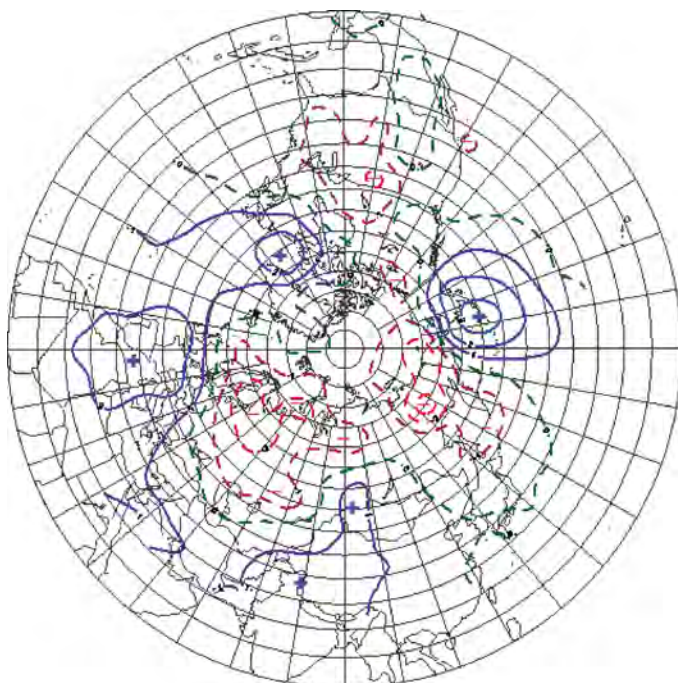


Рис. 1.1.6. Поле средней аномалии приземного давления (гПа) за период январь — декабрь 2017 г.

Характерные для текущей циркуляционной стадии развития крупномасштабных атмосферных процессов более высокоширотные по сравнению с нормой траектории циклонов, особенно во втором секторе Северного полушария, способствовали сохранению адвекции теплых воздушных масс и формированию в течение 2017 г. устойчивого фона с положительными аномалиями температуры воздуха в полярном районе Арктики.

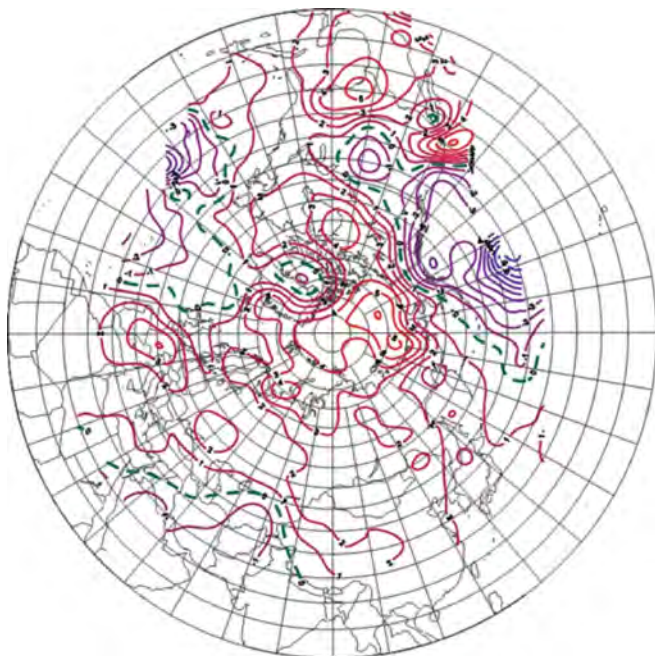


Рис. 1.1.7. Поле средней аномалии приземной температуры воздуха (°C) за период январь — декабрь 2017 г.

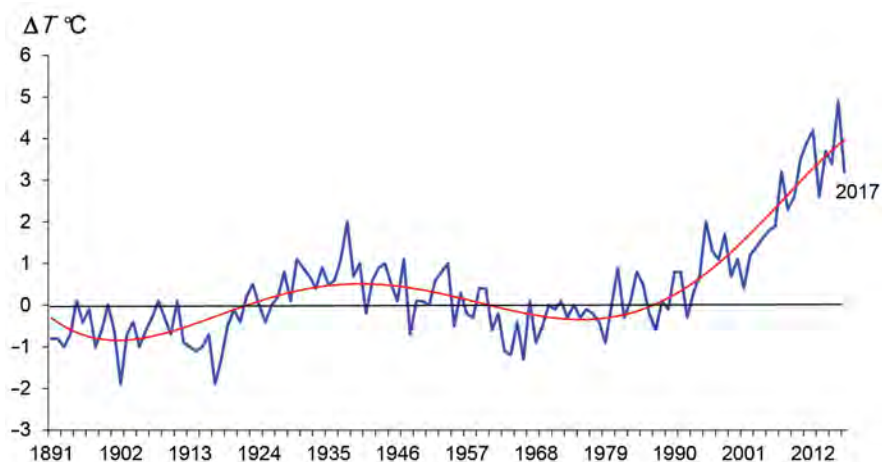


Рис. 1.1.8. Значения среднегодовой аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70—85° с.ш. (1891—2017 гг.).

Наиболее крупные среднегодовые положительные аномалии температуры воздуха в 2017 г. отмечались в восточном секторе полярного района, где значения аномалии составили более 5—6 °С (рис. 1.1.7). Этот район внес наибольший вклад в формирование высокого температурного фона полярного района в 2017 г.

В среднем по полярному району положительная аномалия температуры воздуха в 2017 г. составила 3,2 °С, что значительно ниже (на 1,7 °С) экстремального значения, наблюдавшегося в 2016 г. (рис. 1.1.8).

Резкое понижение температурного фона в 2017 г. во многом было предопределено более частым, чем в 2016 г., смещением к югу траекторий циклонов в системе исландского минимума. Как ранее было отмечено, низкоширотные траектории смещения циклонов отмечались в периоды январь — март и июль — сентябрь.

Структурный анализ внутригодовых и внутримесячных особенностей развития атмосферных процессов в 2017 г. проводился по комплексу метеорологических характеристик (форма, тип циркуляции и их разновидности, направление воздушных потоков, давление и температура воздуха и их аномалии) за различные периоды осреднения, как календарные, так и по естественным стадиям перестройки процессов различного временного масштаба.

Анализ развития процессов показал, что в 2017 г. отмечались частые изменения направленности развития крупномасштабных атмосферных процессов от месяца к месяцу. Внутри года выделен ряд стадий с однонаправленным развитием процессов, каждая из которых характеризуется разновидностью форм и типов циркуляции атмосферы в атлантико-евразийском и тихоокеано-американском секторах Северного полушария.

Схема развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов в Северном полушарии с января по декабрь 2017 г. по среднемесячным данным выглядит следующим образом:

январь (W_3) → февраль ($W+E$)_{M₁} → март (W)_{M₁} →
апрель ($C+W$)_{M₁} → май (C)_{M₁} → июнь ($C+W$)_{M₁} →
июль ($E+C$)_{M₁} → август (E)_{M₂+M₁} → сентябрь (E)_{M₂} →
октябрь (W)₃ → ноябрь (W)_{M₁} → декабрь → (W)_{M₂}

На рис. 1.1.9 представлен годовой ход среднемесячных значений аномалии давления в центральном полярном районе Арктики.

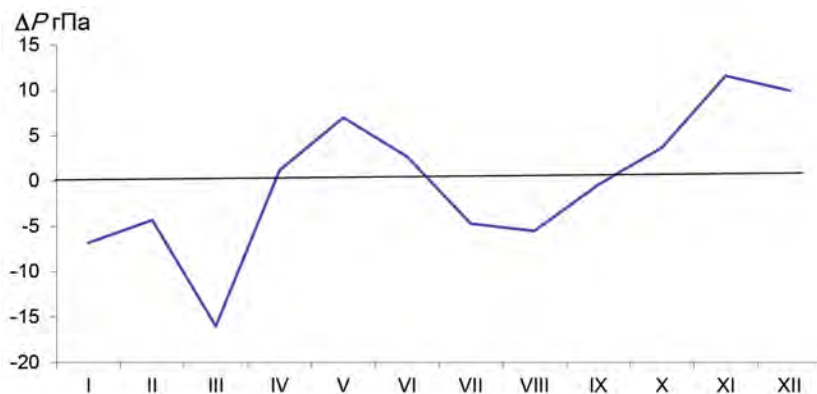


Рис. 1.1.9. Годовой ход среднемесячных значений аномалии давления в центральном полярном районе Арктики в 2017 г. .

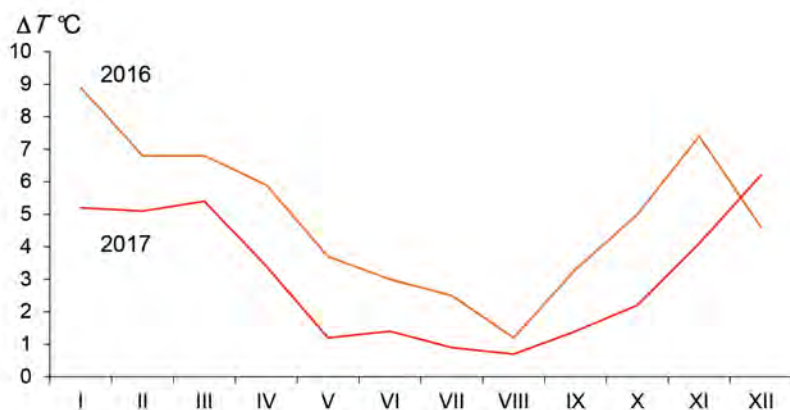


Рис. 1.1.10. Годовой ход среднемесячных значений аномалии температуры воздуха (°C) в широтном поясе 70—85° с.ш. в 2016 и 2017 гг.

В тенденциях изменения давления и температуры воздуха в полярном районе Арктики выделяется четыре периода.

В периоды январь — март и июль — сентябрь в Арктике отмечалась активная циклоническая деятельность, что обусловило формирование фона давления ниже нормы.

В периоды апрель — июнь и октябрь — декабрь полярный район находился под влиянием антициклонов, что предопределило формирование фона давления в Арктике устойчиво выше нормы.

Внутригодовые изменения среднемесячных значений аномалии температуры воздуха в Арктике в широтном поясе 70—85° с.ш. в 2017 г. представлены на рис. 1.1.10.

Во всех месяцах 2017 г. преобладал фон температуры выше нормы. Основные внутригодовые тенденции температурного фона в полярном районе в 2017 г. были близки к соответствующим характеристикам 2016 г. Исключение составил декабрь, когда температура оказалась выше, чем в 2016 г. (см. рис. 1.1.10).

Наибольшие значения положительной аномалии температуры воздуха были обусловлены влиянием циклонов с Северной Атлантики и Тихого океана в холодные месяцы года (январь — март и ноябрь — декабрь).

Отмеченные тенденции изменения фона температуры воздуха в течение 2017 г. в целом согласуются со сменой направленности крупномасштабных атмосферных процессов, обусловленных различными траекториями фронтальных циклонов и преобладающим направлением воздушных потоков в полярный район Арктики.

Более подробно основные особенности развития и перестройки синоптических процессов в каждом месяце 2017 г. описаны ниже.

В **январе** основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа находился в приполюсном районе у своего многолетнего положения. Две его высотные ложбины были ориентированы на районы канадского сектора Арктики и на район Охотского моря.

В *первом (атлантико-евразийском) секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов западной формы циркуляции.

Циклоны с Северной Атлантики под влиянием гребня азорского антициклона смещались преимущественно высокоширотными траекториями в полярный район

Арктики. Фон давления в данном секторе был значительно ниже нормы, и в среднем за месяц отрицательные аномалии достигали 8—12 гПа.

При устойчивых западных и юго-западных направлениях воздушных потоков сформировался фон температуры воздуха выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 10—12 °С) отмечались в районе северо-восточной части Карского моря.

Во *втором (тихоокеано-американском) секторе* аномально повышенную повторяемость имели зональные процессы. Характерной особенностью развития данного макропроцесса явилось усиление гребня азиатского антициклона и влияние его на акваторию Охотского и Берингова морей.

Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались в широтном направлении по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям, южнее алеутских островов, и не оказывали существенного влияния на рассматриваемый сектор полярного района Арктики. При преобладающих воздушных потоках юго-западного и юго-восточного направлений сформировался температурный фон выше нормы на 4—6 °С.

В *феврале* произошло формирование в толще тропосферы гребня над Западной Европой. Под его влиянием произошло смещение высотной фронтальной зоны севернее ее многолетнего положения. Основной центр циркумполярного вихря на изобарической поверхности 500 гПа сместился из приполюсного района в канадский сектор Арктики.

В *первом секторе* в феврале отмечалось сочетание западной и восточной форм циркуляции. При усилении гребня над Европой циклоны в системе исландского минимума смещались по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Фон давления в западных морях повысился до положительных аномалий.

При ослаблении западных потоков в Арктику фон температуры воздуха с положительными аномалиями в районе Карского и Баренцева морей понизился по сравнению с январем на 3—6 °С.

Во *втором секторе* произошла перестройка в направленности процессов от зонального типа циркуляции к меридиональному типу M_1 .

Особенностью процессов данного месяца явилось смещение арктического антициклона к востоку. Фон давления повысился на 5—7 гПа. Циклоны в системе алеутского минимума смещались по низкоширотным траекториям и не оказывали существенного влияния на полярный район.

При антициклоническом режиме погоды фон температуры воздуха при сохранении положительных аномалий понизился на 2—3 °С.

В *марте* положение основного центра ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа чаще соответствовало среднему многолетнему. Отмечалось ослабление влияния высотных блокирующих гребней антициклонов на полярный район. В толще тропосферы преобладали устойчивые зональные воздушные потоки.

В *первом секторе* преобладали процессы западной формы циркуляции. Глубокие циклоны с Северной Атлантики сериями смещались по высокоширотным траекториям в центральный полярный бассейн. Под их влиянием в Арктике формировались значительные отрицательные аномалии давления со средними месячными значениями в приполюсном районе менее 18 гПа.

Фон температуры воздуха сохранился выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии температуры сформировались под влиянием теплого сектора циклонов в районе Карского моря и составили 10—14 °С.

Во *втором секторе* направленность атмосферных процессов при высокой повторяемости типа циркуляции M_1 сохранилась. Как и в феврале, циклоны в системе алеутского минимума продолжали смещаться по низкоширотным траекториям южнее алеутских островов и не оказывали влияния на метеорологические условия полярного района. Фон температуры по сравнению с февралем понизился на 2 °С.

В *апреле* основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа располагался в районе Карского моря. Полярный район Арктики находился под влиянием высотных гребней с Северной Атлантики и Тихого океана, которые блокировали выходы циклонов в полярный район Арктики.

В *первом секторе* отмечалось сочетание крупномасштабных атмосферных процессов меридиональной и западной форм циркуляции.

В полярном районе располагался устойчивый антициклон, гребень которого часто взаимодействовал с гребнем азорского антициклона над районом Северной Атлантики. Фон давления в Арктике был выше нормы на 2 гПа. Циклоны в системе исландского минимума смещались по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям по континентальной территории европейской части России на район Западной Сибири.

Под влиянием устойчивой адвекции теплых воздушных масс с континентальной части Евразии в Арктике преобладали крупные положительные аномалии температуры воздуха, достигавшие 5—8 °С.

При воздушных потоках юго-восточного направления в восточной части циклонов в Арктике преобладала адвекция теплых воздушных масс с континента Евразии. Фон температуры воздуха был значительно выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры (до 5—7 °С) отмечались в районе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря.

Во *втором секторе* аномально повышенную повторяемость сохранили крупномасштабные меридиональные процессы типа M_1 . Особенностью процессов данного месяца явилось усиление арктического антициклона над восточной частью Америки. Фон давления в данном секторе Арктики был выше нормы на 4—6 гПа.

Под влиянием циклонов с Тихого океана в западной, теплой части антициклона преобладала адвекция теплых воздушных масс с юга. Сформировался температурный фон выше нормы на 1—4 °С.

В *мае* пространственная ориентация основного центра ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа, а также высотных гребней и ложбин сохранилась. Отличительной особенностью по сравнению с апрелем стало усиление высотного гребня в восточной части Северной Атлантики, который способствовал усилению меридионального воздухообмена в толще тропосферы в атлантико-евразийском секторе Северного полушария.

В *первом секторе* произошло усиление меридиональной (С) формы циркуляции атмосферы. Над континентальной частью Западной Европы располагался устойчивый антициклон, гребень которого был ориентирован на север, где он часто взаимодействовал с арктическим антициклоном. Неглубокие циклоны в системе исландского минимума проходили через акваторию Норвежского и Баренцева мо-

рей и далее смещались с меридиональной составляющей в южном и юго-восточном направлении на район Урала и Западной Сибири. Фон давления с положительными аномалиями в приполюсном районе и районе западных морей повысился на 3—4 гПа. При формировании воздушных потоков северо-восточного направления фон температуры воздуха в данном секторе Арктики понизился, и аномалия температуры воздуха сменила знак от положительных значений к отрицательным.

Во *втором секторе* направленность крупномасштабных атмосферных процессов типа M_1 и основные метеорологические параметры сохранились.

В *июне* основной центр ЦПВ сместился из района Таймыра на север моря Лаптевых. По сравнению с маем произошло ослабление блокирующего высотного гребня в восточной части Северной Атлантики и усиление зональных воздушных потоков в толще тропосферы в атлантико-евразийском секторе Северного полушария.

В *первом секторе* наибольшую повторяемость имели разновидности меридиональных процессов западной (W) и меридиональной (C) форм циркуляции. Циклоны с Северной Атлантики чаще, чем в мае, смещались в широтном направлении по континентальной части Евразии. Произошло ослабление арктического антициклона и смещение его центра к востоку.

По сравнению с маем в западном секторе произошла смена знака барического поля от антициклонического к циклоническому. Фон давления понизился: знак аномалий изменился с положительного на отрицательный.

Отмечалось усиление адвекции теплых воздушных масс и формирование фона температуры воздуха с положительными аномалиями.

Во *втором секторе* сохранилось преобладание меридиональных процессов типов M_1 и M_2 . Циклоны в системе алеутского минимума смещались на континентальную часть Америки по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям.

Фон давления был выше нормы на 2—4 гПа. Воздушные потоки преимущественно восточного и юго-восточного направлений обусловили адвекцию теплых воздушных масс и положительные аномалии температуры воздуха.

В *июле* основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сместился к приполюсному району. Его высотная ложбина была ориентирована на район Канады. Существенным отличием по сравнению с предыдущим месяцем стало смещение высотного гребня с Северной Атлантики на район Урала и Западной Сибири.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов восточной и меридиональных форм циркуляции.

Под влиянием блокирующего гребня антициклона над Карским морем и Уралом основная циклоническая деятельность отмечалась на севере Европы и над полярным районом. Фон давления в приатлантическом и в приполюсном районах был ниже нормы. Исключение составил район Карского моря, где устойчивый антициклон сформировал положительные аномалии давления, которые составили 2—5 гПа.

Фон температуры воздуха был выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 5—6 °C) отмечались в районе юго-западной части Карского моря и юго-восточной части Баренцева моря.

Во *втором секторе* аномально повышенную повторяемость сохранили крупномасштабные процессы меридиональных типов циркуляции M_1 и M_2 . Особенностью

процессов данного месяца стали усиление антициклона над Тихим океаном и влияние его гребня на побережье Америки, где отмечалось повышение фона давления с изменением знака аномалии с отрицательного на положительный.

Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались в полярный район по высокоширотным траекториям. Фон давления в данном секторе Арктики был ниже нормы на 2—5 гПа.

Под частым влиянием тыловой части проходящих циклонов и отхода воздушных потоков к северо-западным направлениям температурный фон по сравнению с июнем понизился. Наиболее значимое понижение температуры отмечалось в районе моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря, где фон температуры воздуха в июле понизился до отрицательных аномалий.

В *августе* основной центр ЦПВ находился над Полюсом. В приземном поле под ним сформировался обширный циклон. Отличием по сравнению с предыдущим месяцем явилось влияние высотного гребня гавайского антициклона на континентальную часть Америки.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость процессов восточной формы циркуляции. Гребень азорского антициклона был ориентирован на континентальную часть Евразии. Циклоны с Северной Атлантики смещались по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась в районе Полюса.

Фон давления в этом секторе Арктики устойчиво сохранялся ниже нормы. Максимальные отрицательные аномалии давления (до 5—6 гПа) отмечались в приполюсном районе.

Под частым влиянием тыловой части проходящих циклонов фон температуры воздуха во всех районах данного сектора Арктики понизился. В районах Полюса, моря Лаптевых и северо-восточной части Карского моря преобладали незначительные отрицательные аномалии температуры. В остальных районах сохранились положительные аномалии температуры.

Во *втором секторе* преобладали разновидности меридиональных процессов типов M_1 и M_2 . Особенностью процессов данного месяца стали усиление гавайского антициклона и влияние его гребней на районы Охотского и Берингова морей, а также на континентальную часть Америки. Вследствие этого циклоны в системе алеутского минимума смещались в полярный район по высокоширотным траекториям. Фон давления был ниже нормы.

При воздушных потоках южных направлений сформировался температурный фон выше нормы.

В *сентябре* основной центр ЦПВ сместился из приполюсного района в канадский сектор Арктики. На изобарической поверхности 500 гПа ось высотного гребня, блокирующего западный перенос воздушных масс в толще тропосферы Северного полушария, располагалась над Европой и западным сектором Арктики, где в приземном поле наблюдался устойчивый обширный антициклон.

В *первом секторе* наиболее велика была повторяемость процессов восточной (E) формы циркуляции, которая составила 22 дня. Под влиянием блокирующего гребня антициклона над Европой давление на акватории всех морей западного сектора Арктики повысилось от отрицательных до крупных положительных аномалий со значениями до 10—12 гПа. Неглубокие циклоны с Северной Атлантики смеща-

лись по высокоширотным траекториям через приполюсный район в восточный сектор Арктики.

При устойчивых потоках с западной составляющей фон температуры воздуха повысился и во всех районах превысил норму. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры, отмечавшиеся в районе Гренландского, Норвежского и Баренцева морей, составили 3—4 гПа.

Во *втором секторе* преобладание получили меридиональные процессы типа M_2 . Под влиянием гребня гавайского антициклона циклоны в системе алеутского минимума смещались по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям в восточный сектор полярного района Арктики. Фон давления был ниже нормы.

Преобладали воздушные потоки преимущественно юго-восточного направления с частыми отходами к северо-востоку, которые обусловили адвекцию теплых воздушных масс и положительные аномалии температуры воздуха в морях Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта.

В *октябре* на изобарической поверхности 500 гПа ЦПВ имел два центра — в районах моря Лаптевых и севера Канады. Полярный район находился под влиянием высотного гребня антициклона, под которым в приземном поле сформировался обширный антициклон, блокировавший выходы циклонов в район Арктики.

В *первом секторе* отмечалась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов западной формы циркуляции.

Над полярным районом и континентальной частью Азии располагались обширные антициклоны. Циклоны в системе исландского минимума смещались по континентальной части Европы и не оказывали существенного влияния на полярный район. Фон давления в приполюсном районе был выше нормы.

При воздушных потоках юго-западного и юго-восточного направлений в западном секторе Арктики сформировался фон температуры воздуха выше нормы на 2—5 °С.

Во *втором секторе* произошла перестройка в направленности крупномасштабных процессов от меридионального типа M_2 к зональному типу циркуляции.

Особенностью процессов данного месяца явилось усиление антициклона над Тихим океаном. Под его влиянием циклоны в системе алеутского минимума смещались по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям в Арктику. Фон давления в данном секторе Арктики был ниже нормы.

При воздушных потоках с южной составляющей преобладал фон температуры воздуха выше нормы на 3—5 °С.

В *ноябре* основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа сохранил свое положение в районе Канады. Отличием по сравнению с предыдущим месяцем явилось усиление влияния на приполюсный район высотного гребня антициклона со стороны Северной Атлантики, где в приземном поле преобладал устойчивый антициклон.

В *первом секторе* сохранилась повышенная повторяемость процессов западной формы циркуляции. Циклоны с Северной Атлантики смещались на Европу. Далее их продвижение в Азию было блокировано гребнями арктического и континентального антициклонов.

Над данным сектором Арктики преобладал антициклонический характер погоды с устойчивыми положительными аномалиями давления. Максимальные зна-

чения аномалии давления (до 10—15 гПа) отмечались в районе северо-восточной части Карского моря.

Под влиянием теплой части антициклона фон температуры воздуха сохранился выше нормы. Наиболее высокие значения положительной аномалии температуры (до 4—6 °С) отмечались на акватории Баренцева и Карского морей.

Во *втором секторе* произошла перестройка процессов от зональной циркуляции к меридиональной.

Особенностью перестройки процессов в данном секторе явилось усиление антициклона над Тихим океаном. Под влиянием гребня антициклона над Беринговым морем циклоны в системе алеутского минимума смещались в Арктику по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. Преобладал фон давления ниже нормы.

При воздушных потоках южного и юго-восточного направлений сформировался температурный фон значительно выше нормы. Наиболее высокие значения положительной аномалии температуры воздуха (до 8—10 °С) отмечались на акватории Чукотского и Восточно-Сибирского морей.

В *декабре* основной центр ЦПВ на изобарической поверхности 500 гПа располагался в районе Канады. Полярный район Арктики находился под влиянием высотных гребней с Северной Атлантики и Американского континента, которые блокировали выходы циклонов в полярный район Арктики.

В *первом секторе* сохранялась повышенная повторяемость крупномасштабных атмосферных процессов западной формы циркуляции. Циклоны с Северной Атлантики сериями смещались на Европу по более низкоширотным по сравнению с нормой траекториям. Наиболее активная циклоническая деятельность отмечалась над Норвежским, Баренцевым и Карским морями, где преобладали отрицательные аномалии давления.

В полярном районе располагался устойчивый антициклон, который сформировал фон давления выше нормы со значениями аномалий 8—10 гПа.

При воздушных потоках юго-западного и южного направлений сформировался фон температуры воздуха выше нормы. Наиболее крупные положительные аномалии среднемесячной температуры воздуха (до 10 °С) отмечались в районе юго-западной части Карского моря.

Во *втором секторе* произошла перестройка в направленности меридиональных атмосферных процессов от типа циркуляции M_1 к типу M_2 . Особенностью данной перестройки явилось смещение оси блокирующего гребня антициклона с центрального района Тихого океана на побережье Америки. Циклоны в системе алеутского минимума оказывали влияние на Аляску и акваторию моря Бофорта, где произошло усиление адвекции теплых воздушных масс с Тихого океана. При устойчивых воздушных потоках южного направления сформировался фон температуры воздуха с крупными положительными аномалиями (10—12 °С).

Проведенный анализ показал, что характерный для текущей циркуляционной стадии развития атмосферных процессов высокий температурный фон в 2017 г. сохранился. Однако важно отметить, что в целом по полярному району фон температуры воздуха понизился на 1,9 °С по сравнению с экстремально высоким фоном в 2016 г.

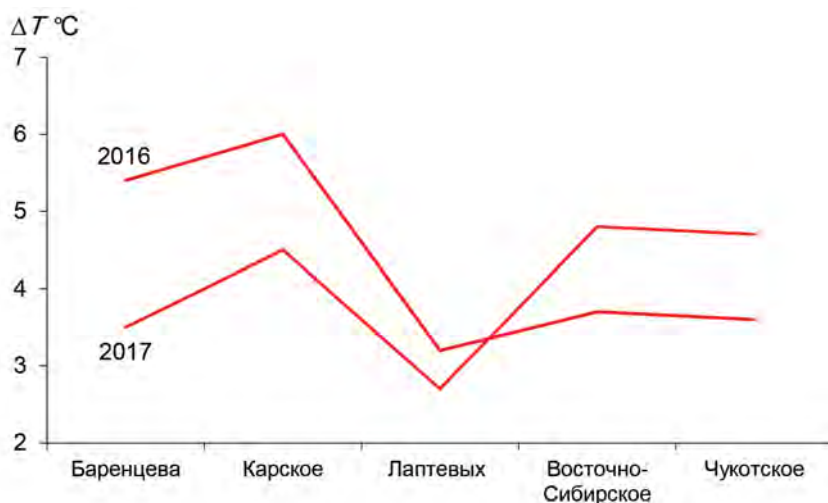


Рис. 1.1.11. Средние годовые значения аномалии температуры воздуха (°C) для акваторий арктических морей Евразии в 2016 и 2017 гг.

Положительный фон температуры воздуха сохранился также на акватории всех морей Арктики. В 2017 г. наиболее значительные положительные аномалии температуры воздуха отмечались в районах Восточно-Сибирского и Чукотского морей, причем они существенно превысили аномалии предшествующего года. Выше отмечалось, что в 2017 г. наиболее высокие значения положительных аномалий температуры воздуха (до 7—12 °C) наблюдались в указанных районах в холодный период года.

На акватории западных морей (Баренцево, Карское и Лаптевых) в 2017 г. отмечалось значительное понижение температурного фона по сравнению с предшествующим годом.

Наиболее низкие значения положительных аномалий температуры воздуха отмечались в районе моря Лаптевых.

Изменение среднегодовых значений аномалии температуры воздуха в 2017 г. по акватории морей российской Арктики в сравнении с данными за 2016 г. приводится на рис. 1.1.11.

Анализ структурных особенностей циркуляции атмосферы внутри каждого месяца 2017 г. проводился по естественным стадиям однонаправленного развития процессов — по 26 разновидностям элементарных синоптических процессов (ЭСП) атлантико-евразийского сектора Северного полушария, процессы которого являются определяющими для перестройки циркуляции атмосферы в полярном районе Арктики.

Анализ показал, что для каждого месяца характерна значительная повторяемость перестройки процессов. Переходы от одного ЭСП к другому сопровождались сменой знака барических полей и направления преобладающих воздушных потоков, что было обусловлено крупномасштабной перестройкой атмосферных процессов в двух секторах Северного полушария. Разновидности основных форм циркуляции в атлантико-евразийском секторе полушария с типами циркуляции в тихоокеано-американском секторе полушария для каждого ЭСП с января по декабрь 2017 г. представлены в табл. 1.1.2.

**Каталог макросиноптических процессов по классификации Вангенгейма — Гирса
с января по декабрь 2017 г. с внутримесячной детализацией атмосферных процессов
по элементарным синоптическим процессам (ЭСП)**

<i>Январь</i>			<i>Февраль</i>			<i>Март</i>		
ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А
1—3	С	М ₁	1—2	Е	М ₂	1—4	W	М ₁
4—5	Е	3	3—5	Е	М ₂	5—7	Е	М ₁
6—8	Е	М ₁	6—10	Е	М ₂	8—9	W	3
9—12	W	М ₂	11—13	Е	М ₁	10—12	С	М ₂
13—16	Е	3	14—15	С	3	13—16	W	М ₂
17—19	W	3	16—19	W	3	17—19	W	3
20—23	С	3	20—24	W	М ₁	20—23	Е	М ₂
24—25	W	М ₂	25—28	W	М ₁	24—26	W	М ₁
26—31	W	3				27—31	С	М ₁
Итого	W 15 (3) С 7 (1) Е 9 (–4)	3 19 (11) М ₁ 6 (0) М ₂ 6 (–11)	Итого	W 13 (4) С 2 (–4) Е 13 (0)	3 6 (0) М ₁ 12 (8) М ₂ 10 (–8)	Итого	W 16 (6) С 8 (0) Е 16 (6)	3 5 (–5) М ₁ 15 (9) М ₂ 11 (–4)
<i>Апрель</i>			<i>Май</i>			<i>Июнь</i>		
ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А
1—4	W	М ₁	1	Е	М ₁	1—4	С	3
5—6	С	М ₂	2—6	С	М ₂	5—6	W	М ₂
7—8	W	3	7—9	С	М ₁	7—10	Е	М ₂
9—10	Е	3	10—11	W	М ₁	11—13	W	М ₁
11—14	W	М ₁	12—15	Е	М ₁	14—15	С	М ₁
15—18	С	М ₂	16—18	W	М ₁	16—18	W	М ₂
19—20	С	М ₂	19—20	Е	М ₂	19—20	W	М ₂
21—22	Е	М ₂	21—23	С	3	21—24	С	М ₁
23—25	С	М ₁	24—25	С	М ₁	25—26	W	М ₂
26—28	Е	М ₁	26—28	С	М ₁	27—28	С	М ₁
29—30	Е	М ₁	29—31	W	М ₂	29—30	Е	М ₁
Итого	W 10 (1) С 11 (3) Е 9 (–4)	3 4 (–5) М ₁ 16 (8) М ₂ 10 (–3)	Итого	W 8 (–1) С 16 (6) Е 7 (–5)	3 3 (–8) М ₁ 18 (9) М ₂ 10 (–1)	Итого	W 12 (2) С 12 (1) Е 6 (–3)	3 4 (–4) М ₁ 13 (–3) М ₂ 13 (7)
<i>Июль</i>			<i>Август</i>			<i>Сентябрь</i>		
ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А
1	Е	3	1—3	W	М ₂	1—3	С	3
2—4	W	М ₁	4—6	W	М ₂	4—6	Е	М ₂
5—9	С	М ₂	7—9	Е	М ₂	7—9	Е	3
10—11	Е	М ₁	10—11	Е	М ₁	10—12	Е	3
12—17	Е	М ₁	12—14	Е	М ₁	13—15	Е	М ₂
18—21	С	3	15—17	Е	М ₁	16—18	С	М ₂
22—23	Е	М ₂	18—20	Е	3	19—20	W	М ₁
24—25	С	М ₁	21—23	W	М ₁	21—25	Е	М ₁
26—28	Е	М ₁	24—26	С	М ₁	26—30	Е	М ₂
29—31	С	М ₂	27—29	С	3			
			30—31	Е	М ₂			
Итого	W 3 (–7) С 14 (4) Е 14 (4)	3 5 (–5) М ₁ 16 (–2) М ₂ 10 (7)	Итого	W 9 (16) С 6 (–1) Е 16 (4)	3 6 (–8) М ₁ 14 (1) М ₂ 11 (7)	Итого	W 2 (–11) С 6 (–2) Е 22 (13)	3 9 (–6) М ₁ 7 (–2) М ₂ 14 (8)

Окончание табл. 1.1.2

Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А	ЭСП	А—Е	Т—А
1—3	<i>E</i>	M_1	1—2	<i>C</i>	M_1	1—5	<i>W</i>	3
4—6	<i>W</i>	M_2	3—6	<i>W</i>	M_1	6—7	<i>W</i>	M_2
7—8	<i>W</i>	3	7—8	<i>C</i>	M_2	8—9	<i>E</i>	M_2
9—11	<i>W</i>	3	9—12	<i>W</i>	3	10—13	<i>W</i>	M_2
12—13	<i>W</i>	3	13—15	<i>E</i>	M_2	14—16	<i>W</i>	M_2
14—16	<i>E</i>	3	16—19	<i>W</i>	M_1	17—18	<i>E</i>	3
17—18	<i>W</i>	3	20—21	<i>E</i>	3	19—21	<i>W</i>	3
19—22	<i>C</i>	M_1	22—23	<i>C</i>	M_2	22—25	<i>E</i>	M_2
23—25	<i>E</i>	M_2	24—26	<i>W</i>	M_2	26—27	<i>W</i>	M_2
26—28	<i>W</i>	M_2	27—30	<i>E</i>	3	28—30	<i>E</i>	M_2
29—31	<i>C</i>	3				31	<i>W</i>	M_2
Итого	<i>W</i> 15 (3) <i>C</i> 7 (0) <i>E</i> 9 (–3)	3 18 (2) M_1 4 (–1) M_2 9 (–1)	Итого	<i>W</i> 15 (4) <i>C</i> 6 (0) <i>E</i> 9 (–4)	3 10 (–2) M_1 10 (7) M_2 10 (–5)	Итого	<i>W</i> 20 (10) <i>C</i> 0 (–5) <i>E</i> 11 (–5)	3 10 (0) M_1 0 (–3) M_2 21 (3)

Примечания: 1. ЭСП — элементарный синоптический процесс; А—Е — атлантико-европейский сектор полушария; Т—А — тихоокеано-американский сектор полушария. 2. В скобках приведены значения среднемесячной аномалии повторяемости (число дней) с формами (*W*, *C*, *E*) и типами (3, M_1 , M_2) атмосферной циркуляции.

1.2. МОНИТОРИНГ КЛИМАТА ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

В настоящем разделе приводятся оценки изменения температуры воздуха и количества атмосферных осадков по районам Северной полярной области (СПО) и арктических морей (рис. 1.2.1). Исходными данными послужили данные наблюдений 250 стационарных метеорологических станций.

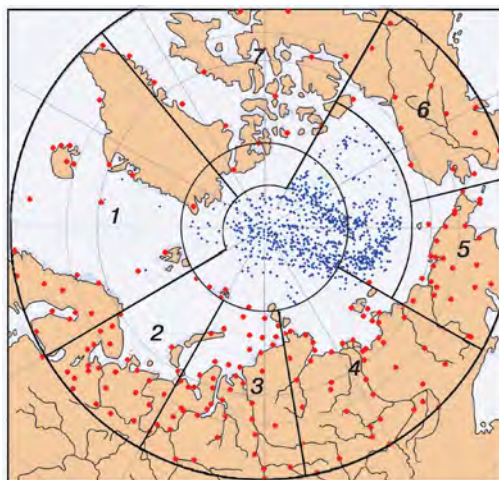


Рис. 1.2.1. Сеть метеорологических станций и границы районов Северной полярной области.

1 — Атлантический, 2 — Североевропейский, 3 — Западно-Сибирский, 4 — Восточно-Сибирский, 5 — Чукотский, 6 — Аляскинский, 7 — Канадский.

Температура воздуха

Основным методом получения пространственноосредненных по территории Северной полярной области и территориям климатических районов аномалий температуры воздуха является метод оптимального осреднения. Оценки аномалий получены относительно рекомендованного ВМО стандартного периода 1961—1990 гг. В качестве сезонов рассматривались: зима (декабрь — февраль), весна (март — май), лето (июнь — август) и осень (сентябрь — ноябрь). За год принимался период с декабря предыдущего года по ноябрь рассматриваемого.

Таблица 1.2.1

**Аномалии ΔT (отклонения от нормы за 1961—1990 гг.)
температуры воздуха в 2017 г. на территории СПО
и отдельных широтных зон в среднем за год и за сезоны**

φ° с.ш.	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	<i>R</i>
70—85	2,7	3	4,3	2	3,2	5	0,8	10	2,4	9
60—70	1,8	3	2,1	7	2,5	5	1,2	4	1,6	6
60—85	2,2	3	3,1	2	2,8	3	1,0	6	2,0	7

Примечание. *R* — ранг текущих значений в ряду убывающих температур за 1936—2017 гг.

Оценка аномалий средних сезонных и среднегодовой температуры воздуха за 2017 г. по отдельным широтным зонам (60—85, 60—70 и 70—85° с.ш.) представлена в табл. 1.2.1.

Значение пространственно-осредненной аномалии среднегодовой температуры воздуха СПО (60—85° с.ш.) составило 2,2 °С, и 2017 г. стал третьим теплым годом по рангу теплых лет за период с 1936 г. Аномалия среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70—85° с.ш. оказалась равной 2,7 °С, а в зоне 60—70° с.ш. — 1,8 °С. Эти значения стали также третьими по рангу теплых лет.

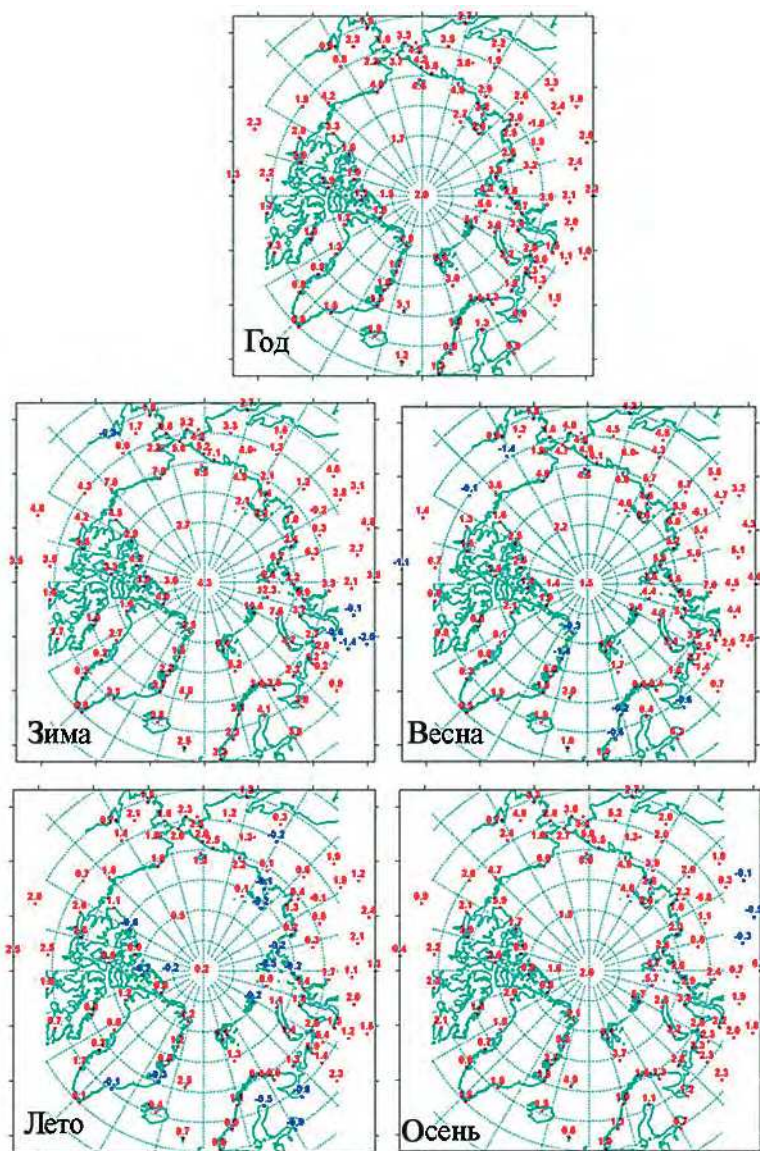


Рис. 1.2.2. Аномалии среднегодовой и средней сезонной температуры воздуха (°С) на станциях СПО.

Таблица 1.2.2

**Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961—1990 гг.) температуры воздуха
в 2017 г. для отдельных районов СПО в среднем за год и сезоны**

Район	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R
Атлантический	1,7	4	3,1	4	0,8	16	0,7	10	2,2	3
Североевропейский	2,0	8	3,5	15	1,4	15	1,0	10	1,9	11
Западно-Сибирский	2,7	7	3,1	15	4,3	6	1,1	10	2,1	11
Восточно-Сибирский	2,4	3	2,7	8	5,3	3	0,8	9	0,9	23
Чукотский	3,2	2	3,7	4	5,0	1	1,2	8	2,7	10
Аляскинский	2,2	4	2,7	10	1,7	13	1,3	6	3,0	4
Канадский	1,6	8	2,8	7	1,1	17	1,1	8	1,3	15

Примечание. R — ранг текущих значений в ряду убывающих температур за 1936—2017 гг.

Таблица 1.2.3

**Аномалии ΔT (отклонение от нормы за 1961—1990 гг.) температуры воздуха
в 2017 г. для районов севернее 70° с.ш. в среднем за год и сезоны**

Море, часть климатического района	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R	$\Delta T, ^\circ\text{C}$	R
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	2,1	8	3,6	8	0,8	18	1,1	11	3,0	3
Баренцево море	2,8	6	5,3	8	2,1	14	0,8	13	3,0	5
Карское море	3,5	7	5,5	10	4,6	5	0,8	13	3,2	12
Море Лаптевых	2,5	7	2,9	8	5,4	3	0,2	19	1,4	23
Восточно-Сибирское море	3,1	3	3,6	3	5,2	2	0,9	10	2,5	13
Чукотское море	3,7	2	5,8	1	4,7	2	1,8	2	2,5	10
Море Бофорта	3,1	7	5,3	1	2,9	9	0,9	10	3,2	6
Северная часть Канадского района	1,4	11	2,6	7	1,5	18	0,3	16	1,1	17

Примечание. R — ранг текущих значений в ряду убывающих температур за 1936—2017 гг.

В 2017 г. на территории отдельных широтных зон области наиболее крупных аномалий температуры воздуха в зимнем сезоне были отмечены к северу от параллели 70° с.ш. Значение пространственно-осредненной аномалии составило 4,3 °С. Зимний сезон 2017 г. стал вторым теплым сезоном по рангу теплых лет за весь период наблюдений.

Пространственное распределение аномалий среднегодовой и средней сезонной температуры воздуха по территории СПО приведено на рис. 1.2.2. Значения аномалий, пространственно осредненных в целом по рассматриваемым районам, представлены в табл. 1.2.2, а для районов арктических морей и территории суши севернее 70° с.ш. — в табл. 1.2.3.

В 2017 г. году области крупных положительных аномалий температуры располагались преимущественно в азиатском секторе. Самые крупные аномалии наблюдались на территории Западно-Сибирского и Чукотского районов: значения пространственно осредненных по территории районов аномалий среднегодовой температуры воздуха составили 2,7 и 3,1 °С соответственно.

В зимнем сезоне основной очаг положительных аномалий температуры воздуха располагался на территории Чукотского района. Значение пространственноосредненной по территории района аномалии составило 3,7 °С и оказалось четвертым значением в ряду убывающих температур. Другой очаг крупных положительных аномалий находился в Североевропейском районе (3,5 °С), но здесь прошедшая зима стала только пятнадцатой по рангу теплой зимой за период с 1936 г.

На метеорологических станциях в районах арктических морей крупные положительные аномалии температуры воздуха наблюдались в северной части Баренцева и Карского морей, а также в районе Чукотского моря и моря Бофорта, где они достигали 6—7 °С. В целом, по району Чукотского моря пространственно-осредненная аномалия составила 5,8 °С. Зима 2017 г. в районе Чукотского моря и моря Бофорта оказалась первой по рангу теплых лет за период с 1936 г.

В весеннем сезоне область крупных положительных аномалий температуры воздуха располагалась в азиатском секторе. Значения пространственноосредненных аномалий температуры в Восточно-Сибирском и Чукотском районах составили 5,3 и 5,0 °С соответственно. Прошедшая весна оказалась наиболее теплой в Чукотском районе и третьей по рангу теплых лет в Восточно-Сибирском районе.

В районах арктических морей и на территории суши выше 70° с.ш. наблюдались преимущественно положительные аномалии температуры воздуха. Наиболее высокие значения положительных аномалий отмечались в районе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. В районе моря Лаптевых прошедший весенний сезон стал третьим, а в районе Восточно-Сибирского моря — вторым теплым сезоном по рангу теплых лет.

В летнем сезоне основная область крупных положительных аномалий температуры воздуха располагалась в притихоокеанском секторе. Аномалия температуры в Чукотском районе составила 1,2 °С, а в Аляскинском — 1,3 °С. По рангу теплых лет это соответственно восьмое и шестое значение за период с 1936 г.

На акваториях арктических морей наблюдались небольшие отрицательные аномалии температуры воздуха в восточной части Карского моря, в районе Новосибирских островов и северной части Канадского района. Наиболее высокие значения положительных аномалий отмечались в районе Чукотского моря, где осредненная аномалия составила 1,8 °С. По рангу теплых лет это второе значение за период с 1936 г.

В осеннем сезоне на станциях СПО наиболее крупные аномалии температуры воздуха были отмечены в притихоокеанском секторе. Значения пространственно осредненных по территории Чукотского и Аляскинского районов аномалий температуры воздуха составили 2,7 и 3,0 °С и оказались соответственно десятым и четвертым значениями по рангу теплых лет.

На акватории арктических морей наиболее высокие значения положительных аномалий температуры воздуха имели место в морях приатлантического и притихоокеанского секторов. В северной части Баренцева и Карского морей и в районе Чукотского моря аномалии температуры на станциях составляли 5—6 °С. Пространственно осредненная аномалия температуры воздуха как по району Карского моря, так и по району моря Бофорта составила 3,2 °С. Осень 2017 г. в этих районах стала соответственно двенадцатой и шестой по рангу теплых лет за период с 1936 г. Временные ряды пространственно осредненных по территории климатиче-

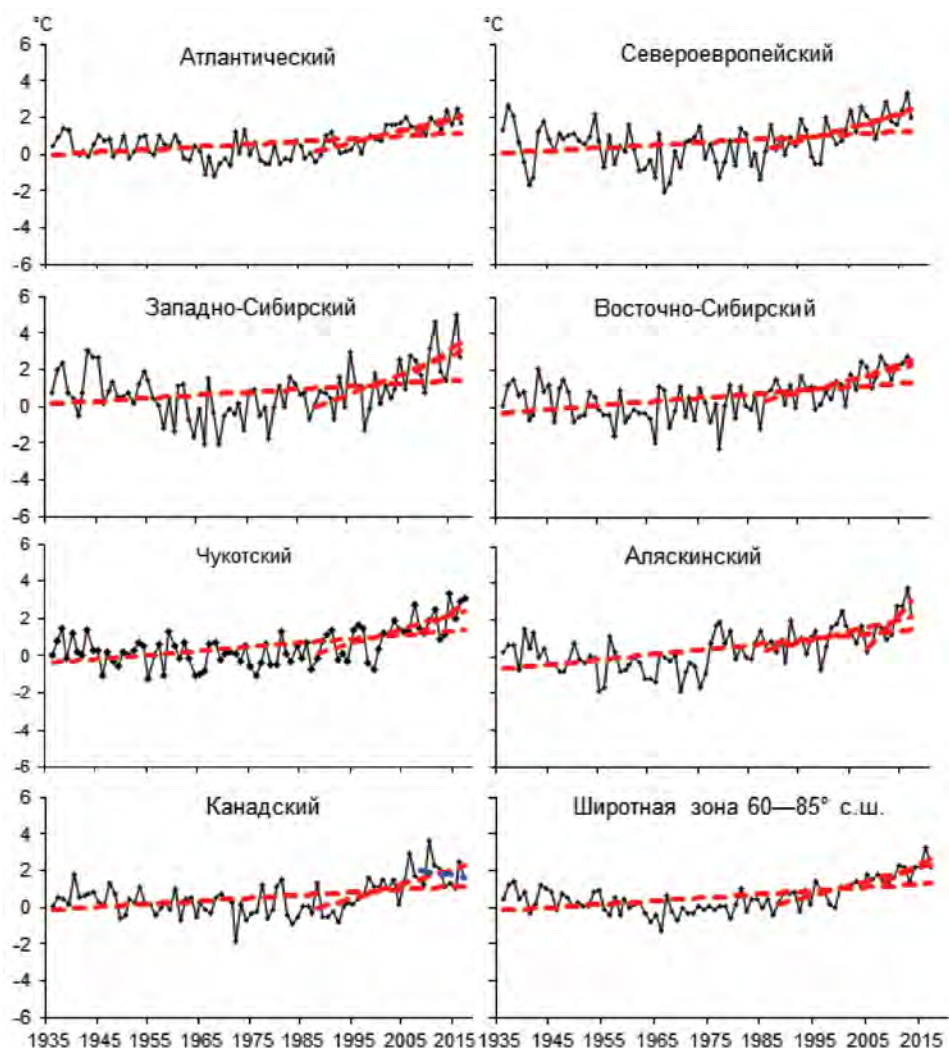


Рис. 1.2.3. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для отдельных районов и широтной зоны 60—85° с.ш.

ских районов аномалий среднегодовой температуры воздуха, аппроксимированные линейным трендом за весь период, последний тридцатилетний и десятилетний периоды, представлены на рис. 1.2.3, а для районов арктических морей — на рис. 1.2.4.

Оценка линейного тренда приведена в табл. 1.2.4 и 1.2.5. В течение 1936—2017 гг. наблюдается статистически значимый (на 5 %-ном уровне значимости) положительный линейный тренд среднегодовой температуры для широтных зон 60—70 и 70—85° с.ш. и в целом для СПО. Линейное (по тренду) повышение температуры воздуха за 82 года составило соответственно 1,39; 1,56 и 1,48 °C. Для отдельных климатических районов значимый тренд среднегодовой температуры воздуха прослеживается во всех районах, кроме Западно-Сибирского. Потепление за 82 года составляет в районах от 1,23 до 2,13 °C.

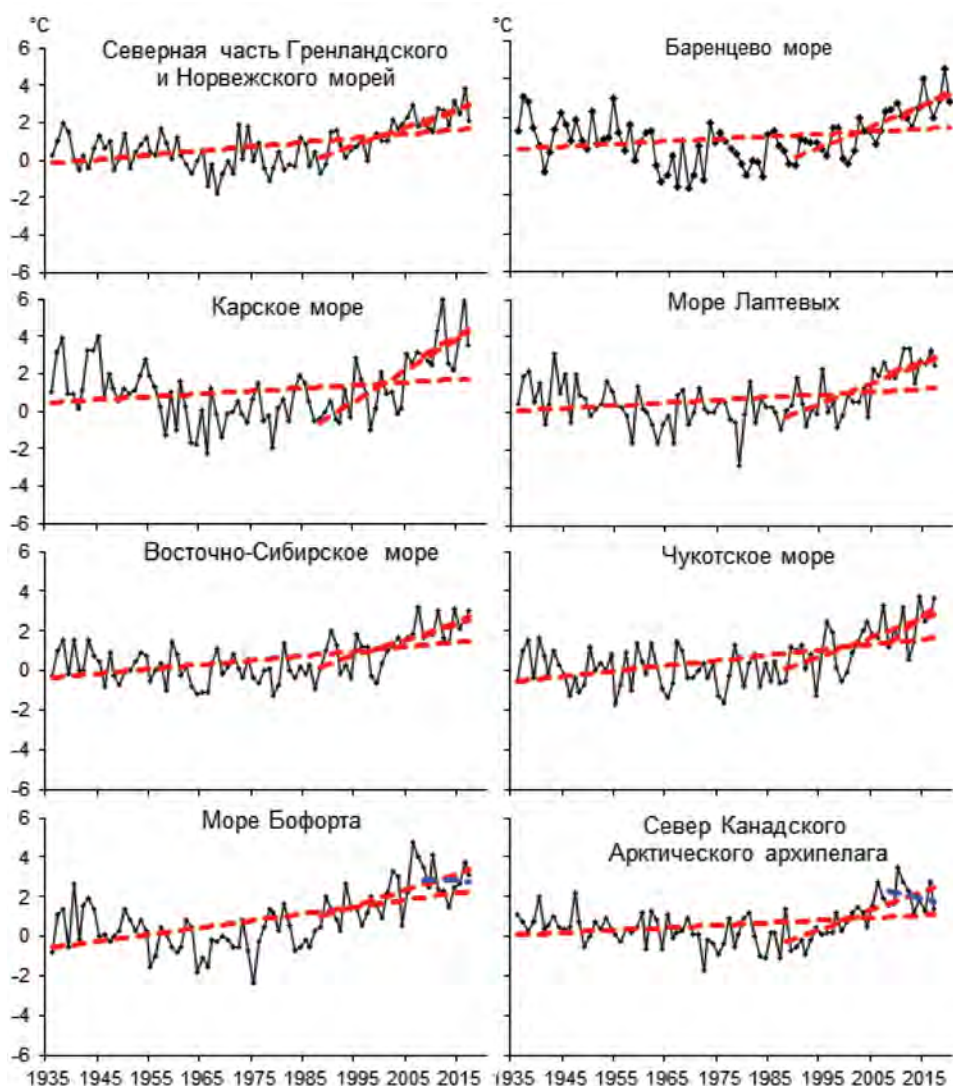


Рис. 1.2.4. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры воздуха для районов арктических морей.

Значимый тренд средней сезонной температуры воздуха в СПО обнаруживается во всех сезонах. Наиболее существенное линейное повышение температуры наблюдается в широтной зоне 70—85 °с.ш. в весеннем сезоне (около 2,13 °C за 82 года).

В течение последних тридцати лет (1988—2017 гг.) температура воздуха повышалась во всех регионах СПО. В целом для СПО линейное повышение среднегодовой температуры за 30 лет составило 2,25 °C. В широтной зоне к северу от 70° с.ш. продолжает сохраняться более высокая скорость потепления (1,06 °C/10 лет по сравнению с 0,50 °C/10 лет к югу от 70° с.ш.). В основном это происходит за счет более

Таблица 1.2.4

Коэффициент линейного тренда Bx (°C/10 лет) средней за год температуры воздуха и вклад D (%) тренда в полную дисперсию для отдельных районов за весь период наблюдений и за последние 30 и 10 лет

Район, широтная зона	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	Bx	D	Bx	D	Bx	D	Bx	D	Bx	D
1936—2017 гг.										
Атлантический	0,21	37,3	0,16	41,1	0,12	44,7	0,11	30,1	0,15	44,0
Североевропейский	0,11	10,4	0,30	44,1	0,10	24,8	0,09	16,4	0,15	30,6
Западно-Сибирский	0,07	6,4	0,34	37,7	0,12	31,9	0,10	12,4	0,16	27,3
Восточно-Сибирский	0,23	29,2	0,34	44,1	0,12	35,2	0,13	19,5	0,21	44,8
Чукотский	0,12	17,8	0,28	40,3	0,19	55,5	0,27	41,2	0,22	51,4
Аляскинский	0,40	44,8	0,26	34,1	0,18	52,3	0,18	27,7	0,26	56,1
Канадский	0,24	31,9	0,08	14,4	0,12	41,5	0,20	39,0	0,16	41,1
70—85°с.ш.	0,19	29,8	0,26	49,7	0,13	52,4	0,17	32,6	0,19	44,9
60—70°с.ш.	0,17	35,5	0,23	52,3	0,14	58,7	0,12	34,6	0,17	56,5
60—85°с.ш.	0,20	40,1	0,24	52,6	0,13	57,4	0,15	36,5	0,18	52,4
1988—2017 гг.										
Атлантический	1,11	74,5	0,58	57,8	0,41	63,8	0,68	78,1	0,70	81,0
Североевропейский	0,92	38,8	0,58	35,4	0,29	33,5	1,10	63,9	0,72	64,1
Западно-Сибирский	1,29	43,2	1,13	47,1	0,45	42,4	1,33	57,0	1,05	63,9
Восточно-Сибирский	0,31	16,3	1,05	52,0	0,44	45,2	0,83	52,8	0,66	67,4
Чукотский	1,02	50,4	0,68	36,7	0,40	44,4	1,05	60,3	0,79	67,4
Аляскинский	0,96	44,9	0,03	1,9	0,10	11,9	1,27	67,8	0,59	57,4
Канадский	1,37	68,0	0,46	30,9	0,49	59,9	0,84	63,2	0,79	68,5
70—85°с.ш.	1,57	83,5	0,84	65,5	0,42	64,9	1,39	88,8	1,06	89,4
60—70°с.ш.	0,55	44,7	0,47	45,3	0,31	57,3	0,68	69,7	0,50	72,2
60—85°с.ш.	1,00	74,5	0,61	56,0	0,37	64,5	1,00	84,5	0,75	82,4
2008—2017 гг.										
Атлантический	0,80	37,5	0,56	28,3	−0,02	1,5	1,58	70,4	0,73	56,2
Североевропейский	0,63	8,6	2,15	41,9	1,01	33,7	−0,07	2,6	0,93	43,4
Западно-Сибирский	2,68	27,1	3,80	56,7	1,65	42,5	−1,24	32,3	1,72	39,4
Восточно-Сибирский	2,39	41,0	2,62	47,1	−0,74	42,1	−0,48	21,4	0,95	50,7
Чукотский	2,64	45,0	1,53	32,2	1,27	57,9	1,40	37,4	1,71	61,8
Аляскинский	3,87	66,0	3,30	55,4	1,46	73,2	2,61	73,8	2,81	81,6
Канадский	0,07	1,4	−0,28	7,1	−0,47	25,1	−1,62	58,9	−0,58	15,8
70—85°с.ш.	1,43	46,8	1,98	65,1	0,07	4,5	0,42	19,7	0,98	59,6
60—70°с.ш.	2,16	53,3	2,19	64,3	0,67	50,7	0,47	34,1	1,37	72,9
60—85°с.ш.	1,90	58,0	2,10	61,1	0,67	50,7	0,56	35,5	1,31	70,4

Примечание. Жирным шрифтом выделены тренды, статистически значимые на 5 %-ном уровне значимости.

Таблица 1.2.5

Коэффициент линейного тренда Bx (°C/10 лет) средней за год температуры воздуха и вклад D (%) тренда в полную дисперсию для районов арктических морей за весь период наблюдений и за последние 30 и 10 лет

Море, часть моря	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	Bx	D	Bx	D	Bx	D	Bx	D	Bx	D
1936—2017 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,29	33,9	0,25	46,0	0,19	61,9	0,18	33,4	0,23	49,3
Баренцево море	0,06	6,1	0,25	37,9	0,09	26,6	0,12	20,2	0,13	25,0
Карское море	0,05	3,6	0,35	36,3	0,09	24,4	0,14	15,1	0,16	21,9
Море Лаптевых	0,08	10,3	0,28	36,4	0,10	26,9	0,11	13,9	0,14	27,8
Восточно-Сибирское море	0,19	30,6	0,28	38,4	0,17	44,6	0,24	33,9	0,22	49,4
Чукотское море	0,30	33,0	0,29	36,0	0,19	51,4	0,27	40,8	0,26	51,3
Море Бофорта	0,46	53,4	0,23	38,2	0,15	45,0	0,27	41,2	0,28	57,0
Северная часть Канадского района	0,16	20,3	0,07	12,4	0,07	20,0	0,19	35,3	0,12	30,5
1988—2017 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	1,80	74,6	0,62	45,7	0,46	67,4	0,93	74,7	0,95	80,8
Баренцево море	1,79	68,3	0,85	49,1	0,36	38,7	1,42	80,3	1,11	80,4
Карское море	2,37	63,6	1,47	55,4	0,53	55,6	2,22	75,9	1,65	77,6
Море Лаптевых	0,92	46,3	1,20	55,4	0,47	42,3	1,63	75,1	1,06	73,5
Восточно-Сибирское море	0,92	56,5	0,76	39,5	0,40	39,7	1,09	58,7	0,79	67,6
Чукотское море	1,66	65,9	0,41	20,0	0,39	38,6	1,23	66,1	0,92	64,8
Море Бофорта	1,22	58,6	0,20	13,2	0,18	18,9	1,64	80,8	0,81	60,2
Северная часть Канадского района	1,66	76,0	0,66	45,1	0,54	48,6	0,87	62,0	0,93	75,7
2008—2017 гг.										
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	0,53	16,4	0,93	34,6	0,19	13,5	2,14	74,4	0,95	49,7
Баренцево море	1,24	20,5	2,82	54,9	1,38	42,9	1,03	33,0	1,62	55,2
Карское море	2,16	24,3	3,32	46,7	0,66	20,0	−0,88	17,5	1,32	33,2
Море Лаптевых	1,85	38,4	2,56	48,4	−0,87	33,8	−0,55	17,8	0,75	39,7
Восточно-Сибирское море	0,88	24,4	1,50	32,5	0,53	40,4	1,13	36,1	1,01	53,6
Чукотское море	2,87	42,5	2,14	43,0	1,62	78,6	2,46	58,7	2,27	59,1
Море Бофорта	2,33	50,7	3,28	65,4	−0,76	35,0	0,39	12,7	1,31	−4,7
Северная часть Канадского района	−0,22	4,1	−0,27	7,9	−1,57	44,9	−0,82	25,2	−0,72	21,8

Примечание. Жирным шрифтом выделены тренды, статистически значимые на 5 %-ном уровне значимости.

быстрого повышения температуры в зимнем и осеннем сезонах к северу от 70° с.ш., которое составило 1,57 и 1,39 °C/10 лет соответственно.

В последнем десятилетнем периоде в СПО наиболее заметное повышение температуры воздуха наблюдалось в весеннем сезоне.

В районах арктических морей в период 1936—2017 гг. повсюду знак тренда среднегодовой температуры воздуха был положительным. Наиболее высокими темпами повышение температуры происходит в районах приатлантического и притихоокеанского секторов. Линейное повышение среднегодовой температуры воздуха в северной части Гренландского и Норвежского морей, а также в районах морей Чукотского и Бофорта составило соответственно около 1,89, 2,13 и 2,30 °C за 82 года.

В последнем 30-летнем периоде статистически значимый (на 5 %-ном уровне значимости) линейный тренд среднегодовой температуры воздуха прослеживается во всех районах арктических морей, где отепление за эти тридцать лет составило от 2,76 °C (Чукотское море) до 4,95 °C (Карское море).

Атмосферные осадки

Оценка многолетних изменений количества осадков в СПО проводится по тем же климатическим районам, что и для температуры воздуха. За холодный сезон принимается период с октября по май, а за теплый — с июня по сентябрь.

Таблица 1.2.6

**Относительные аномалии (%) сезонных и годовых сумм осадков
в 2016–2017 гг.**

Климатический район, широтная зона	Холодный период	Теплый период	Год
Атлантический	114,2	94,2	108,0
Североевропейский	111,1	126,1	117,6
Западно-Сибирский	102,7	84,7	94,1
Восточно-Сибирский	96,9	84,2	90,1
Чукотский	91,6	83,0	87,8
Аляскинский	94,9	107,2	101,5
Канадский	95,6	117,0	106,7
70—85° с.ш.	110,1	99,3	105,2
60—70° с.ш.	108,5	101,7	105,6
60—85° с.ш.	105,7	99,3	103,0

В табл. 1.2.6 представлены относительные аномалии сезонных и годовых сумм осадков в 2016—2017 гг. для широтного пояса 60—85° с.ш. и для отдельных климатических районов. В целом по региону годовая сумма осадков была ниже нормы (на 2,1 %), главным образом, за счет более сухого холодного периода в широтных зонах и сухого теплого периода к югу от 70° с.ш. В отдельных районах самое малое количество осадков выпало в Атлантическом и Канадском районах (в обоих районах на 4,6 % ниже нормы) из-за более сухого теплого периода в Атлантическом районе (на 12,3 % ниже нормы) и более сухого холодного периода в Канадском районе (на 6,7 % ниже нормы).

На рис. 1.2.5 приведены временные ряды годовых сумм осадков для районов арктических морей.

В табл. 1.2.7 представлены оценки трендов сезонных и годовых сумм осадков с 1936 по 2017 г. по северной (70—85° с.ш.) и южной (60—70° с.ш.) части климатических районов, а также для районов в целом.

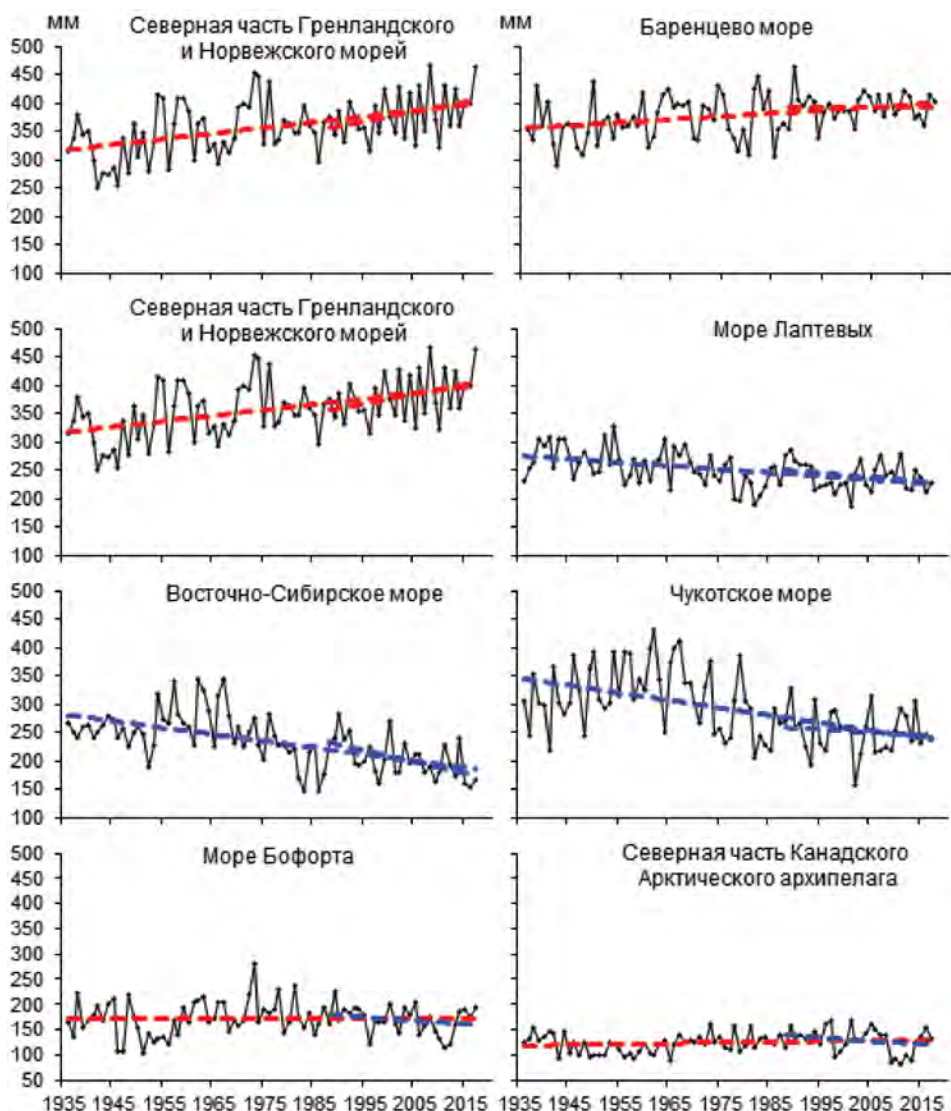


Рис.1.2.5. Временные ряды годовых сумм осадков.

В межгодовых изменениях годовой суммы осадков за период 1936—2017 гг. в СПО наблюдается сохранение тенденции статистически значимого ее увеличения. Годовая сумма осадков за 82 года возросла в СПО на 5,3 % по сравнению с нормой за 1961—1990 гг. Однако все это увеличение обеспечено устойчивым возрастанием количества осадков в широтной зоне к югу от 70° с.ш. (на 8,2 % нормы). Здесь, в южных частях Атлантического, Североевропейского и Западно-Сибирского районов, а также в южной части Канадского Арктического архипелага, увеличение годовой суммы осадков составило от 4 до 25 % нормы.

В районах арктических морей сохраняется тенденция к уменьшению годовой суммы осадков на акватории морей азиатского сектора СПО (Карского, Лаптевых,

Таблица 1.2.7

Коэффициент линейного тренда Bx (мм/10 лет) сезонных и годовых сумм осадков за период 1936—2017 гг. и изменение Δ (%) сумм осадков в долях от нормы за 1961—1990 гг.

Район, широтная зона	Холодный период		Теплый период		Год	
	Bx	Δ	Bx	Δ	Bx	Δ
Южная часть Гренландского и Норвежского морей	7,13	6,9	-1,06	-2,3	6,07	4,5
Североевропейский (южная часть)	14,30	38,6	3,24	10,8	17,54	25,1
Западно-Сибирский (южная часть)	8,79	26,7	-2,10	-7,0	6,69	8,8
Восточно-Сибирский (южная часть)	2,46	13,5	-0,01	,0	2,45	5,7
Чукотский (южная часть)	-0,42	-1,6	-0,45	-2,3	-0,87	-2,4
Аляскинский (южная часть)	2,52	12,2	0,19	,8	2,71	3,7
Канадский (южная часть)	-0,22	-1,3	2,99	16,6	2,77	8,4
60—70°с.ш.	5,15	14,1	0,44	1,6	5,59	8,2
Северная часть Гренландского и Норвежского морей	9,63	33,5	0,36	2,4	9,99	1,0
Баренцево море	6,41	23,2	-0,74	-3,9	5,67	-4
Карское море	0,20	1,2	-1,14	-7,5	-0,94	-2,9
Море Лаптевых	-3,09	-20,8	-3,03	-19,6	-6,12	-9,2
Восточно-Сибирское море	-7,12	-46,6	-5,19	-36,4	-12,31	-20,0
Чукотское море	-9,28	-43,5	-4,21	-26,6	-13,49	-14,7
Море Бофорта	-0,84	-7,1	1,17	10,8	0,33	-4,4
Канадский (северная часть)	0,52	7,2	0,69	8,5	1,21	6,9
70—85°с.ш.	1,43	8,5	-0,89	-6,4	0,54	-2,6
Атлантический	8,15	10,4	-0,59	-1,7	7,56	7,0
Североевропейский	11,11	33,3	1,75	6,8	12,86	20,9
Западно-Сибирский	5,17	20,0	-1,70	-7,1	3,47	5,7
Восточно-Сибирский	0,33	1,9	-1,16	-6,1	-0,83	-2,5
Чукотский	-3,27	-14,1	-2,54	-13,9	-5,81	-13,9
Аляскинский	1,43	7,8	-1,03	-4,8	0,4	-0,2
Канадский	0,07	0,6	2,13	14,9	2,2	8,6
60—85°с.ш.	3,35	11,2	-0,41	-1,8	2,94	5,3

Примечание. Жирным шрифтом выделены тренды, статистически значимые на 5 %-ном уровне значимости.

Восточно-Сибирского и Чукотского). Уменьшение годовой суммы осадков за весь период составляет от 3 % нормы за 1961—1990 гг. в районе Карского моря до 20 % в районе Восточно-Сибирского моря.

Относительно распределения в годовой сумме доли осадков теплого и холодного периода можно отметить следующее. Рост годовых сумм осадков в СПО полностью обеспечивается увеличением количества осадков в холодном периоде. В целом по СПО в холодный период количество осадков возросло на 11 % в основном за счет широтной зоны 60—70° с.ш. (здесь прирост составил 14 %, а к северу от 70° с.ш. — только 8,5 %). На всей же территории СПО количество осадков в холодный период года уменьшилось лишь в Чукотском районе (на 13,9 %).

В теплый сезон количество осадков в СПО за период 1936—2017 гг. уменьшилось в целом по региону на 1,8 %. Наибольшее их уменьшение отмечалось в широтной зоне к северу от 70° с.ш. (на 6,4 % нормы). Статистически значимое увеличение количества осадков обнаруживается только в Канадском районе (на 15 % нормы).

2. ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

Оценки развития ледовых условий в 2017 г. получены по данным государственной наблюдательной сети, центров приема спутниковой информации Росгидромета, данным экспедиционных исследований в высокоширотных рейсах на судах и ледоколах, проводимых в ААНИИ, на арктической базе «Мыс Баранова» и при осуществлении ряда международных проектов.

Оценка квантилей распределения общей сплоченности 5 и 50 % (медиана) выполнена на основе совмещенного месячного массива ледовых карт проекта ВМО «Глобальный банк цифровых данных по морскому льду» за 1945—2004 гг. (включает данные ААНИИ за 1945—1992 гг., Балтийских ледовых служб за 1960—1979 гг., Национального ледового центра США за 1972—2004 гг., Канадской ледовой службы за 1968—1998 гг. и Японского метеорологического агентства за 1970—2006 гг. Расчет среднемесячных значений общей сплоченности для 2017 г. выполнен на основе массива ежедневных распределений оценки общей сплоченности по алгоритму NASATEAM из архива НЛЦ США по снегу и льду.

Со всей доступной исходной информацией можно ознакомиться на сервере МЦД МЛ ААНИИ по ссылке <http://wdc.aari.ru/datasets>.

Для иллюстрации ледовых условий в годовом цикле представлены совмещенные региональные карты ААНИИ, Канадской ледовой службы (КЛС) и Национального ледового центра США (НЛЦ). Совмещение карт выполнено путем перекрытия слоев: ААНИИ (верхний слой) — КЛС (средний слой) — НЛЦ (нижний слой). В результате карты ААНИИ характеризуют ледовые условия морей от Гренландского до Чукотского, а также Берингова, Охотского и Балтийского, карты КЛС — морей Бофорта, Баффина, Лабрадор, Девисова пролива и проливов Канадского Арктического архипелага, а карты НЛЦ — Арктического бассейна, моря Линкольна, южной части Гренландского моря (при этом полный охват карт НЛЦ — вся акватория СЛО и субполярные моря).

Для цветовой окраски карт использован стандарт ВМО (WMO/TD-No. 1215) для зимнего (по преобладающему возрасту) и летнего (по общей сплоченности) периодов. В зонах стыковки карт ААНИИ и КЛС, НЛЦ наблюдается определенная несогласованность границ и характеристик ледовых зон вследствие ряда различий в ледовых информационных системах ААНИИ и КЛС, НЛЦ. Однако данная несогласованность не существенна для целей интерпретации ледовых условий в рамках настоящего обзора. Исходная информация доступна на сервере МЦД МЛ по следующим адресам <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004> (карты ААНИИ), <http://wdc.aari.ru/datasets/d0031> (карты КЛС), <http://wdc.aari.ru/datasets/d0032> (карты НЛЦ).

Для расчета аномалий ледовых параметров, включающих в себя оценки состояния припайного льда (толщина и взлом) и основные фазы весенних и осенних ледовых явлений (сроки очищения, сроки ледообразования), использовались нормы, рассчитанные для каждой полярной станции с момента начала наблюдений на этой станции по 2017 г. (длина рядов для расчета средних многолетних значений в среднем составляет 50—60 лет).

Для расчета аномалий площади льдов в СЛО и его морях, аномалий интенсивности сокращения и нарастания льдов в различные периоды года используются

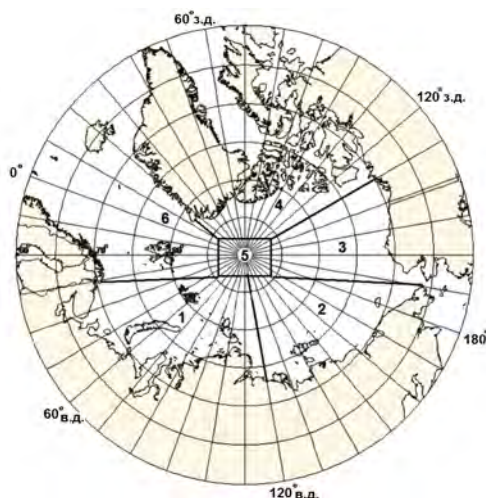


Рис. 2.В.1. Квазиоднородные районы Северного Ледовитого океана.

1 — западный район российского сектора, 2 — восточный район российского сектора, 3 — аляскинский сектор, 4 — канадский сектор, 5 — приполюсный район, 6 — гренландский сектор.

нормы, рассчитанные за весь доступный период глобальных микроволновых наблюдений за морским льдом в Северном полушарии с 1978 по 2017 г.

На рис. 2.В.1 показаны границы и положение квазиоднородных районов, по которым проводится описание развития ледовых условий.

М.В. Шаратунова, А.В. Юлин

2.1. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД (ЯНВАРЬ — МАРТ)

Ледообразование в осенний период 2016 г. началось в прикромочной зоне остаточных льдов в середине сентября, что на полмесяца позднее средних сроков, и характеризовалось низкой интенсивностью повсеместно, кроме моря Лаптевых и проливов Канадского Арктического архипелага.

В результате позднего начала и малой интенсивности осенних ледовых процессов в начале января 2017 г. в морях Карском, Чукотском и Бофорта преобладали однолетние тонкие льды. В центральных морях российского сектора Арктики (Лаптевых и Восточно-Сибирском) преобладали однолетние средние льды.

Большое количество молодых льдов наблюдалось в Баренцевом и Карском морях. Небольшое количество остаточных льдов сохранилось в Восточно-Сибирском море в виде двух вытянутых языков в северной части моря. Основное количество старых льдов в СЛО наблюдалось в приполюсном районе, в гренландском и канадском секторах Арктики.

По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в СЛО на начало января 2017 г. составила 10,80 млн км² при норме 11,69 млн км², т.е. была на 8 % меньше средних многолетних значений.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным грациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период январь — март 2017 г. приведены рис. 2.1.1—2.1.9.

Позднее начало ледообразования в осенний период и невысокая его интенсивность привели к отставанию развития ледяного покрова в зимний период по сравнению с нормой. Низкие темпы нарастания льда наблюдались во всех арктических морях. Особенно хорошо это проявилось в Баренцевом, Карском и Чукотском морях.

В середине января на акватории всех арктических морей, начиная от северо-восточной части Карского моря и далее на восток, начали преобладать однолетние средние льды (диапазон толщины 70—120 см). Только в западных окраинных морях российского сектора Арктики (Баренцевом и Карском) и в юго-западной части Чукотского моря наблюдалось преобладание однолетних тонких и молодых льдов. Появление однолетних толстых льдов (толщиной более 120 см) наблюдалось только у самой границы старых льдов выше параллели 80° с.ш. Два отрога двухлетних льдов сохранились в северной части Восточно-Сибирского моря.

Становление припая вдоль арктического побережья всех арктических морей, а также в проливах Канадского арктического архипелага происходило крайне медленно. Единственным районом, в котором развитие припая происходило интенсивно, был район Новосибирских островов (рис. 2.1.1).

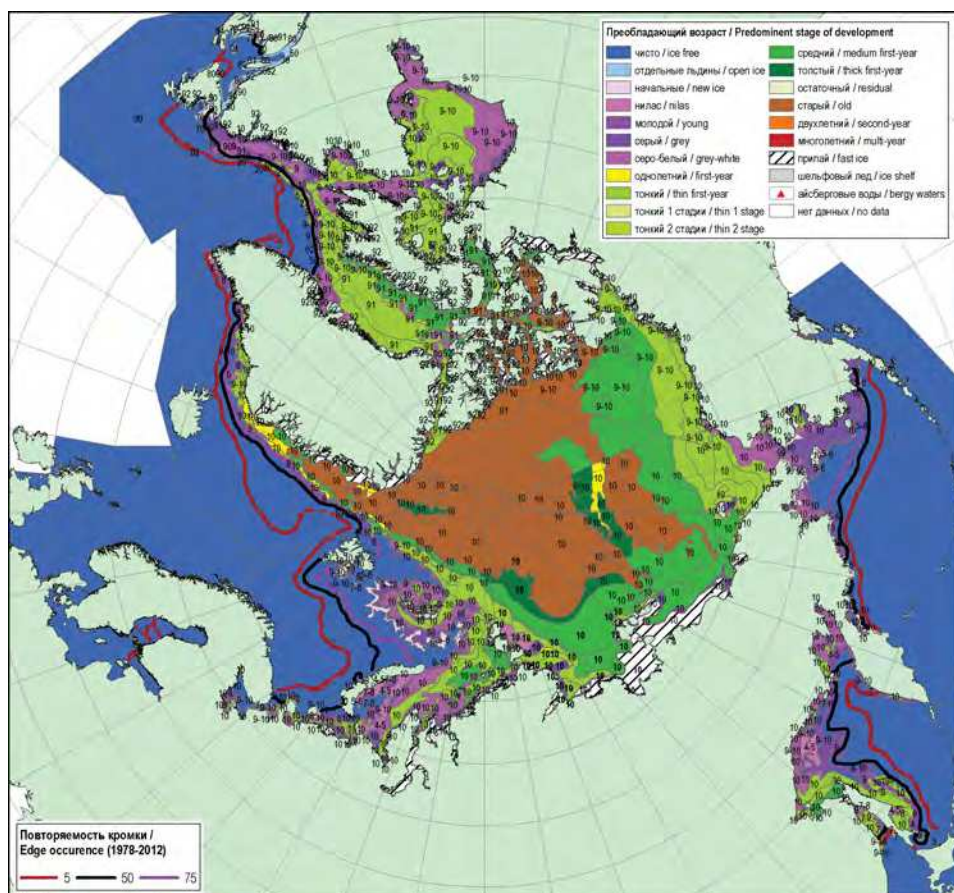


Рис. 2.1.1. Обзорная ледовая карта СЛО за 16—19 января 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 января за период 1979—2012 гг.

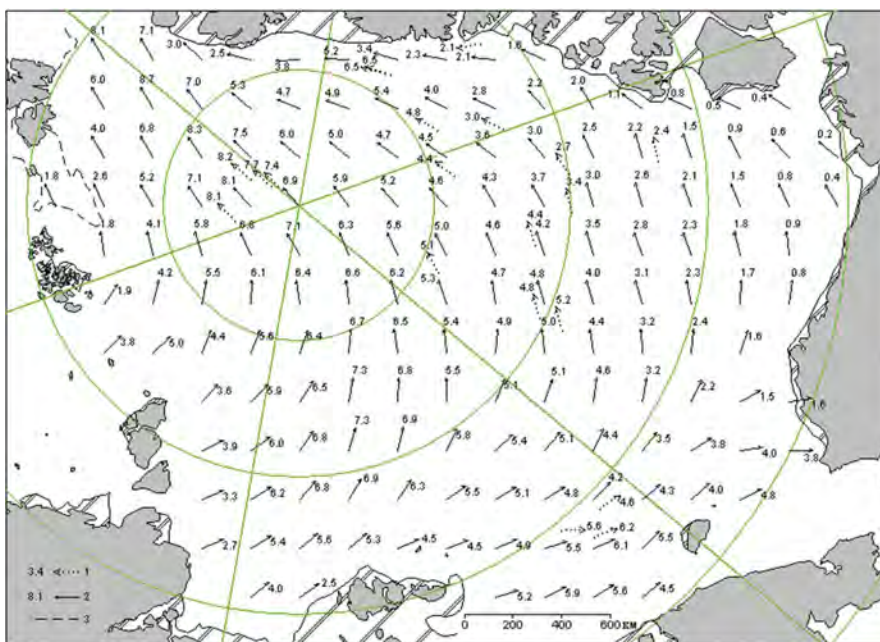


Рис. 2.1.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в январе 2017 г.
1 — направление и скорость (км/сут) дрейфа автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки, 3 — кромка молодого льда.

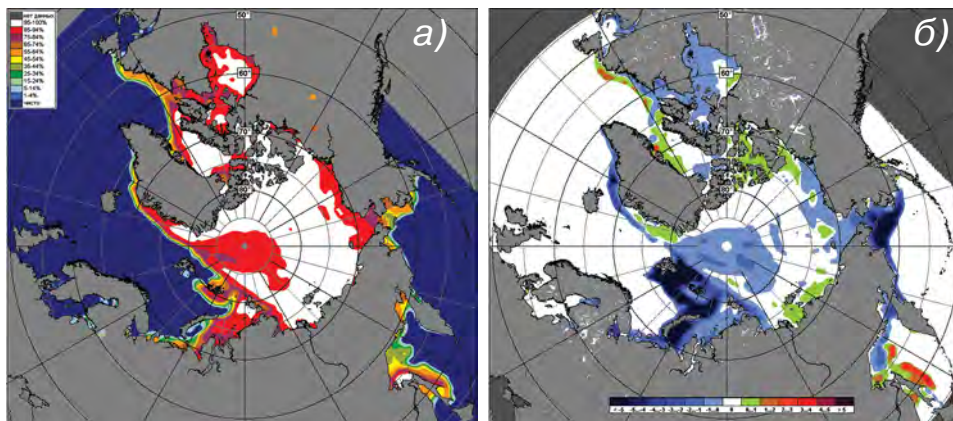


Рис. 2.1.3. Медианное распределение сплоченности льда в январе 2017 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

В январе была хорошо развита единственная структура дрейфа льда в СЛЮ — Трансарктический перенос, который охватил всю акваторию океана. Канадский антициклонический круговорот полностью отсутствовал.

Стрежень хорошо развитого Трансарктического переноса, в который были вовлечены льды на всей акватории СЛЮ, начинался от Баренцева и Карского морей и проходил вдоль Новосибирских островов и далее вдоль чукотского, аляскинского и гренландского побережий вплоть до пролива Фрама (рис. 2.1.2).

В результате развития достаточно необычного поля дрейфа, в котором наблюдался только один Трансарктический перенос, сформировались отрицательные аномалии сплоченности льда в западных окраинных морях, откуда интенсивно выносило лед (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.1.3 б). Вдоль побережья Чукотки и Аляски и в проливе Фрама сформировались небольшие положительные аномалии сплоченности (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.1.3 б).

В *феврале* продолжалось нарастание льда. Акватории всех арктических морей заполнились однолетними льдами, преимущественно однолетними средними (диапазон толщины 70—120 см). В северных частях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского лед перешел в возрастную градацию однолетних толстых. Непосредственно в самих морях (в их центральных и южных частях) преобладали однолетние средние льды. В Баренцевом море сформировалась значительная отрицательная аномалия ледовитости. В западном районе моря наблюдалась обширная зона молодых льдов, а в северо-восточной части моря уже появились однолетние тонкие льды.

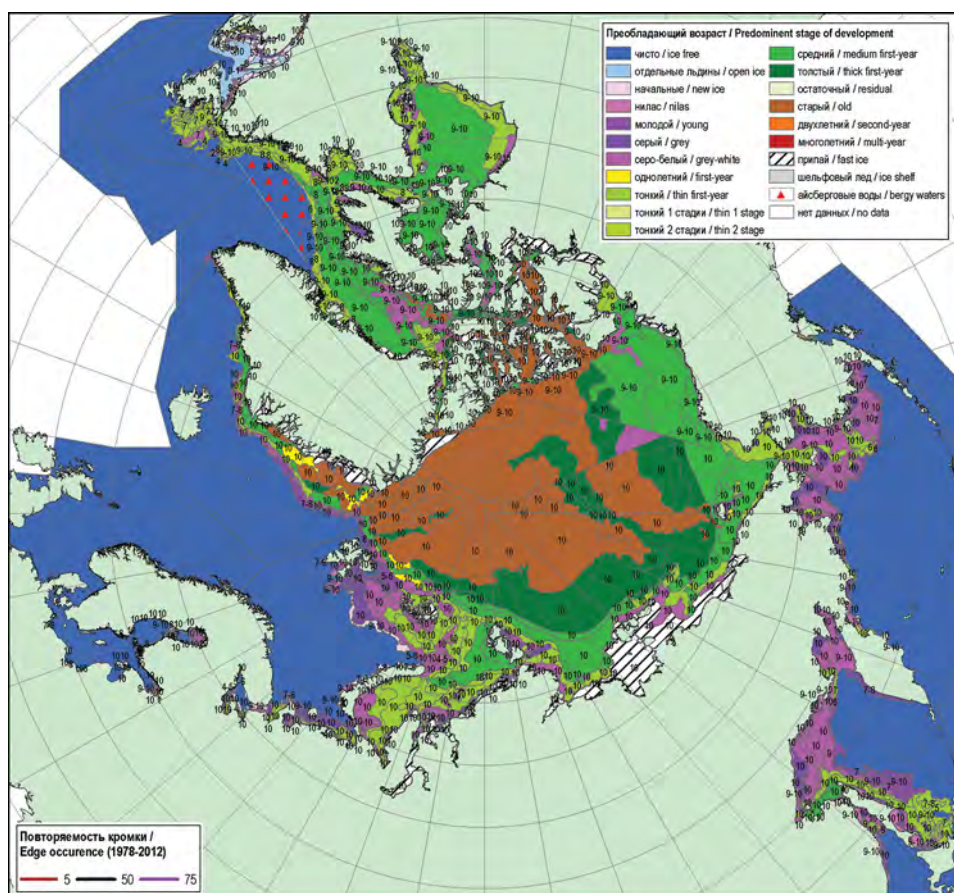


Рис. 2.1.4. Обзорная ледовая карта СЛО за 20—23 февраля 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 января за период 1979—2012 гг.

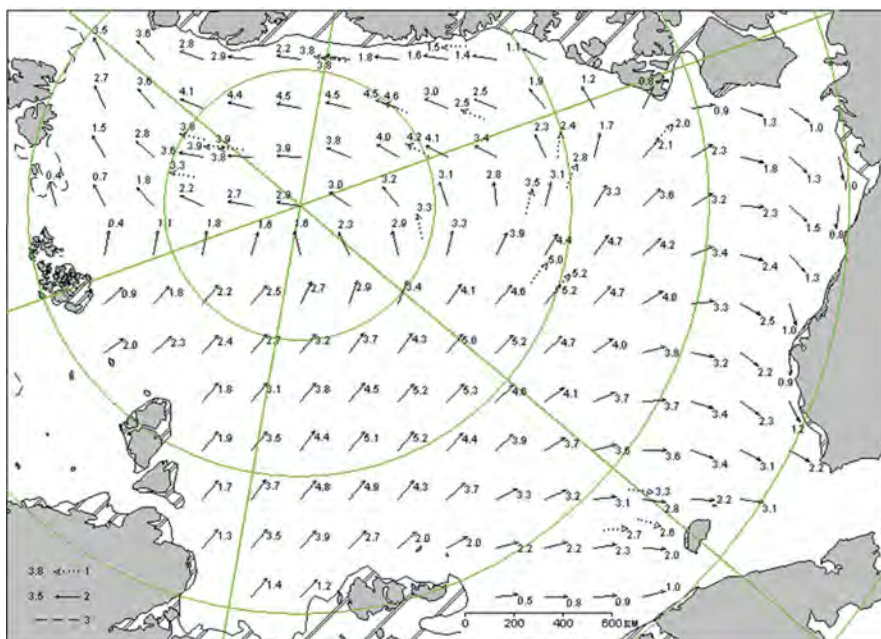


Рис. 2.1.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в феврале 2017 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.1.2.

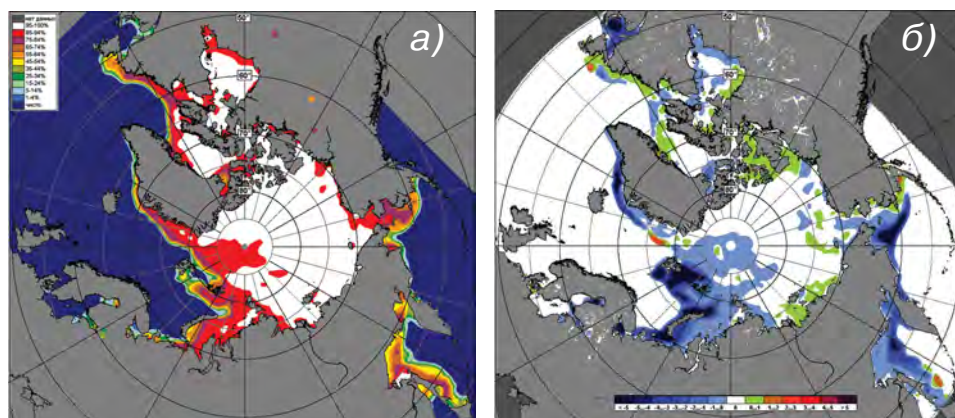


Рис. 2.1.6. Медианное распределение сплоченности льда в феврале 2017 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

Припай во всех арктических морях был развит меньше своего среднего многолетнего значения. Не произошло становления припая в проливе Вилькицкого. Заприпайные полыньи были развиты слабо. В северной части Восточно-Сибирского моря сохранялись языки двухлетних льдов (рис 2.1.4).

В поле дрейфа наблюдалось дальнейшее развитие и трансформация Трансарктического переноса со стрежнем, смещенным от северных границ морей Баренцева и Карского к побережью островов Канадского Арктического архипелага.

Далее весь ледовый поток разделялся на две ветви. Одна из ветвей дрейфа была направлена в пролив Фрама, а другая ветвь формировала прибрежный дрейф льда вдоль побережья Аляски и далее в Чукотское море и Берингов пролив.

Канадский антициклонический круговорот как самостоятельная структура дрейфа отсутствовал (рис. 2.1.5).

В результате развития ледовых условий и дрейфа льда в феврале наблюдалось формирование поля сплоченности с хорошо выраженной областью отрицательной аномалии (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.1.6 б) в западных окраинных морях (Баренцевом, Карском). Небольшие зоны повышенной сплоченности льда наблюдались вдоль всего побережья морей Восточной Арктики, от моря Бофорта до Восточно-Сибирского, и в самом проливе Фрама (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.1.6 б).

В *марте* наблюдалось дальнейшее нарастание и развитие ледяного покрова, но происходило оно с небольшой интенсивностью. Об этом свидетельствуют распространение однолетних толстых льдов в арктических морях и увеличение тол-

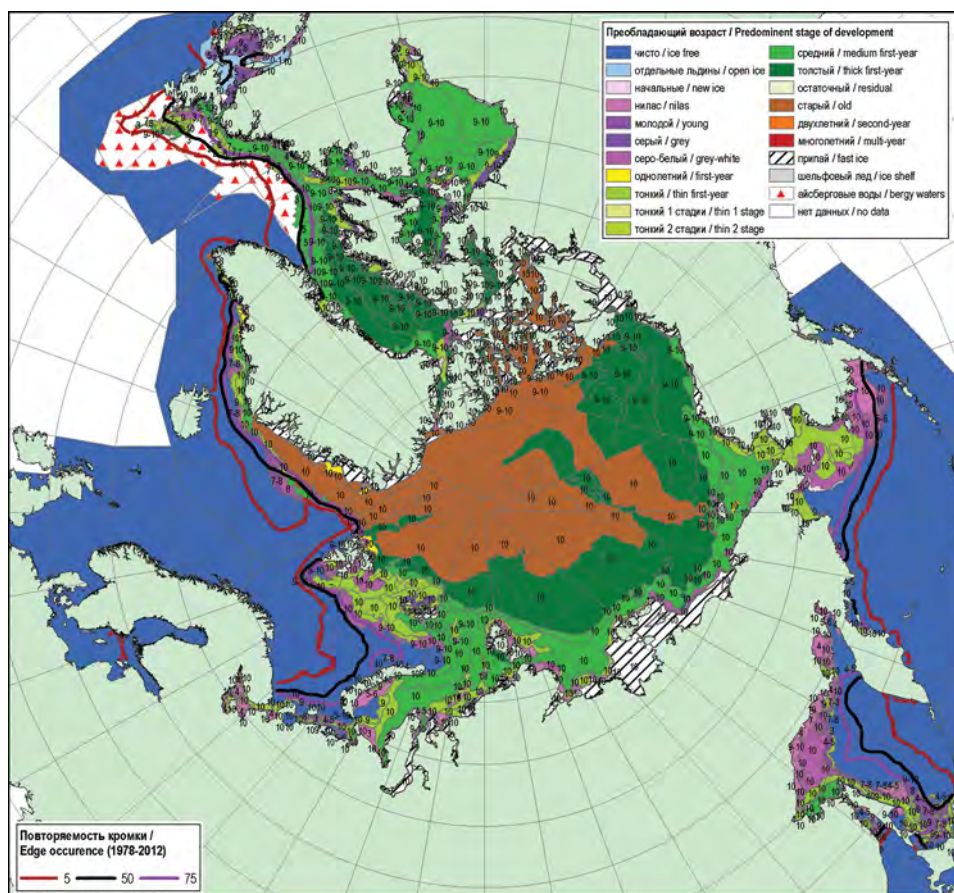


Рис. 2.1.7. Обзорная ледовая карта СЛО за 20—23 марта 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 21—25 марта за период 1979—2012 гг.

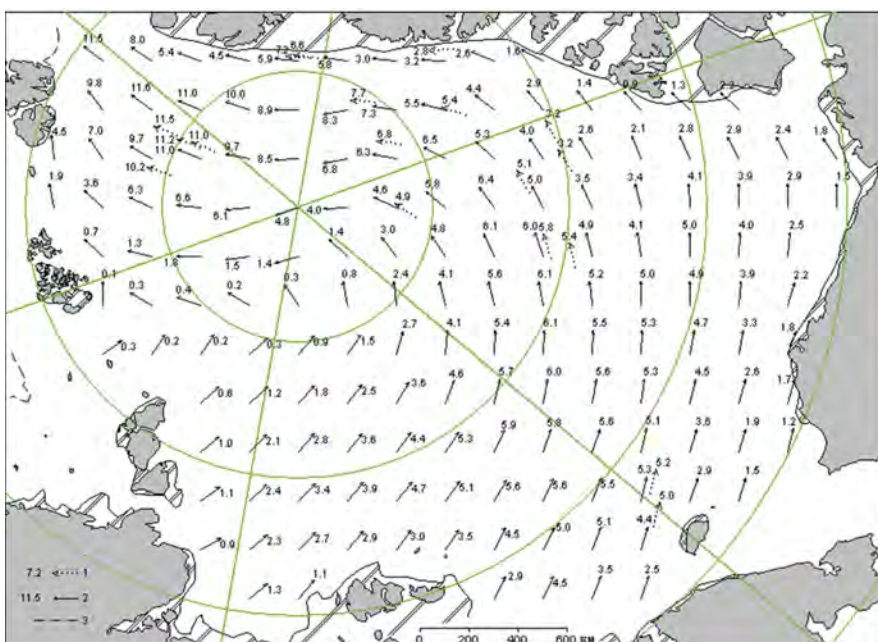


Рис. 2.1.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в марте 2017 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.1.2.

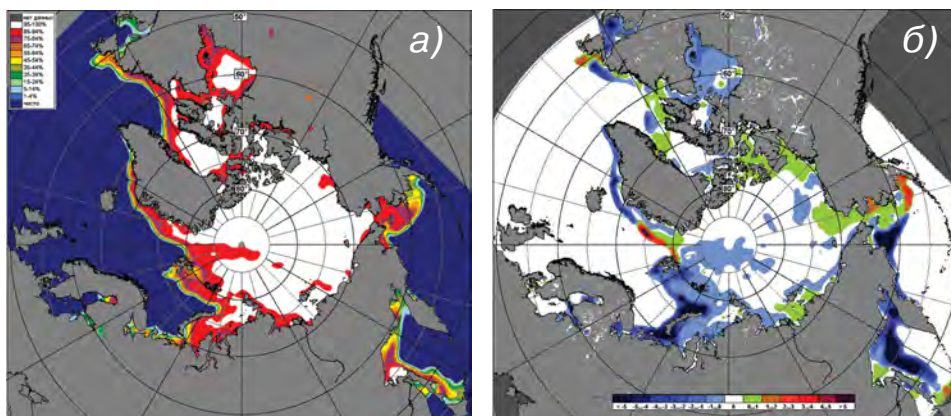


Рис. 2.1.9. Медианное распределение сплоченности льда в марте 2017 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

щины льда на полярных станциях. Положение границы однолетних толстых льдов в морях российского сектора Арктики по сравнению с февралем практически не изменилось, хотя в марте однолетние толстые льды в среднем должны занимать акваторию всех арктических морей. Существенное увеличение площади однолетних толстых льдов наблюдалось только в море Бофорта. В возрастном составе льдов в морях Баренцевом, Карском и Чукотском по-прежнему преобладали однолетние средние льды, а также наблюдалось большое количество молодых льдов. В морях

Лаптевых и Восточно-Сибирском количество однолетних средних и толстых льдов было приблизительно одинаковым, без явного преобладания какого-либо вида льда.

Вследствие постоянного выноса льдов из морей Карского и Лаптевых не образовывался припай в районе пролива Вилькицкого, а также на западных и восточных подходах к нему. Заприпайные полыньи были развиты крайне слабо (рис. 2.1.7).

В марте сформировался совершенно необычный гигантский циклонический вихрь, охватывающий весь Северный Ледовитый океан, с центром в приполюсном районе. Под влиянием этого гигантского циклонического вихря наблюдался вынос льдов из морей западного района российского сектора Арктики (Баренцево, Карское, Лаптевых) вдоль побережья Сибири, Чукотки, Аляски и Канадского Арктического архипелага в пролив Фрама. Результирующее поле среднемесячного дрейфа за март приведено на рис. 2.1.8.

В поле сплоченности льда сформировались несколько центров отрицательных и положительных аномалий. Эти зоны формировались в основном в тех районах, из которых выносило лед (западные окраинные моря — зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.1.9 б) и в которые лед поступал, уплотняясь в результате дрейфа (восточные окраинные моря, море Бофорта, пролив Фрама — зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.1.9 б).

Позднее начало ледообразования и низкая интенсивность нарастания льда в морях в течение зимних месяцев 2017 г. привели к тому, что, по данным полярных станций, во всех морях российского сектора Арктики толщина припайного льда была на 20—50 см меньше нормы.

Развитие припая в морях в течение первых зимних месяцев происходило с малой интенсивностью. Площадь припая во всех российских арктических морях была меньше средних многолетних значений. Не полностью сформировался припай в проливе Вилькицкого и в районе архипелага Северная Земля. В середине марта суммарная площадь припая в российских арктических морях составила 437 тыс. км² при норме 586 тыс. км², что на 25 % меньше средних многолетних значений, в основном за счет слабого развития припая в морях западного района российского сектора Арктики.

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане в конце первого квартала 2017 г. составило 11,6 тыс. км², что на 3,1 % меньше среднего многолетнего значения. Меньшее количество льда в СЛО сформировалось за счет малой ледовитости морей западного района российского сектора Арктики. Оказалось, что количество льда, наблюдавшееся в СЛО в конце марта 2017 г., больше, чем в экстремально легком 2012 г. и в предыдущем 2016 г. (рис. 2.4.10 а).

Необходимо отметить, что если в начале первого квартала 2017 г. отрицательная аномалия общего количества льда в СЛО составила 8 %, то за первый квартал 2017 г. она сократилась почти на 5 %, составив 3,1 %, — это свидетельствует о достаточно интенсивном накоплении льда в СЛО в первом квартале года.

Е.А. Павлова, А.Б. Тимофеева

2.2. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД (АПРЕЛЬ — ИЮНЬ)

Развитие ледовых условий на начало весеннего периода 2017 г. происходило на фоне адвекции теплых воздушных масс и положительных аномалий температуры воздуха в Арктике. Особенно значительные выносы тепла и крупные положительные аномалии температуры воздуха наблюдались над Центральным полярным

бассейном. В морях российской Арктики фон температуры имел тенденцию к повышению в восточных морях и к незначительному понижению в западных морях.

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период апрель — июнь 2017 г. приведены на рисунках 2.2.1—2.2.10.

В *апреле* наблюдалось дальнейшее развитие ледяного покрова и переход однолетних средних льдов в возрастную градацию однолетних толстых льдов в большинстве районов арктических морей. Однако на обширных акваториях Баренцева моря, а также юго-западной части Карского и Чукотского морей еще сохранялось преобладание однолетних тонких и средних льдов. Процесс нарастания льда в весенний период 2017 г. происходил со значительным запаздыванием по сравнению с нормой.

Заприпайные полыньи в арктических морях были развиты крайне слабо, в связи с чем также мало было молодых льдов (толщиной до 30 см).

Был хорошо развит припай в районе Новосибирских островов и очень слабо развит припай в районе архипелага Северная Земля. Отсутствовал сплошной припай в проливе Вилькицкого.

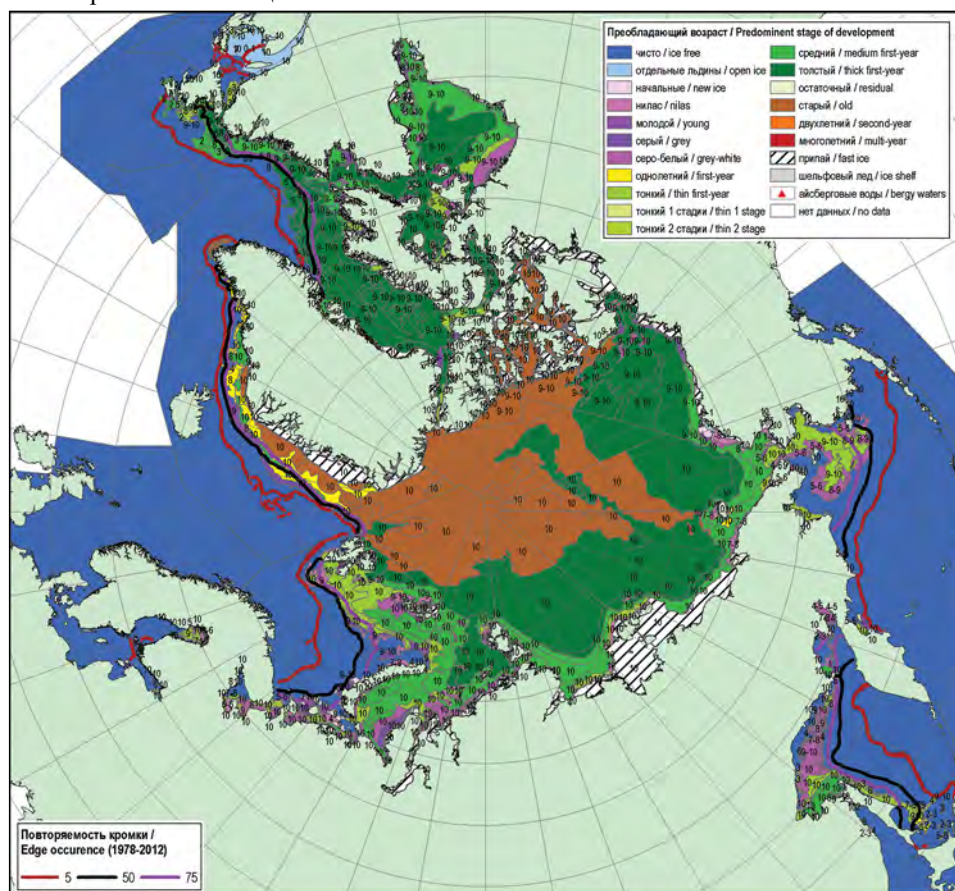


Рис. 2.2.1. Обзорная ледовая карта СЛО за 17—20 апреля 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 апреля за период 1979—2012 гг.

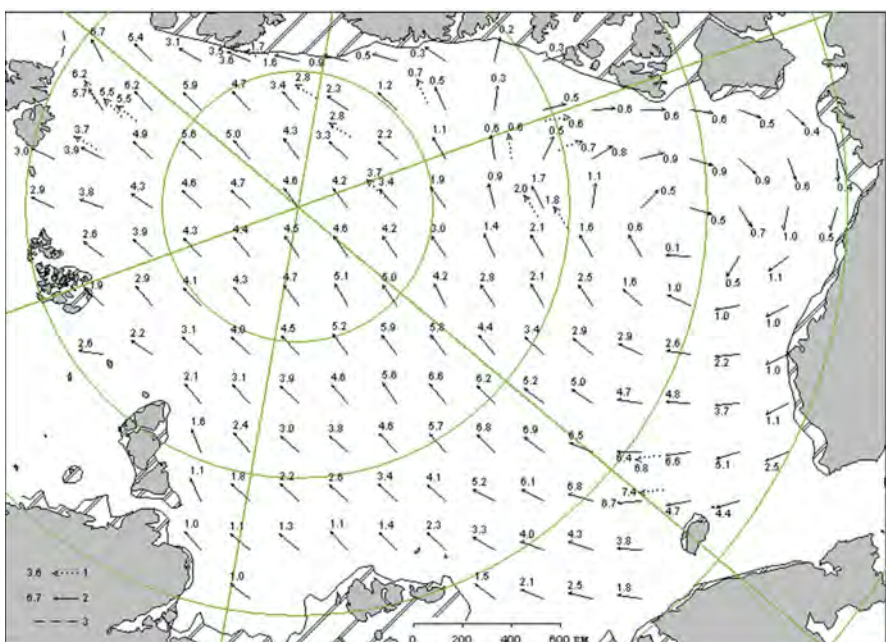


Рис. 2.2.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда за апрель 2017 г.

1 — направление и скорость (км/сут) дрейфа автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки, 3 — кромка молодого льда.

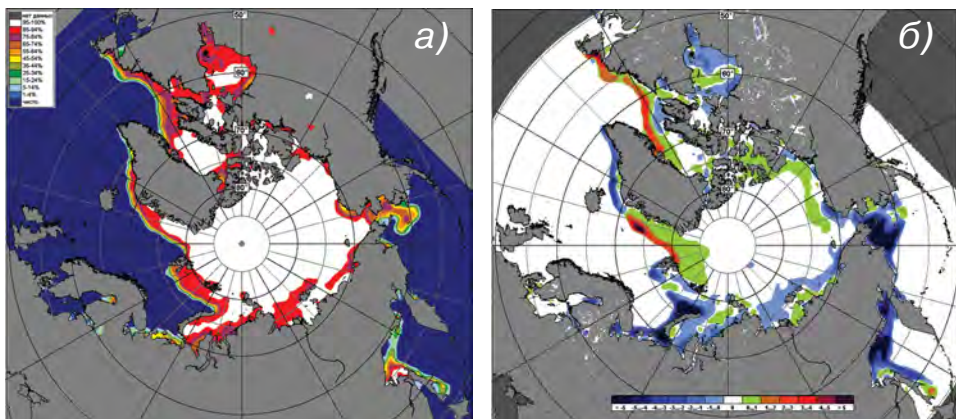


Рис. 2.2.3. Медианные распределения сплоченности льда в апреле 2017 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2016 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

Старые льды наблюдались в гренландском и канадском секторах, а также в приполюсном районе Арктики. К северу от острова Врангеля, на границе между Восточно-Сибирским и Чукотским морями, сохранялся небольшой язык двухлетних льдов (рис. 2.2.1).

Основные структуры дрейфа льда в СЛО — Трансарктический перенос льдов и Канадский антициклонический круговорот — были развиты хорошо.

Стрежень Трансарктического переноса льдов был смещен к западу и начинался от северной части Новосибирских островов. Это приводило к выносу однолетних льдов из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в приполюсный район. Затем уже из приполюсного района льды в процессе дрейфа выносились к восточному побережью Гренландии и далее в пролив Фрама.

Центр Канадского антициклонического круговорота сформировался в море Бофорта. По периферии круговорота наблюдался интенсивный перенос льдов вдоль побережья островов Канадского Арктического архипелага и далее вдоль аляскинского побережья в северные части Чукотского и Восточно-Сибирского морей (рис. 2.2.2).

В поле сплоченности ледяного покрова прослеживалась достаточная однородность. Зоны пониженной сплоченности наблюдались в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, откуда лед выносило в результате Трансарктического переноса, а также в Баренцевом море вследствие его малой ледовитости (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.2.3 б). Зоны повышенной сплоченности наблюдались в гренландском секторе Арктики, куда приносило лед в результате Трансарктического переноса (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.2.3 б).

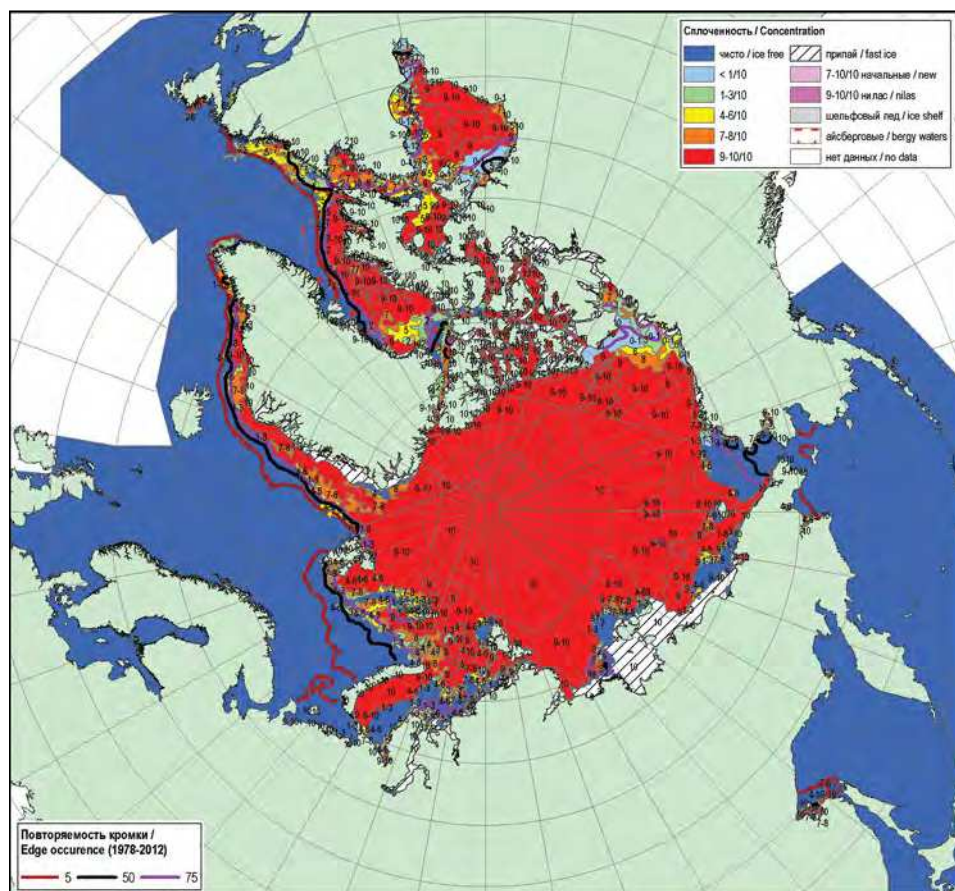


Рис. 2.2.4. Обзорная ледовая карта СЛО за 16—17 мая 2016 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 мая за период 1979—2012 гг.

В конце мая, который является периодом максимального развития и накопления ледяного покрова, в структурном составе льдов всего бассейна Северного Ледовитого океана преобладали однолетние льды (преимущественно однолетние толстые льды), которые составляли около 50 % общего количества льдов. Около 40 % общего количества льдов составляли старые льды. Помимо этого, наблюдались однолетние средние и тонкие льды — в прикромочных районах Гренландского и Баренцева морей, а также в зонах формирования заприпайных полыней в морях российского сектора Арктики.

Однолетние льды занимали весь российский сектор Арктики и более половины аляскинского сектора Арктики. Старые льды наблюдались преимущественно в гренландском и канадском секторах Арктики и в приполюсном районе.

Припай был развит слабо, меньше своего среднего многолетнего значения, во всех окраинных арктических морях. Наиболее обширный припай наблюдался в районе Новосибирских островов. Заприпайные полыни были развиты слабо (рис. 2.2.4).

В весенний период интенсивность нарастания льда была несколько выше нормы в восточном районе арктического сектора Арктики, в результате чего толщина льда в Восточно-Сибирском и Чукотском морях приблизилась к средним многолетним значениям. Однако в морях западного района российского сектора Арктики сохранились крупные отрицательные аномалии толщины льда, которые составляли $-25 \dots -50$ см. Распределение аномалии толщины льда по морям в конце периода нарастания льда (май) приведено на рис. 2.2.5.

В поле дрейфа наблюдалось развитие двух основных структур дрейфа — Трансарктического переноса и Канадского антициклонического круговорота. Однако их положение существенно изменилось по сравнению с апрелем.

Стрежень Трансарктического переноса сместился к востоку и наблюдался вдоль меридиана 180° з.д., начинаясь от северной части Восточно-Сибирского моря. Перенос льдов, направленный к побережью Гренландии и далее в пролив Фрама, обусловил вынос льдов из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Протяженный язык старых льдов, который в апреле располагался на границе двух морей — Восточно-Сибирского и Чукотского — и достигал острова Врангеля, в мае в результате дрейфа переместился на северо-запад на расстояние 200—250 км. В результате



Рис. 2.2.5. Аномалии толщины льда в морях российского сектора Арктики по данным полярных станций на период максимального нарастания льда в 2017 г. (конец мая).

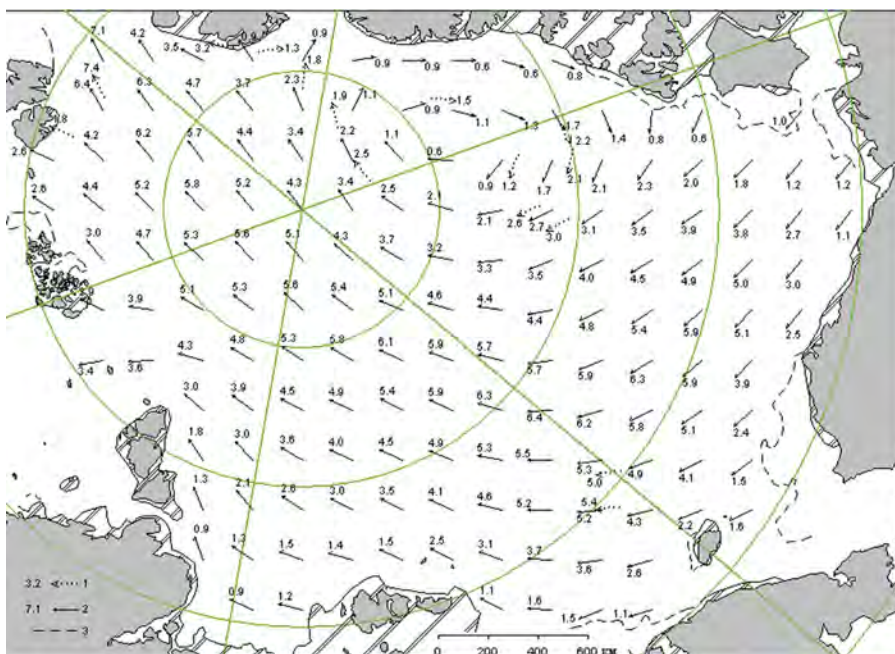


Рис. 2.2.6. Поле скорости результирующего дрейфа льда за май 2017 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.2.2.

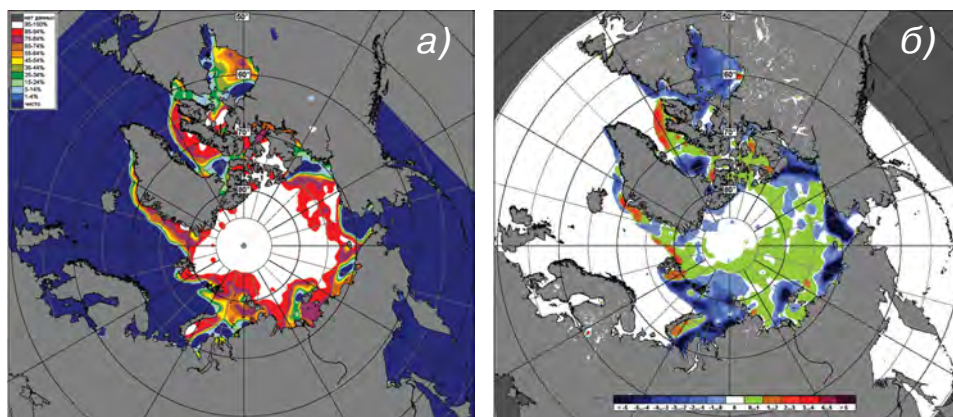


Рис. 2.2.7. Медианные распределения сплоченности льда в мае 2017 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

устойчивого выноса льдов из приполюсного района, отсюда было вынесено большое количество старых льдов, которые заместились однолетними льдами из северных частей морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Канадский антициклонический круговорот получил обширное развитие и наблюдался в виде развитого вихря с центром, смещенным к побережью островов Канадского Арктического архипелага. Прибрежная ветвь дрейфа проходила вдоль побережья островов Канадского Арктического архипелага и Аляски и далее уходила в северную часть

Чукотского и Восточно-Сибирского морей (рис. 2.2.6). Таким образом, смещение центра Канадского антициклонического круговорота к побережью Канадского Арктического архипелага обусловило вынос льда из северных частей морей Бофорта и Чукотского, в прибрежных районах которых образовалось обширное разрежение.

В распределении сплоченности льдов в мае, в связи с тем что Трансарктический перенос и Канадский антициклонический круговорот были хорошо развиты, наблюдались отрицательные аномалии сплоченности в Чукотском и Восточно-Сибирском морях (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.2.7 б). В прибрежных частях моря Бофорта и в гренландском секторе Арктики, включая пролив Фрама, наблюдались положительные аномалии сплоченности льда (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.2.7 б).

В июне началось чрезвычайно быстрое очищение окраинных морей западного и восточного районов российского сектора Арктики — Баренцева, Карского и Чукотского. В этих морях сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости. В конце июня аномалии ледовитости составили: в Баренцевом море –30 %, в

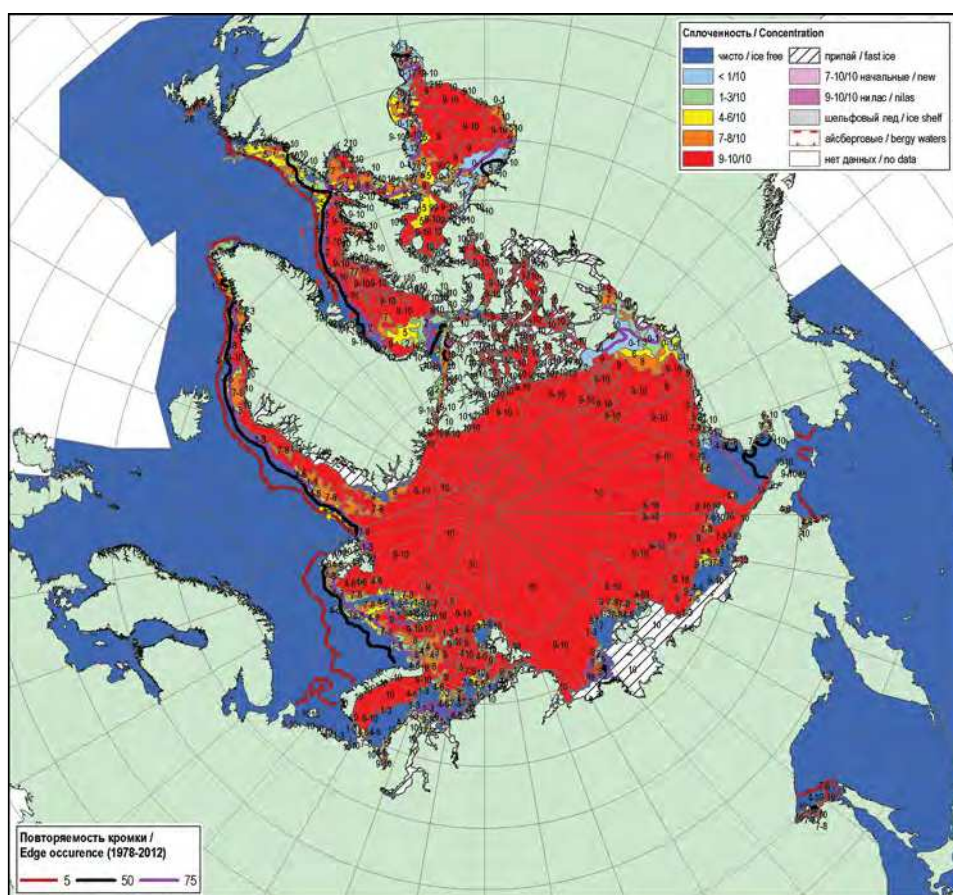


Рис. 2.2.8. Обзорная ледовая карта СЛО за 12—15 июня 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 11—15 июня за период 1979—2012 гг.

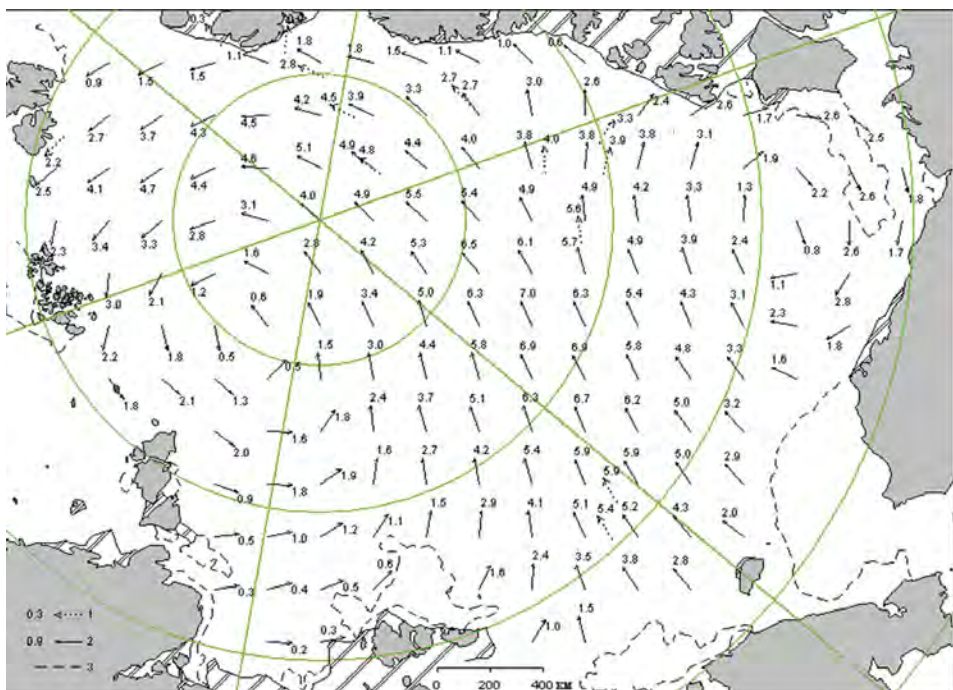


Рис. 2.2.9. Поле скорости результирующего дрейфа льда за июнь 2017 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.2.2.

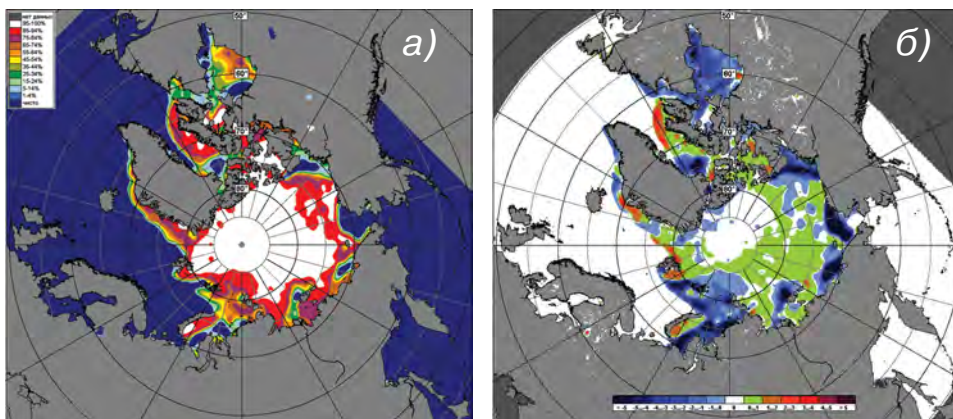


Рис. 2.2.10. Медианные распределения сплоченности льда в июне 2017 г. (а) и ее разность относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

в юго-западной части Карского моря –31 %, в Чукотском море –20 %. Очистение этих морей было связано, в первую очередь, с интенсивным дрейфом льда выносного характера, адвекцией тепла в эти районы и развитием тепловых процессов таяния и разрушения льда на открывающихся пространствах чистой воды. Обширные разрежения льда сформировались также в заприпайных зонах во всех российских арктических морях — от Карского до Чукотского (рис. 2.2.8).

В июне в поле дрейфа льда в СЛО наблюдалось развитие трех крупномасштабных структур дрейфа. В связи с произошедшей крупномасштабной перестройкой направленности атмосферных процессов наблюдалось ослабление блокирующего высотного гребня в восточной части Северной Атлантики и усиление зональных воздушных потоков в толще тропосферы в атлантико-евразийском секторе Северного полушария. Циклоны в системе исландского и алеутского минимумов смещались преимущественно по более высокоширотным траекториям.

Произошедшие масштабные изменения в циркуляции атмосферы привели к формированию, наряду с уже существующими традиционными структурами дрейфа, третьей структуры — обширного циклонического вихря к северу от Карского моря.

В результате в поле дрейфа наблюдались хорошо развитый циклонический вихрь в западной части Арктики с центром к северу от Карского моря, Трансарктический перенос льда со стрежнем, смещенным на восток, начинающийся от Новосибирских островов, и Канадский антициклонический круговорот с центром над морем Бофорта.

Такой характер дрейфа обусловил в июне перенос льда в северную часть моря Лаптевых, в приполюсный район Арктики и далее его вынос в Гренландское море. Одновременно лед выносило из восточных окраинных арктических морей Чукотского и Бофорта (рис. 2.2.9).

В результате сложившегося необычного поля дрейфа с двумя развитыми обширными вихрями в поле сплоченности ледяного покрова наблюдалось формирование обширных разряжений в восточных окраинных морях — Чукотском и Бофорта, а также в Баренцевом и Карском морях (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.2.10 б).

Зоны положительной аномалии сплоченности (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.2.10 б) сформировались в зонах приноса ледяного покрова, в гренландском секторе Арктики и море Лаптевых.

Общее количество льдов в Северном Ледовитом океане в конце второго квартала 2017 г. оказалось на 11,5 % меньше среднего многолетнего значения. Ледовитость меньше средней многолетней сформировалась во всех секторах Арктики.

Интересно отметить динамику изменения ледовитости в СЛО за первое полугодие 2017 г. Если в начале года отрицательная аномалия общего количества льда в СЛО составила –8 %, то за первый квартал 2017 г. аномалия изменилась на 5 % и составила –3,1 %, что свидетельствует о достаточно интенсивном накоплении льда в СЛО в первом квартале года. В конце второго квартала 2017 г. аномалия ледовитости составила –11,5 %, что свидетельствует о меньшем накоплении льда в Северном Ледовитом океане перед началом летнего периода.

Л.П. Мочнова, С.В. Хотченков

2.3. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД (ИЮЛЬ — СЕНТЯБРЬ)

Ледовые условия в летний период года начали формироваться на благоприятном фоне, который сформировался к концу второго квартала года и особенно хорошо проявился в окраинных морях российского сектора Арктики (Баренцево и Чукотское).

Распределение ледяного покрова по сплоченности и по возрастным градациям на каждый месяц и поля среднемесячного дрейфа за период июль — сентябрь 2017 г. приведены на рисунках 2.3.1—2.3.9.

В июле продолжалось интенсивное очищение прибрежных районов всех арктических морей — от западных (Гренландского, Баренцева и Карского) до восточных (Чукотского и Бофорта). К концу июля на большей части акватории этих морей наблюдались обширные пространства чистой воды. Аномалии ледовитости во всех морях составляли $-20\ldots-30\%$. Наиболее интенсивное очищение наблюдалось в окраинных арктических морях — в Баренцевом и Чукотском. К концу июля акватории этих морей практически полностью очистились от дрейфующих льдов.

Припай в российских арктических морях полностью разрушился в середине июля, что произошло в среднем на 5—10 суток раньше средних многолетних сроков. Припай до конца июля сохранялся только в проливах среди островов Канадского Арктического архипелага.

Наблюдался интенсивный вынос льдов из СЛО через пролив Фрама и далее вдоль побережья Гренландии (рис. 2.3.1).

В поле дрейфа льда наблюдалось формирование необычной картины. Вместо традиционных основных структур дрейфа сформировались два гигантских вихря.

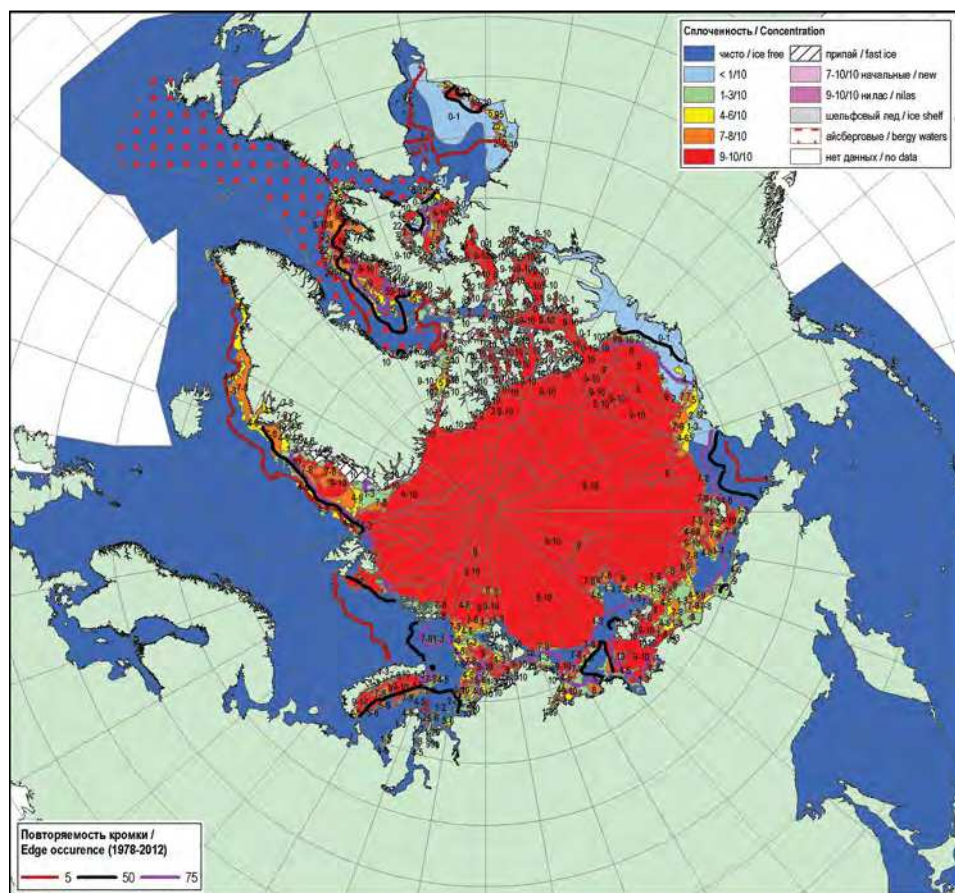


Рис. 2.3.1. Обзорная ледовая карта за 17—20 июля 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 июля за период 1979—2012 гг.

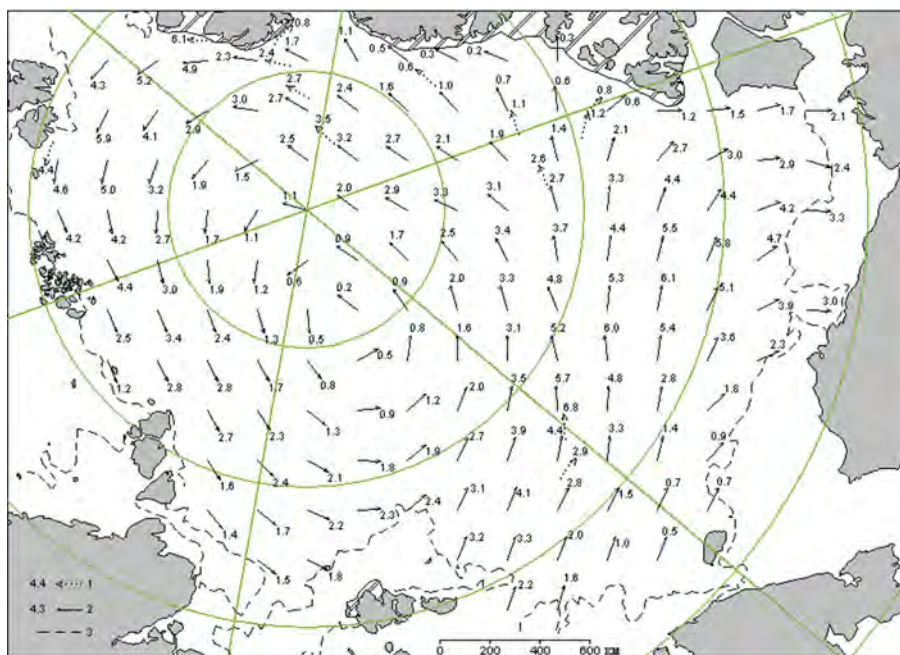


Рис. 2.3.2. Поле скорости результирующего дрейфа льда за июль 2017 г.

1 — направление и скорость (км/сут) дрейфа автоматического буя, 2 — результаты расчета в узле сетки, 3 — кромка молодого льда.

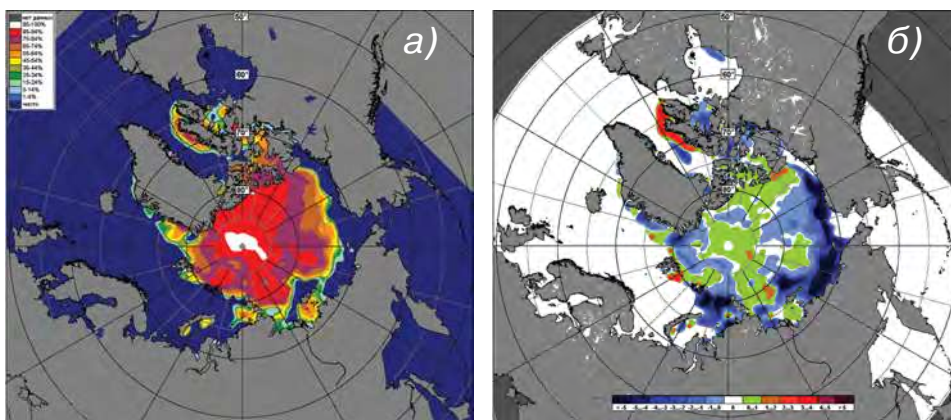


Рис. 2.3.3. Медианное распределение сплоченности льда в июле 2017 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 г. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

Более крупным был циклонический вихрь с центром в приполюсном районе, который распространялся практически на всю акваторию СЛО. Он обусловил вынос льдов из Восточно-Сибирского моря и одновременно поступление льдов в западную часть моря Лаптевых и в Гренландский сектор Арктики.

Другим вихрем являлся Канадский антициклонический круговорот, который был сильно смещен к побережью Аляски. В результате этого смещения развитие

Канадского антициклонического круговорота оказалось неполным, и он был развит намного менее обычного. Он обусловил незначительное поступление льдов в северную часть моря Бофорта (рис. 2.3.2).

Основной вклад в формирование отрицательной аномалии ледовитости и поля сплоченности льда вносили все арктические моря, в которых наблюдалось интенсивное сокращение площади льдов. Исключение составила западная часть моря Лаптевых (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.3.3 б). Положительные аномалии сплоченности льда наблюдались в приполюсном районе, в гринландском секторе Арктики, в западной части моря Лаптевых и в северной части моря Бофорта, куда был направлен основной вынос льдов (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.3.3 б).

Общая ледовитость Северного Ледовитого океана в июле была значительно меньше нормы (рис. 2.4.10). Площадь льдов в СЛО оказалась третьей по рангу минимальных значений после 2011 и 2012 гг.

В августе сокращение ледяного покрова в Северном Ледовитом океане продолжалось. Уменьшение ледовитости происходило в основном за счет разрушения льда во всех морях российского сектора Арктики и в море Бофорта. Большая часть

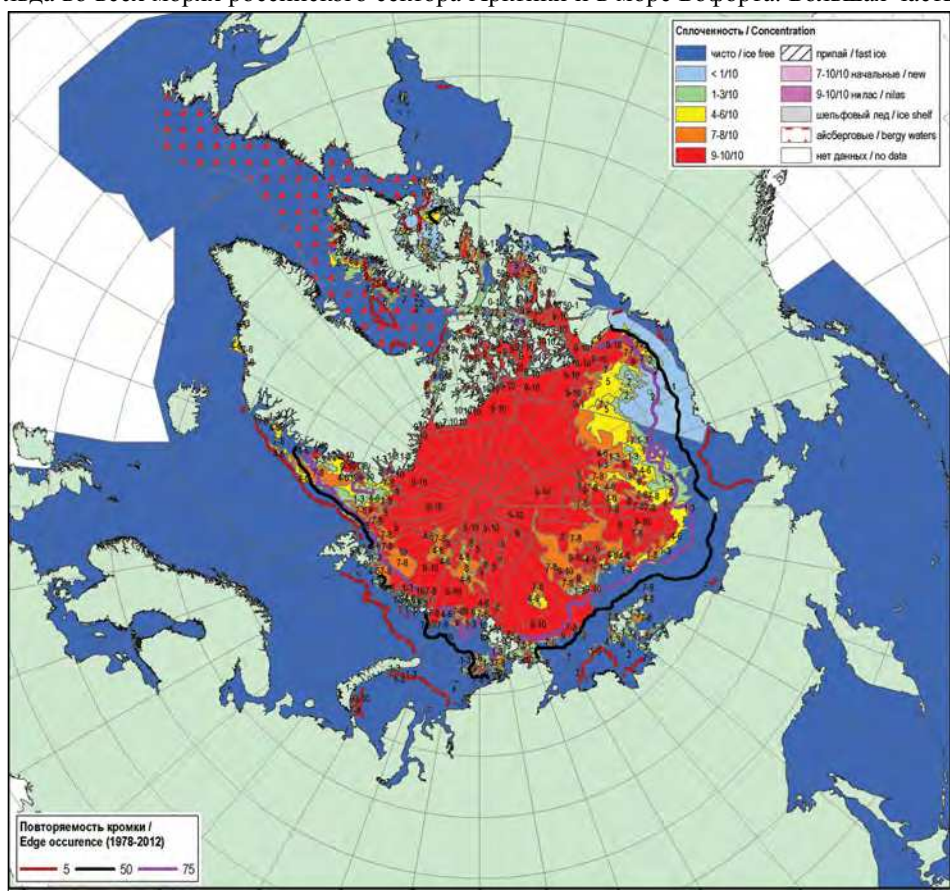


Рис. 2.3.4. Обзорная ледовая карта за 14—17 августа 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 августа за период 1979—2012 гг.

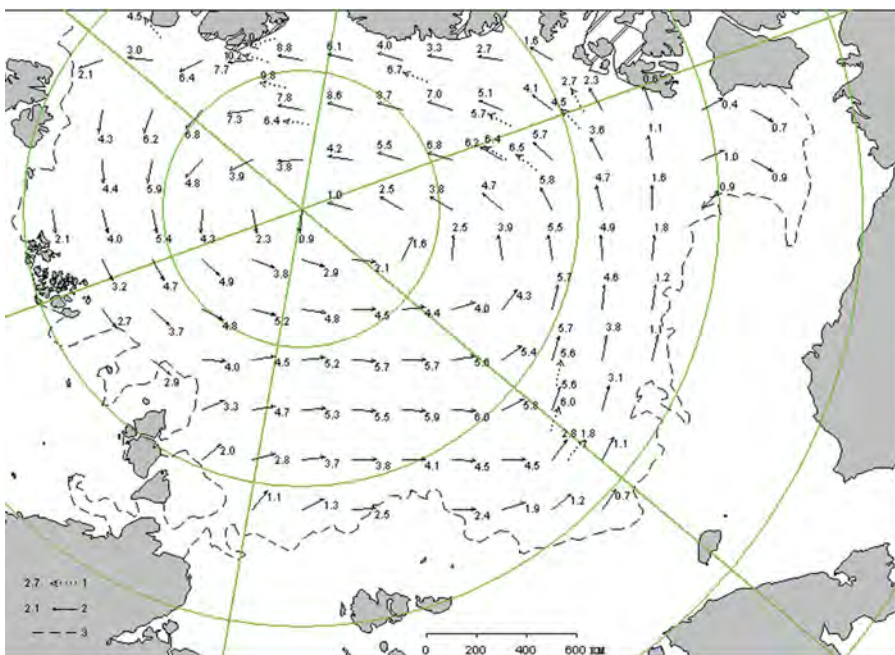


Рис. 2.3.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда за август 2017 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.3.2.

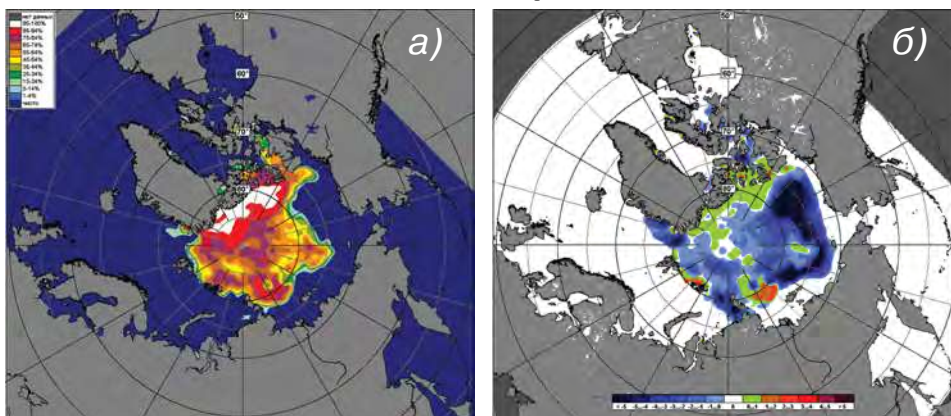


Рис. 2.3.6. Медианное распределение сплоченности льда в августе 2017 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

арктических морей российского сектора Арктики (за исключением северо-восточной части Карского моря и западной части моря Лаптевых) полностью очистилась от льда. Сформировались крупные отрицательные аномалии ледовитости, составляющие от -20 до -50 %.

Граница отступления дрейфующих льдов на север в морях Карском, Восточно-Сибирском, Чукотском и Бофорта в августе 2017 г. располагалась аномально высоко (рис. 2.3.4).

В августе в поле дрейфа льда произошли существенные изменения. Традиционных структур дрейфа в СЛО не наблюдалось. Сохранялся один гигантский циклонический вихрь, который сформировался еще в июле, с центром над Полусом. Это вихрь существенно увеличился в размерах и охватывал практически весь бассейн СЛО. Сформировавшийся и расширившийся вихрь поддерживал вынос льдов из северных частей морей Бофорта, Восточно-Сибирского и Чукотского в гренландский сектор Арктики (рис. 2.3.5).

В результате смещения массива арктических льдов к побережью Гренландии и островам Канадского Арктического архипелага вследствие выноса сюда льдов из морей Бофорта, Чукотского и Восточно-Сибирское, в этих районах сформировались положительные аномалии сплоченности льда (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.3.6 б). Вследствие интенсивного таяния, разрушения и выноса льдов в морях Гренландском, Баренцевом, Карском, Восточно-Сибирском и Бофорта в этих морях сформировались отрицательные аномалии сплоченности (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.3.6 б).

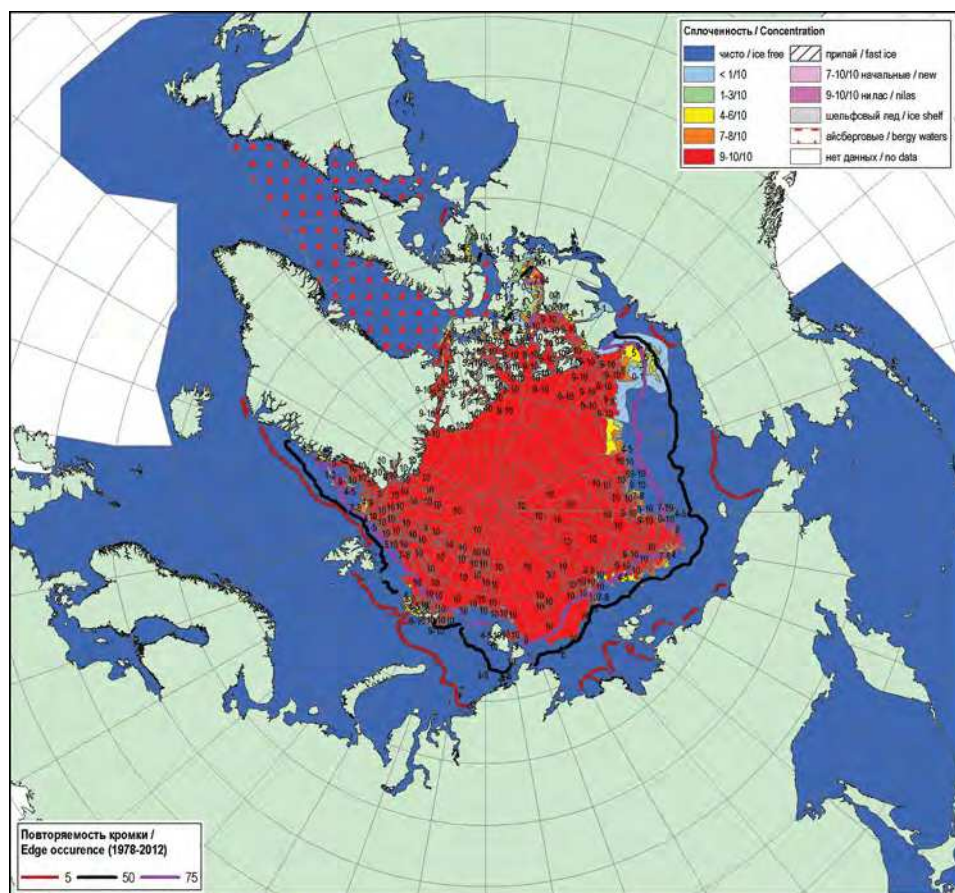


Рис. 2.3.7. Обзорная ледовая карта за 18—21 сентября 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 сентября за период 1979—2012 гг.

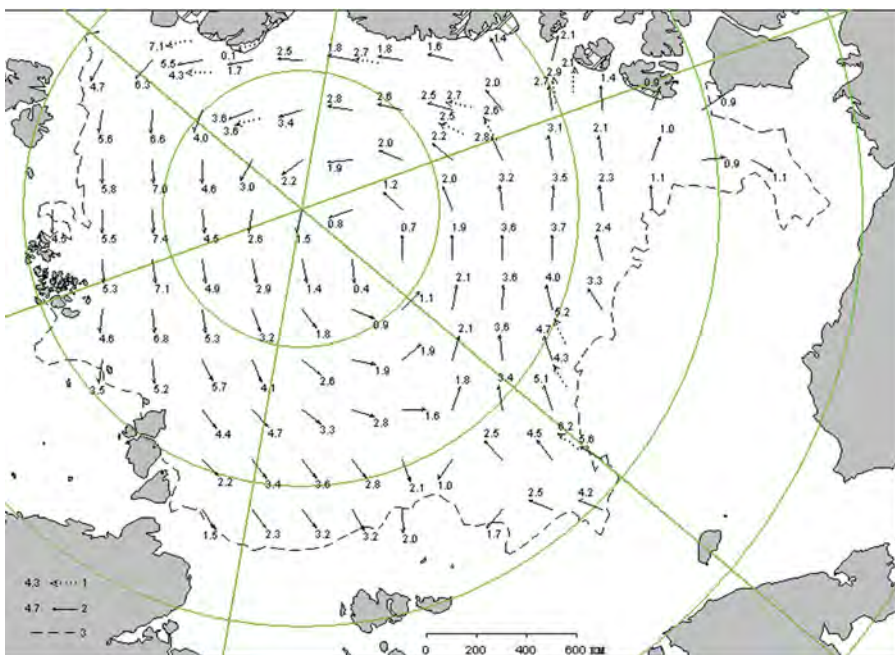


Рис. 2.3.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда за сентябрь 2017 г.

Усл. обозначения см. рис. 2.3.2.

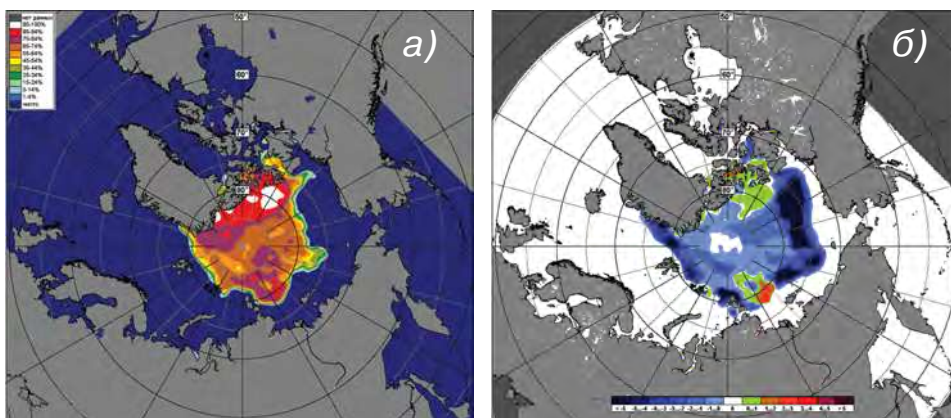


Рис. 2.3.9. Медианное распределение сплоченности льда в сентябре 2017 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2015 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

В начале *сентября* сокращение площади ледяного покрова в СЛО и в его морях прекратилось. Среди остаточных льдов к северу от 78—80° с.ш. началось ледообразование.

В середине первой декады сентября по широкому фронту прикромочной зоны между меридианами 30—180° в.д. началось ледообразование, что в среднем на 5—10 суток позже средних многолетних сроков. Ледообразование развивалось медленно, однако в конце сентября волна ледообразования подошла к северным грани-

цам всех арктических морей без исключения. Хотя начало ледообразования в осенний период 2017 г. пришлось на более поздние сроки, чем в среднем многолетнем, и его продвижение было достаточно медленным, осенние процессы происходили интенсивнее, чем в предыдущие годы (2015—2016 гг.).

Основная масса льдов, сохранившихся после периода летнего таяния в Северном Ледовитом океане, была смещена в приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики. Небольшое количество остаточных льдов наблюдалось в западной части моря Лаптевых и в северной части Восточно-Сибирского моря (рис. 2.3.7).

Дрейф ледяного покрова показан на рис. 2.3.8. В сентябре в поле дрейфа льда существенных изменений по сравнению с августом не наблюдалось. Устойчиво сохранялся обширный циклонический вихрь, который способствовал выносу льдов из окраинных морей и накоплению их в северной части моря Лаптевых и в гренландском секторе Арктики.

Трансарктический перенос льда и Канадский антициклонический круговорот как обычно наблюдаемые структуры дрейфа полностью отсутствовали.

В сентябре в результате выноса льда ветвью циклонического вихря сохранились значительные отрицательные аномалии сплоченности льда у северных границ всех арктических морей, кроме северной части моря Лаптевых (зоны, выделенные темно-синим цветом на рис. 2.3.9 б). Положительные аномалии сплоченности сформировались в гренландском секторе Арктики и северной части моря Лаптевых (зоны, выделенные зеленым и красным цветом на рис. 2.3.9 б).

Общая площадь дрейфующих льдов в СЛО в середине сентября 2017 г. составила 4,6 млн км² при норме 6,1 млн км², что на 24,6 % меньше средних многолетних значений. Значения общей ледовитости в СЛО и во всех его секторах оказались на 0,5—1,3 млн км² меньше средних значений ледовитости за весь ряд наблюдений (1978—2017 гг.). Тем не менее общая площадь льдов была существенно (на 0,5—1,2 млн км²) больше, чем в аномально легкие 2012 и 2016 гг., и стала, таким образом, седьмой по рангу минимумов в группе легких лет. Важно отметить, что площадь остаточных льдов в СЛО в середине сентября 2017 г. почти на 100 тыс. км² превышала норму «короткого ряда» за последнее «теплое» десятилетие (2006—2016 гг.). Больше среднего значения по короткому ряду была ледовитость в двух секторах СЛО: в секторе 95° в.д. — 170° з.д. (моря Лаптевых — Чукотское), а также в секторе 170° в.д. — 45° з.д. (море Бофорта и Канадская Арктика).

Данные о ледовитости Северного Ледовитого океана и его секторов на середину сентября, а также о ее аномалии по отношению к значениям ледовитости в другие годы и два периода приведены в табл. 2.3.1.

На рис. 2.4.10 приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северного Ледовитого океана и его отдельных секторов за период с 26 октября 1978 г. по 17 сентября 2017 г. по годам, полученные на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM. Ход общей ледовитости показывает, что практически весь летний период количество льда в целом по СЛО было меньше среднего многолетнего значения (нормы за 1978—2017 гг.), но не опускалось ниже крайних экстремальных значений, которые наблюдались в 2012 и 2016 гг. Как уже отмечалось выше, общая площадь льдов в 2017 г. стала седьмой по рангу минимумов в группе легких лет.

Значения ледовитости (S) за период 11—17 сентября 2017 г. и ее аномалии по отношению к значениям в другие годы и периоды 2006—2017 и 1978—2017 гг. (по данным наблюдений SSMR—SSM/I—SSMIS)

Район, сектор	S, тыс. км ²	Аномалия, тыс. км ²						
		2012	2013	2014	2015	2016	2006— 2017	1978— 2017
СЛО	4602,8	1258,5	–405,0	–384,6	207,8	361,8	96,8	–1383,1
Сектор 45° з.д. — 95° в.д. (моря Гренландское — Карское)	1040,1	–20,0	174,4	–362,6	–169,4	–115,8	–165,0	–389,5
Сектор 95° в.д. — 170° з.д. (моря Лаптевых — Чукотское)	1490,2	765,0	–70,4	241,2	325,6	239,9	227,8	–492,9
Сектор 170° з.д. — 45° з.д. (море Бофорта и канадская Арктика)	2142,1	513,4	–505,5	–260,6	51,2	245,6	33,7	–507,9

В.М. Смоляницкий, А.Д. Фёдорова

2.4. РАЗВИТИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В ОСЕННИЙ ПЕРИОД (ОКТАБРЬ — ДЕКАБРЬ)

Распределение ледяного покрова по сплоченности, по возрастным градациям и поля среднемесячного дрейфа за каждый месяц за период октябрь — декабрь 2017 г. приведены на рис. 2.4.1—2.4.9.

После легких ледовых условий, сложившихся к концу летнего периода, ледообразование в осенний период 2017 г. началось позднее средних многолетних сроков. В центральной части СЛО и в проливах Канадского Арктического архипелага начальные льды стали отмечаться в первой декаде сентября, что в среднем на 5—10 суток позднее средних многолетних сроков.

Ледообразование в октябре 2017 г. характеризовалось низкой интенсивностью повсеместно, кроме моря Лаптевых и проливов Канадского Арктического архипелага.

В начале *октября* волна ледообразования подошла к северной границе всех арктических морей.

В середине октября молодыми льдами были полностью покрыты море Лаптевых, проливы Канадского Арктического архипелага, восточная часть моря Бофорта. Ледообразование началось на акватории северо-восточной части Карского моря, западной части Восточно-Сибирского моря и моря Бофорта. Остальные окраинные моря — Гренландское, Баренцево, Чукотское — оставались полностью свободными от льда.

Площадь молодых льдов, появившихся в СЛО и его морях с середины сентября по середину октября, составила около 1,86 млн км² и оказалась очень близкой к среднему многолетнему значению (1,83 млн км²).

Среди остаточных льдов в СЛО в третьей декаде октября наблюдался переход молодых льдов в возрастную градацию однолетних тонких льдов (рис. 2.4.1).

В октябре Трансарктический перенос льда был развит слабо. Его стрежень был смещен к западу и располагался вдоль линии северная граница моря Лаптевых —

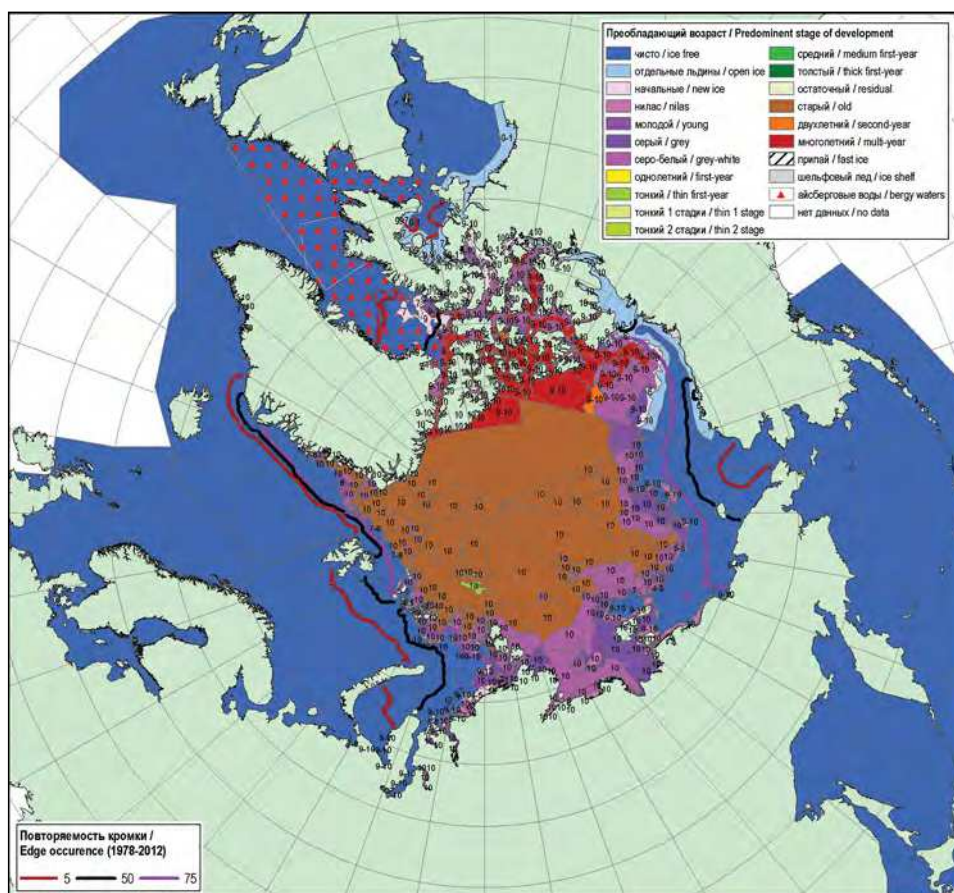
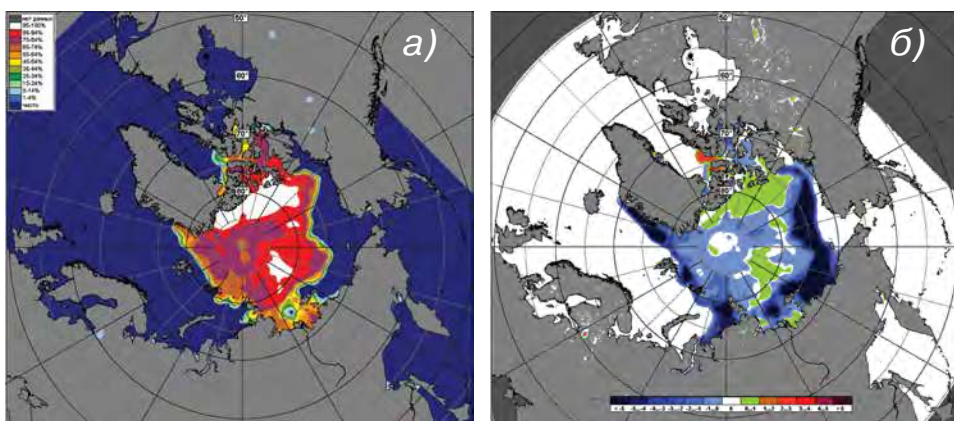
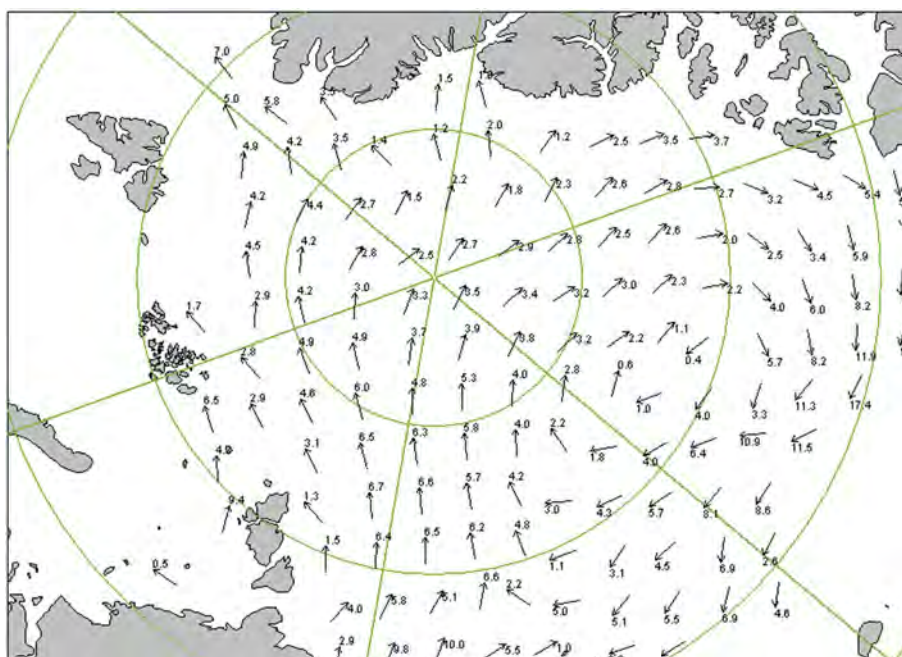


Рис. 2.4.1. Обзорная ледовая карта за 16—19 октября 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 октября за период 1979—2012 гг.

пролив Фрама. Слабое развитие Трансарктического переноса обусловило слабый вынос льдов из морей западного района Арктики в пролив Фрама. Канадский антициклонический круговорот был хорошо развит. Его центр был смещен к меридиану 180° и располагался в широтной зоне $80\text{—}85^\circ$ с.ш. В результате смещения центра круговорота к приполюсному району лед из центральной Арктики по периферии круговорота выносился к северному побережью островов Канадского Арктического архипелага и далее в северную часть моря Бофорта (рис. 2.4.2).

В поле сплоченности ледяного покрова сформировались несколько характерных зон. Две хорошо выраженные зоны пониженной сплоченности наблюдались в прикромочных частях морей западного и восточного районов Арктики. Они сформировались в результате позднего ледообразования и выноса льдов (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.4.3 б).

Зоны повышенной сплоченности наблюдалась в районах приноса и накопления льда в результате общего дрейфа, обусловленного Канадским антициклоническим круговоротом (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.4.3 б).



В *ноябре* интенсивность ледообразования и нарастания льда возросли в самом бассейне и в центральных окраинных морях, особенно в море Лаптевых. Интенсивность нарастания льда хорошо прослеживалась по появлению на акватории морей однолетних тонких льдов. Если в начале ноября в море Лаптевых, северо-восточной части Карского моря, западной части Восточно-Сибирского моря и в северной части моря Бофорта преобладали молодые льды, то в середине ноября

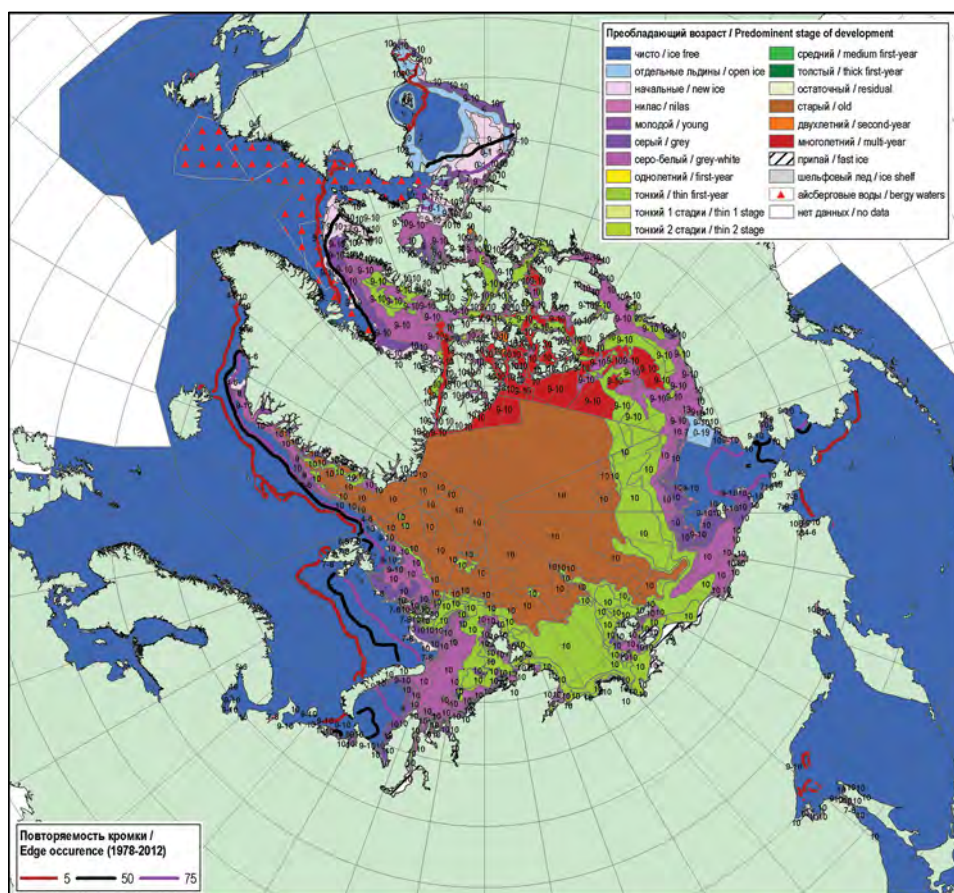


Рис. 2.4.4. Обзорная ледовая карта за 20—23 ноября 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 21—25 ноября за период 1978—2012 гг.

на значительной части акватории этих морей уже наблюдались однолетние тонкие льды (диапазон толщины 30—70 см).

Количество льдов, появившихся в СЛО с середины октября по середину ноября, составило 2,5 млн км², т.е. оказалось близким к среднему многолетнему значению (2,1 млн км²).

Зоны преобладания старых льдов занимали весь приполюсный район, гренландский и канадский секторы Арктики. Протяженный отрог старых льдов наблюдался в северо-западной части Восточно-Сибирского моря (рис. 2.4.4).

В ноябре наблюдалась дальнейшая деградация Трансарктического переноса, стрежень которого еще больше сместился к западу и представлял собой узенький поток, бравший начало из северных частей Карского и Баренцева морей. В результате смещения стрежня Трансарктического переноса к западу, льды из Баренцева и Карского морей выносились в пролив Фрама.

Канадский антициклонический круговорот сохранялся в виде преобладающей структуры дрейфа во всем Арктическом бассейне. Центр гигантского антицикло-

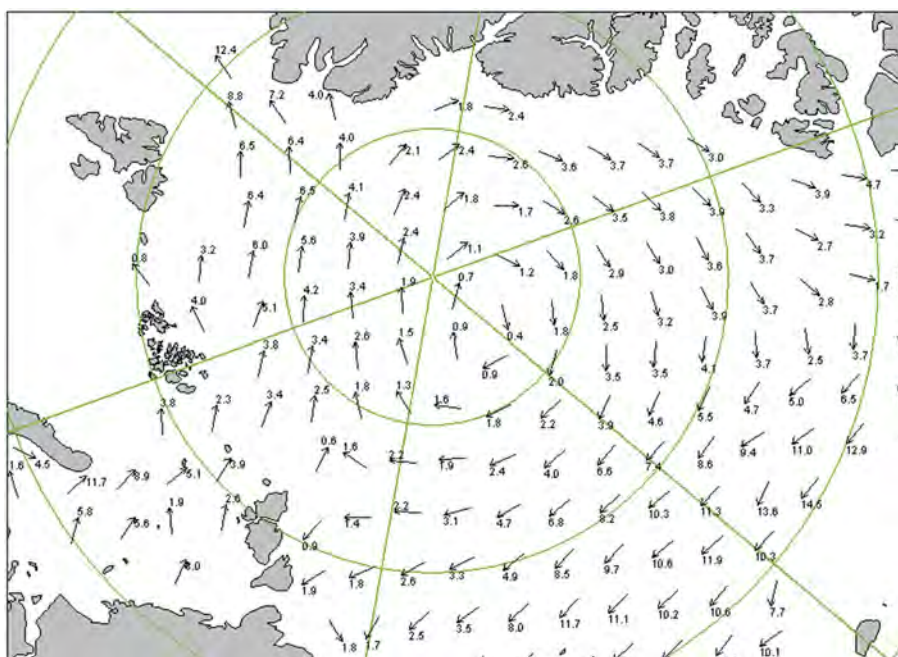


Рис. 2.4.5. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в ноябре 2017 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.4.2.

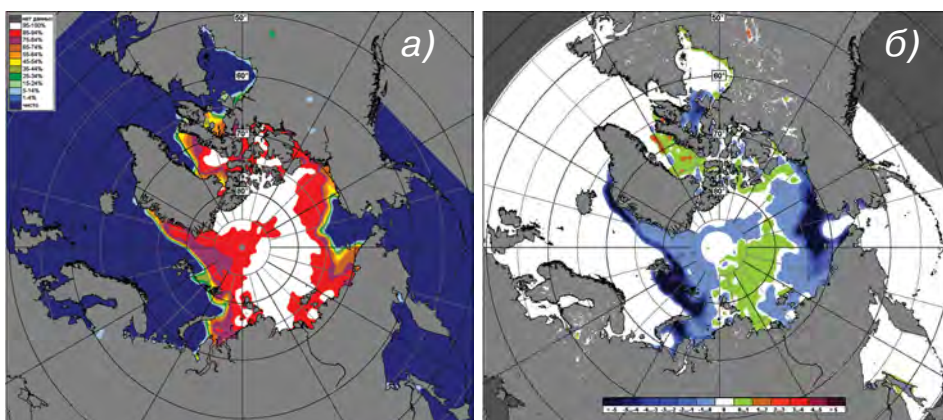


Рис. 2.4.6. Медианное распределение сплоченности льда в ноябре 2017 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

нического вихря сместился в приполюсный район, и под его влиянием находился практически весь Арктический бассейн (рис. 2.4.5).

Возросшая в ноябре интенсивность увеличения общего количества льда в СЛО и развитый Канадский антициклонический круговорот привели к формированию обширной положительной аномалии сплоченности, наблюдаемой в проливах Канадского Арктического архипелага, в море Бофорта у побережья Аляски и в северных районах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (зоны, выделенные зеле-

ным цветом на рис. 2.4.6 б). Отрицательная аномалия сплоченности наблюдалась в западных морях СЛО (Гренландском, Баренцевом, Карском), откуда лед выносило в результате дрейфа, и в Чукотском море, в котором ледообразование еще только начиналось (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.4.6 б).

В декабре наблюдалось увеличение площади ледяного покрова и дальнейшее увеличение его толщины.

Количество молодых льдов, появившихся в СЛО и его морях с середины ноября по середину декабря, составило около 1,6 млн км², что оказалось на 0,3 млн км² больше среднего многолетнего значения.

В середине декабря большие участки акватории Баренцева моря и южной части Чукотского моря еще оставались свободными от льдов. В северной части Баренцева моря, юго-западной части Карского моря и практически на всей акватории Чукотского моря преобладали молодые льды. На акватории остальных арктических морей, начиная от северо-восточной части Карского моря и далее на восток, наблюдалось преобладание однолетнего среднего льда (диапазон толщины 70—120 см). Только в северной части

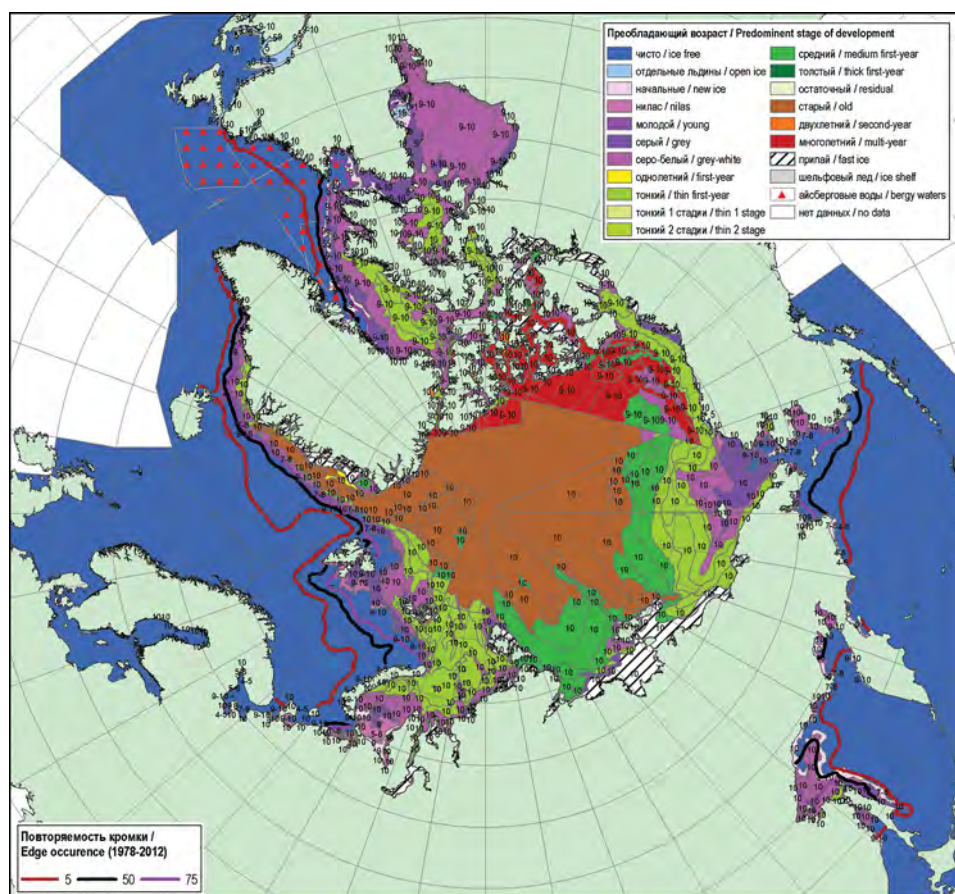


Рис. 2.4.7. Обзорная ледовая карта за 18—21 декабря 2017 г., составленная на основе ледового анализа ААНИИ, Канадской ледовой службы и Национального ледового центра США, и повторяемость положения кромки льда 16—20 декабря за период 1978—2012 гг.

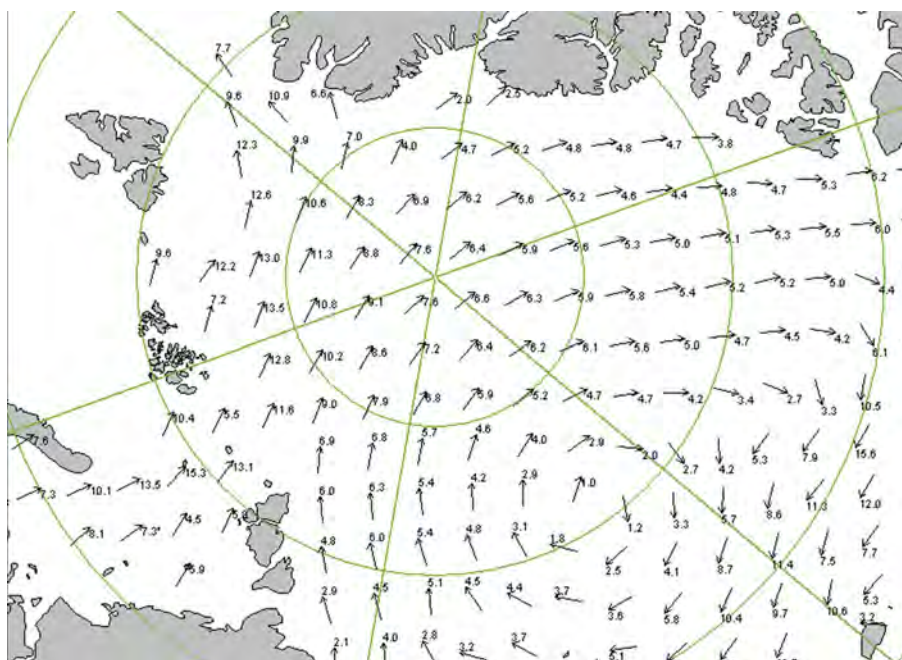


Рис. 2.4.8. Поле скорости результирующего дрейфа льда (км/сут) в декабре 2017 г.
Усл. обозначения см. рис. 2.4.2.

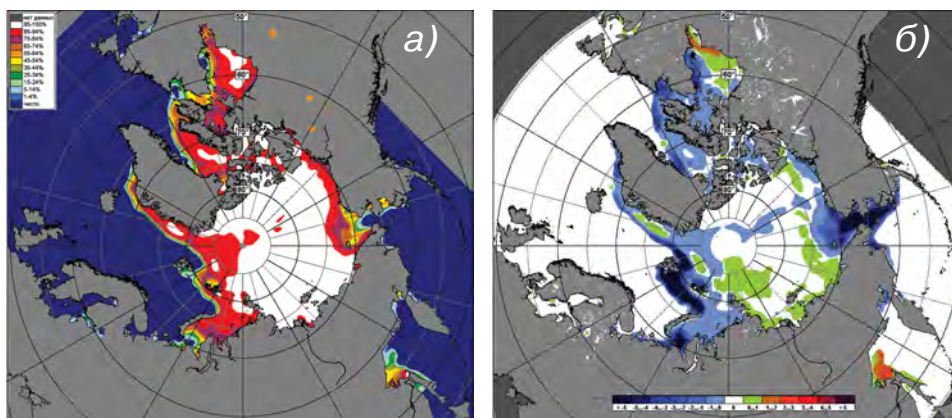


Рис. 2.4.9. Медианное распределение сплоченности льда в декабре 2017 г. (а) и ее разности относительно медианного распределения за тот же месяц за период 1979—2017 гг. (б) на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS, алгоритм NASATEAM.

морей наблюдался переход однолетних средних льдов в возрастную градацию однолетних толстых (толщина более 120 см). В северо-западной части Восточно-Сибирского моря сохранялся обширный отрог старых и остаточных льдов. Началось становление припая в районе Новосибирских островов (рис. 2.4.7).

В поле дрейфа сохранялась сложившаяся в предшествующие месяцы схема дрейфа, состоящая из слабо развитого Трансарктического переноса и хорошо разви-

того Канадского антициклонического круговорота, охватившего практически весь бассейн СЛО.

Трансарктический перенос льда был значительно смещен к западу по сравнению со своим обычным положением и выносил льды из северной части Баренцева и Карского морей в пролив Фрама. Центр Канадского антициклонического круговорота сместился к западу и наблюдался к северу от Восточно-Сибирского моря. В результате мощного антициклонического круговорота льды из приполюсного района переносились в море Бофорта и далее в северную часть морей восточного сектора российской Арктики (рис. 2.4.8).

В поле сплоченности отрицательные аномалии (зоны, выделенные синим цветом на рис. 2.4.9 б) сохранялись в западных морях российского сектора Арктики и южной части Чукотского моря. Одновременно отмечалось формирование нескольких зон положительной сплоченности, связанных с переносом льдов в районы морей Бофорта и Восточно-Сибирского (зоны, выделенные зеленым цветом на рис. 2.4.9 б).

На рис. 2.4.10 приведены ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северного Ледовитого океана и его отдельных секторов (за период с октября 1978 г. по декабрь 2017 г.) по годам на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I, алгоритм NASATEAM.

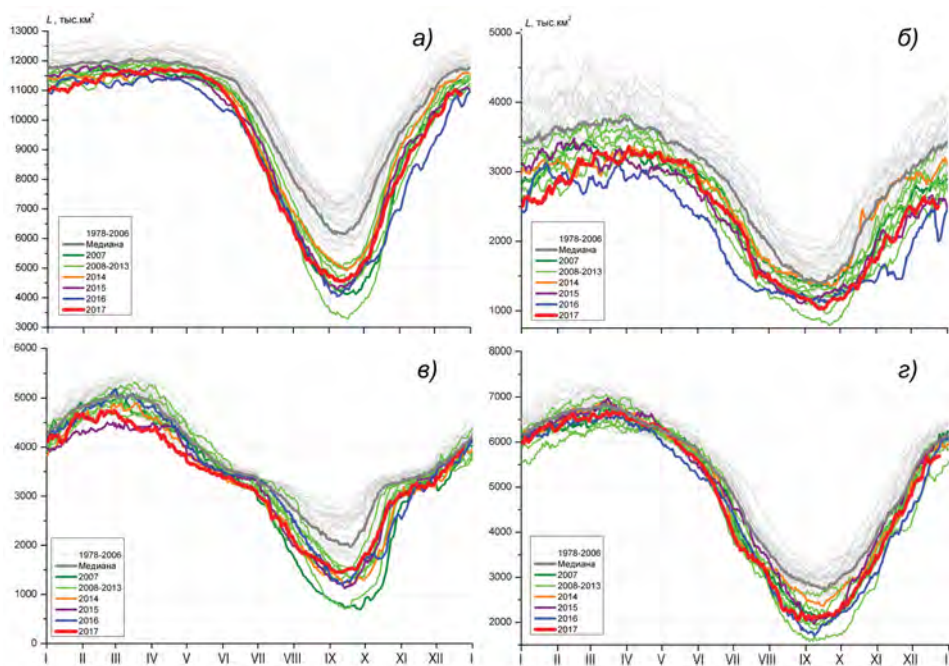


Рис. 2.4.10. Ежедневные оценки сезонного хода ледовитости для Северного Ледовитого океана и трех меридиональных секторов за период с 26 октября 1978 г. по 26 декабря 2017 г. по годам на основе расчетов по данным SSMR—SSM/I—SSMIS—AMSR2,

- а) Северный Ледовитый океан, б) сектор 45° з.д. — 95° в.д. (Гренландское — Карское моря),
 в) сектор 95° в.д. — 170° з.д. (моря Лаптевых — Чукотское и Берингово, Охотское),
 г) сектор 170 — 45° з.д. (море Бофорта и канадская Арктика).

По оценкам, выполненным в ААНИИ, общая площадь дрейфующих льдов в Северном Ледовитом океане в конце декабря 2017 г. составила 10,94 млн км² при норме 11,57 млн км², т.е. была на 5,5 % меньше средних многолетних значений.

Сезонный ход ледовитости в СЛО показывает, что общее количество льдов в течение всего года было устойчиво меньше средних многолетних значений. Однако в летний период общая площадь льдов существенно (на 0,3—1,2 млн км²) превышала ледовитость, наблюдавшуюся в аномально легких 2012 и 2016 гг., став, таким образом, седьмой по рангу в группе легких лет.

Развитие ледовых условий в разных секторах и в разные сезоны года выявило интересные особенности, проявившиеся в 2017 г. Основной вклад в формирование легких ледовых условий в течение всего года вносили моря всех меридиональных секторов, в то время как в предшествующие годы наибольший вклад приходился на западный меридиональный сектор 95° в.д. — 170° з.д. (моря Гренландское, Баренцево, Карское) (см. рис. 2.4.10).

Развитие ледовых условий в 2017 г. также сохранило тенденцию, наблюдающуюся в последние несколько лет. После аномально легких ледовых условий в 2012 г. в последующие пять лет наблюдалось развитие умеренно малой ледовитости (на 5—10 % меньше средних многолетних значений) в течение всего года, кроме летнего периода. В летний период происходило значительное сокращение ледяного покрова и формировались аномально легкие ледовые условия (аномалия ледовитости была на 20—25 % меньше средних многолетних значений).

А.А. Степанова, Н.Л. Корельская

2.5. ЛЕДОВО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК

Обзор ледово-гидрологических условий в устьевых областях рек бассейнов морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского составлен на основе ежедневной информации, полученной на АСПД ААНИИ кодом КН-15 с постов стационарной сети Росгидромета, расположенных на устьевых участках рек, и кодом КН-02 SEA с полярных станций, расположенных на устьевых взморьях рек Оби и Енисея. Для расчета аномалий гидрологических величин использовались нормы, рассчитанные для каждого наблюдательного поста с момента начала наблюдений на этом посту по 2016 г. (длина рядов для расчета средних многолетних значений в среднем составляет 50—60 лет).

Ледово-гидрологические условия в устьевых областях рек бассейна Карского моря

Нарастание льда в зимне-весенний период

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках рек бассейна Карского моря наблюдалось на реках Таз и Енисее в январе и на реке Оби, где в январе и феврале нарастание было одинаково равномерным. На реке Енисее (п. Игарка) с февраля по апрель нарастания льда не отмечалось. На реке Таз в марте было отмечено незначительное уменьшение толщины льда. В апреле нарастание льда продолжалось во всех пунктах, кроме п. Игарка.

В табл. 2.5.1 приведены ежемесячные данные о нарастании льда с января по апрель на устьевых участках рек Оби, Енисея и Таз.

Таблица 2.5.1

**Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу
на устьевых участках рек**

Река	Пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	83	+19	102	+19	108	+6	111	+3
Таз	Тазовское	100	+21	107	+7	104	–3	106	+2
Енисей	Игарка	90	+18	90	0	90	0	90	0
	Дудинка	117	+36	128	+11	140	+12	154	+14
	Караул	74	+23	89	+15	100	+11	114	+14

В табл. 2.5.2 приведены аномалии толщины льда по вышеуказанным пунктам на конец апреля, т.е. в период, близкий к максимальному нарастанию льда. На реках Оби и Енисее (п. Дудинка) толщина льда превышала средние многолетние значения на 10—24 см, а на реках Таз и Енисее (п. Игарка и Караул) была меньше средних многолетних на 7—28 см.

В конце апреля высота снега на льду в большинстве пунктов составила 36—50 см и только на реке Енисее (п. Игарка) 26—35 см.

Таблица 2.5.2

Толщина льда и ее аномалия на конец апреля на устьевых участках рек

Река	Пункт	Толщина, см		
		2017 г.	Средняя	Аномалия
Обь	Салехард	111	101	+10
Таз	Тазовское	106	134	–28
Енисей	Игарка	90	97	–7
	Дудинка	154	130	+24
	Караул	114	136	–22

В табл. 2.5.3 приведены ежемесячные данные о нарастании льда с января по май на устьевых взморьях рек Оби и Енисея по данным полярных станций.

Наибольшее нарастание льда наблюдалось в январе.

Таблица 2.5.3

**Толщина льда (H) и ее увеличение (ΔH) от месяца к месяцу
на устьевых взморьях рек Оби и Енисея**

Устьевое взморье	Пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля		31 мая	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обская губа	Новый Порт	117	+38	135	+18	152	+17	167	+15	129	–1
Енисейский залив	Сопочная	102	+15	114	+12	123	+9	130	+7	111	+1
	Карга										

В табл. 2.5.4 приведены аномалии толщины льда на устьевом взморье рек Оби и Енисея на конец апреля, т.е. в период, близкий к максимальному нарастанию льда.

Толщина льда в конце апреля на устьевом взморье реки Оби была больше средней многолетней на 26 см, на устьевом взморье реки Енисея — меньше средней многолетней на 35 см.

Таблица 2.5.4

Толщина льда и ее аномалия на конец апреля на устьевых взморьях рек Оби и Енисея

Устьевое взморье	Пункт	Толщина льда, см		
		2017 г.	Среднее	Аномалия
Обская губа	Новый Порт	167	141	+26
Енисейский залив	Сопочная Карга	130	165	–35

Высота снега на льду в конце апреля составила 15—19 см в п. Сопочная Карга и 40—49 см в п. Новый Порт.

Характеристика процесса вскрытия

Признаком начала разрушения льда весной является образование закраин. Закраины появились на устьевых участках рек бассейна Карского моря в следующие сроки: на реках Оби и Таз — в первой декаде мая, на реке Енисее — в третьей декаде мая. С 26 мая по 8 июня на устьевых участках реки Енисея наблюдались подвижки льда. На реках Оби и Таз подвижек отмечено не было. Затопы льда на устьевых участках рек Карского моря не отмечались.

В табл. 2.5.5 приведены сроки начала весеннего ледохода и очищения от льда, а также их аномалии по отношению к средним многолетним срокам на устьевых участках рек Оби, Енисея и Таз.

Таблица 2.5.5

Сроки вскрытия и очищения на устьевых участках рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обь	Салехард	28 V	24 V	+4	4 VI	30 V	+5
Таз	Тазовское	13 VI	10 VI	+3	15 VI	11 VI	+4
Енисей	Игарка	30 V	27 VI	+3	11 VI	5 VI	+6
	Дудинка	6 VI	3 VI	+3	9 VI	11 VI	–2
	Караул	9 VI	8 VI	+1	13 VI	18 VI	–5

Весенний ледоход на устьевых участках рек Оби, Таз и Енисея начался на 1—4 дня позже средних многолетних сроков. Продолжительность весеннего ледохода составила на реках Таз и Оби 2—7 дней, на р. Енисее 3—12 дней.

Очищение от льда на реке Енисее (п. Дудинка, п. Караул) отмечалось раньше средних многолетних сроков на 2—5 дней. А очищение устьевых участков рек Оби, Таз и Енисея (п. Игарка) произошло позже средних многолетних сроков на 4—6 дней.

В табл. 2.5.6 приведены сроки взлома припая и очищения от льда, а также аномалии по отношению к средним многолетним срокам на устьевых взморьях рек Оби и Енисея.

Взлом припая и очищение от льда на устьевых взморьях рек Оби и Енисея произошли в сроки, близкие к средним многолетним.

Продолжительность ледохода составила 4 дня в Енисейском заливе и 14 дней в Обской губе.

Таблица 2.5.6

Сроки вскрытия и очищения на устьевых взморьях рек Оби и Енисея

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обская губа	Новый Порт	Взлом припая Очищение от льда	15 VI 29 VI	18 VI 27 VI	–3 +2
Енисейский залив	Сопочная Карга	Взлом припая Очищение от льда	20 VI 24 VI	20 VI 27 VI	0 –3

Характеристика процесса замерзания

Замерзание крупных рек бассейна Карского моря часто начинается с появления заберегов. В 2017 г. на устьевых участках крупных рек появления заберегов зафиксированы позже средних многолетних сроков на 4—13 дней (кроме п. Караул, где забереги отмечены на 7 дней раньше средней многолетней даты). Устойчивое появление плавучего льда произошло на 3—8 дней позже средних многолетних сроков. Становление ледостава во всех пунктах также произошло позже средних многолетних сроков на 2—20 дней. Продолжительность периода с плавучим льдом составила от одного дня (п. Тазовское) до 21 дня (п. Игарка).

В табл. 2.5.7 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений и их аномалии на устьевых участках рек Оби, Таз и Енисея.

Таблица 2.5.7

Сроки наступления ледовых явлений и их аномалии на устьевых участках рек

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2017 г.	Средняя	Аномалия, сут	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обь, Салехард	27 X	18 X	+9	27 X	23 X	+4	10 XI	29 X	+12
Таз, Тазовское	14 X	10 X	+4	15 X	12 X	+3	16 X	14 X	+2
Енисей, Игарка	–	16 X	–	20 X	16 X	+4	10 XI	21 X	+20
Енисей, Дудинка	25 X	12 X	+13	25 X	17 X	+8	27 X	24 X	+3
Енисей, Караул	5 X	12 X	–7	23 X	19 X	+4	27 X	21 X	+6

В табл. 2.5.8 приведены сроки замерзания устьевого взморья рек Оби и Енисея по данным стационарной сети.

На устьевом взморье появление плавучего льда и полное замерзание происходили на 4—6 и 16—22 дня позже средних многолетних сроков соответственно. Продолжительность периода с плавучим льдом составила 22—23 дня.

Таблица 2.5.8

Сроки наступления ледовых явлений на устьевых взморьях рек Оби и Енисея

Устьевое взморье	Пункт	Ледовая фаза	Дата		
			2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Обская губа	Новый Порт	Устойчивое появление плавучего льда	17 X	11 X	+6
		Полное замерзание	8 XI	17 X	+22
Енисейский залив	Сопочная Карга	Устойчивое появление плавучего льда	15 X	11 X	+4
		Полное замерзание	7 XI	22 X	+16

Нарастание льда в осенне-зимний период

В табл. 2.5.9 приведены данные о нарастании льда за ноябрь — декабрь, а в табл. 2.5.10 — аномалии толщины льда в конце декабря по отношению к средним многолетним значениям на устьевых участках рек.

Таблица 2.5.9

Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) в осенне-зимний период на устьевых участках рек

Река	Пункт	31 октября	30 ноября		31 декабря	
		H см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обь	Салехард	—	26	+26	37	+11
Таз	Тазовское	—	44	+44	54	+10
Енисей	Игарка	—	38	+38	49	+11
	Дудинка	—	33	+33	57	+24
	Караул	—	43	+43	53	+10

Таблица 2.5.10

Толщина льда и ее аномалия в конце декабря на устьевых участках рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2017 г.	Среднее	Аномалия
Обь	Салехард	37	64	–27
Таз	Тазовское	54	78	–24
Енисей	Игарка	49	59	–10
	Дудинка	57	73	–16
	Караул	53	88	–35

В ноябре наблюдалось наибольшее нарастание льда с момента начала ледообразования на устьевых участках рек Оби, Таз и Енисея.

Толщина льда в конце декабря 2017 г. на устьевых участках рек Оби, Таз и Енисея была меньше средних многолетних значений на 10—35 см.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составила от 16 см (п. Салехард) до 50 см (п. Игарка).

В табл. 2.5.11 приведены данные о нарастании льда за октябрь — декабрь, а в табл. 2.5.12 — аномалии толщины льда на конец декабря на устьевых взморьях рек Оби и Енисея.

Таблица 2.5.11

**Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) в осенне-зимний период
на устьевых взморьях рек**

Устьевое взморье	Пункт	30 октября	30 ноября		31 декабря	
		H см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Обская губа	Новый Порт	—	24	24	46	22
Енисейский залив	Сопочная Карга	—	44	44	66	22

Таблица 2.5.12

Толщина льда и ее аномалия в конце декабря на устьевых взморьях рек Оби и Енисея

Устьевое взморье	Пункт	Толщина льда, см		
		2017 г.	Средняя	Аномалия
Обская губа	Новый Порт	46	79	–33
Енисейский залив	Сопочная Карга	66	99	–22

В осенне-зимний период наибольшее нарастание льда на устьевых взморьях рек Оби и Енисея было в отмечено ноябре (с момента начала ледообразования).

Толщина льда в конце декабря 2017 г. на устьевом взморье рек Оби и Енисея была меньше средних многолетних значений на 22—33 см.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла от 10 см в п. Сопочная Карга до 39 см в п. Новый Порт.

Ледово-гидрологические условия

на устьевых участках крупных рек бассейна моря Лаптевых

Нарастание льда в зимне-весенний период

Наибольшее нарастание льда на устьевых участках рек Хатанги, Яны, Оленёк (п. Усть-Оленёк), Лены (п. Кюсюр) отмечено в январе, а на устьевом участке реки Лены в п. Хабарово — в феврале. В апреле наблюдалось продолжение нарастания льда на реках Оленёк, Лене и Яне, тогда как на реке Хатанге лед таял. В табл. 2.5.13 приведены данные о нарастании льда на конец месяца в зимне-весенний период.

Таблица 2.5.13

**Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу
в зимне-весенний период на устьевых участках рек**

Река, пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга, Хатанга	121	+29	140	+19	152	+12	145	–7
Оленёк, Тюмети	75	-	79	+4	82	+3	86	+4
Оленёк, Усть-Оленёк	127	+38	137	+10	144	+7	152	+8
Лена, Кюсюр	136	+41	153	+17	155	+2	155	0
Лена, Хабарово	126	+30	161	+35	179	+18	196	+17
Яна, Юбилейная	88	+27	99	+11	106	+7	108	+2

В табл. 2.5.14 приведены аномалии толщины льда на конец апреля, т.е. в период, близкий к максимальному нарастанию льда.

Толщина льда в апреле повсеместно была меньше средних многолетних значений: от 6 см в устьевой части реки Хатанги до 51 см в устье реки Оленёк (п. Тюмети).

Аномалии толщины льда в конце апреля на устьевых участках рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2017 г.	Среднее	Аномалия
Хатанга	Хатанга	145	151	–6
Оленёк	Тюмети	86	137	–51
	Усть-Оленёк	152	191	–39
Лена	Кюсюр	155	174	–19
	Хабарово	196	225	–29
Яна	Юбилейная	108	151	–43

Высота снега на льду в конце апреля составляла в устьевой части реки Лены (п. Хабарово) 11—15 см, на реке Оленёк 26—35 см, на реках Яне, Хатанге и Лене (п. Кюсюр) 36—50 см.

Характеристика процесса вскрытия

В 2017 г. на устьевых участках рек бассейна моря Лаптевых появление закраин было отмечено в следующие сроки: на реке Лене в третьей декаде мая, на реке Хатанге в первой декаде июня, на реке Оленёк (п. Усть-Оленёк) во второй декаде июня. На реках Яне и Оленёк (п. Тюмети) закраины не наблюдались.

Процесс вскрытия сопровождался образованием заторов: с 9 по 15 июня на устьевых участках реки Оленёк (п. Тюмети), с 31 мая по 8 июня в устье реки Лены, с 29 по 30 мая на реке Яне.

В табл. 2.5.15 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Хатанги, Оленёк, Лены, Яны и их аномалии.

Таблица 2.5.15

Сроки вскрытия и очищения устьевых участков рек

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Хатанга	Хатанга	12 VI	11 VI	+1	16 VI	16 VI	0
Оленёк	Тюмети	9 VI	1 VI	+8	17 VI	12 VI	+5
	Усть-Оленёк	17 VI	16 VI	+1	22 VI	20 VI	+2
Лена	Кюсюр	30 V	31 V	–1	11 VI	9 VI	+2
	Хабарово	4 VI	6 VI	–2	11 VI	13 VI	–2
Яна	Юбилейная	28 V	29 V	–1	3 VI	5 VI	+2

Весенний ледоход начался в сроки, близкие к средним многолетним, повсюду за исключением п. Тюмети, где ледоход отмечен на 8 дней позже средней многолетней даты.

Продолжительность ледохода на реках составила: Хатанга — 4 дня, Оленёк — 5—8 дней, Лена — 7—12 дней, Яна — 6 дней.

Очищение от льда устьевых участков рек Хатанги, Оленёк (п. Усть-Оленёк), Лены и Яны произошло в сроки, близкие к средним многолетним, а реки Оленёк в п. Тюмети — на 5 дней позже.

Характеристика процесса замерзания

Появление заберегов устьевых участков рек Хатанга, Оленёк и Лена (п. Кюсюр) началось с в сроки близкие к средним многолетним. На реке Яна забереги отмечены позже на 8 дней.

В табл. 2.5.16 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2017 г. и их аномалии.

Таблица 2.5.16

Характеристики ледовых условий в осенний период на устьевых участках рек

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавающего льда			Дата ледостава		
	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Хатанга,	1 X	-	-	30 IX	2 X	-2	4 X	4 X	0
Хатанга									
Оленёк,	28 IX	27 IX	+1	1 X	30 IX	+1	7 X	9 X	-2
Тюмети									
Оленёк,	29 IX	2 X	-3	2 X	1 X	+1	5 X	5 X	0
Усть-Оленёк									
Лена,	8 X	8 X	0	8 X	8 X	0	28 X	22 X	+6
Кюсюр									
Быковская	-	8 X	-	13 X	11 X	+2	6 XI	18 X	+19
протока									
р. Лены,									
Хабарово									
Яна,	6 X	28 IX	8	5 X	30 IX	+5	8 X	5 X	+3
Юбилейная									

Устойчивое появление плавающего льда осенью 2017 г. на реках Хатанге, Оленёк и Лене зафиксировано в сроки, близкие к средним многолетним. В устье реки Яны появление плавающего льда отмечено на 5 дней позже средних многолетних сроков.

Продолжительность периода с плавающим льдом различна: от 3—6 дней на реках Хатанге, Оленёк и Яне до 20—24 дней на реке Лене.

Ледостав на устьевых участках рек Хатанги, Оленёк и Яны произошел в сроки, близкие к средним многолетним, а на реке Лене — на 6—19 дней позже средних многолетних дат.

Нарастание льда в осенне-зимний период

В табл. 2.5.17 приведены данные о нарастании льда за ноябрь — декабрь, а в табл. 2.5.18 — о толщине льда и ее аномалии на конец декабря.

В осенне-зимний период наибольшее нарастание льда на устьевом участке реки Лены (п. Хабарово) отмечено в ноябре (с момента начала ледообразования), на устьевых участках рек Яны, Оленёк, Лены (п. Кюсюр) — в декабре.

Таблица 2.5.17

**Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу
в осенне-зимний период на устьевых участках рек**

Река	Пункт	31 октября	30 ноября		31 декабря	
		H см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Хатанга	Хатанга	—	—	—	—	—
Оленёк	Тюмети	20	39	+19	60	+21
	Усть-Оленёк	41	75	+34	133	+58
Лена	Кюсюр	22	52	+30	100	+48
	Хабарово	—	76	+76	93	+17
Яна	Юбилейная	27	32	+5	60	+28

Таблица 2.5.18

Толщина льда и ее аномалия в конце декабря на устьевых участках рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2017 г.	Средняя	Аномалия
Хатанга	Хатанга	—	92	—
Оленёк	Тюмети	60	83	—23
Оленёк	Усть-Оленёк	133	100	33
Лена	Кюсюр	100	85	15
Лена	Хабарово	93	123	—30
Яна	Юбилейная	60	76	—16

На устьевых участках рек Оленёк (п. Тюмети), Лены (п. Хабарово) и Яны толщина льда в конце декабря была меньше средних значений на 16—30 см, а на участке рек Лены (п. Кюсюр) и Оленёк (п. Усть-Оленёк) — на 15—33 см больше.

Высота снега на льду в рассматриваемых пунктах на конец декабря составляла: 11—20 см на реке Оленёк, 5—25 см на реке Лене и 26—35 см на реке Яне.

Ледово-гидрологические условия

на устьевых участках крупных рек бассейна Восточно-Сибирского моря

Нарастание льда в зимне-весенний период

В табл. 2.5.19 приведены данные о толщине льда и о его нарастании на конец месяцев в зимне-весенний период на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря.

Максимальное нарастание льда в устьевой части рек бассейна Восточно-Сибирского моря наблюдалось в январе. Нарастание льда продолжалось до конца апреля повсюду, кроме п. Колымское, где в апреле было отмечено таяние.

Таблица 2.5.19

**Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу
в зимне-весенний период на устьевых участках рек**

Река	Пункт	31 января		28 февраля		31 марта		30 апреля	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Индигирка	Чокурдах	100	+31	116	+16	127	+11	131	+4
Колыма	Колымское	77	+20	90	+10	90	0	86	—4
	Черский	78	+33	81	+3	83	+2	87	+4

Таблица 2.5.20

Аномалии толщины льда в конце апреля на устьевых участках крупных рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2017 г.	Среднее	Аномалия
Индиگیرка	Чокурдах	131	164	–33
Колыма	Колымское	86	140	–54
	Черский	87	141	–54

В табл. 2.5.20 приведены значения толщины льда и их аномалии в период, близкий к максимальному нарастанию льда, — в конце апреля.

В конце апреля на устьевых участках рек Индиگیرки и Колымы толщина льда была меньше средних многолетних значений на 33—54 см. Снег на льду в рассматриваемых пунктах отсутствовал.

Характеристика процесса вскрытия

Закраины и подвижки льда на устьевых участках рек бассейна Восточно-Сибирского моря отмечены в третьей декаде мая. Исключение составил п. Чокурдах, где подвижки отмечены в первой декаде июня.

Заторы наблюдались на реке Колыме с 24 по 25 мая.

В табл. 2.5.21 приведены сроки вскрытия устьевых участков рек Индиگیرки и Колымы.

Таблица 2.5.21

Сроки вскрытия и очищения рек на устьевых участках

Река	Пункт	Дата начала ледохода			Дата очищения от льда		
		2017 г.	Средняя	Аномалия, сут	2017 г.	Средняя	Аномалия, сут
Индиگیرка	11 VI	6 VI	+5	13 VI	9 VI	+4	–4
Колыма	25 V	29 V	–4	29 V	4 VI	–6	–6
	26 V	2 VI	–7	31 V	7 VI	–7	–6

Весенний ледоход на реке Колыме начался на 4—7 дней раньше средней многолетней даты, на реке Индиگیرке — на 5 дней позже.

Продолжительность ледохода составила 2 дня в устьевой части реки Индиگیرки и 4—5 дней — в устьевой части реки Колымы.

Очищение от льда устьевой части реки Индиگیرки произошло на 4 дня позже средних многолетних сроков, устьевой части реки Колымы — на 6—7 дней раньше.

Характеристика процесса замерзания

В табл. 2.5.22 приведены сроки наступления осенних ледовых явлений в 2017 г. и их аномалии.

Появление плавучего льда на устьевых участках рек Индиگیرки, Колымы и становление ледостава произошло на 4—5 и 4—11 дней позже средней многолетней даты соответственно.

Продолжительность периода с плавучим льдом составила 4—11 дней.

Характеристика ледовых условий в осенний период на устьевых участках рек

Река, пункт	Дата появления заберегов			Дата устойчивого появления плавучего льда			Дата ледостава		
	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки	2017 г.	Средняя	Аномалия, сутки
Индиگیرка, Чокурдах	9 X	3 X	+6	9 X	5 X	+4	13 X	9 X	+4
Колыма, Колымское	16 X	6 X	+10	12 X	8 X	+4	23 X	12 X	+11
Колыма, Черский	12 X	6 X	+6	12 X	7 X	+5	19 X	10 X	+9

Нарастание льда в осенне-зимний период

В табл. 2.5.23 приведены данные о нарастании льда на устьевых участках рек Индиگیرки и Колымы за ноябрь — декабрь, а в табл. 2.5.24 — аномалии толщины льда в декабре по отношению к среднему многолетнему значению.

Таблица 2.5.23

**Толщина льда (H) и его нарастание (ΔH) от месяца к месяцу
в осенне-зимний период на устьевых участках рек**

Река	Пункт	31 октября		30 ноября		31 декабря	
		H см	ΔH см	H см	ΔH см	H см	ΔH см
Индиگیرка	Чокурдах	14	47	+33	85	+38	20
Колыма	Колымское	15	23	+8	—	—	21
	Черский	—	—	—	55	+55	27

Максимальное нарастание льда на устьевом участке рек Индиگیرки и Колымы (п. Черский с момента начала ледообразования) отмечено в декабре.

Таблица 2.5.24

Толщина льда и ее аномалия в конце декабря на устьевых участках рек

Река	Пункт	Толщина льда, см		
		2017 г.	Среднее	Аномалия
Индиگیرка	Чокурдах	85	91	—6
Колыма	Колымское	—	74	—
	Черский	55	69	—14

В конце декабря толщина льда на устьевых участках рек Индиگیرки и Колымы была на 6—14 см меньше средних многолетних значений.

Высота снега на льду в пункте Чокурдах на конец декабря составляла 16—20 см, в пункте Черский — менее 5 см.

3. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ЕГО МОРЯХ

М.С. Махотин, Н.В. Лебедев, В.Ю. Карпий, Л.А. Тимохов

3.1. ТЕРМОХАЛИННЫЕ УСЛОВИЯ

Анализ термохалинного состояния вод Северного Ледовитого океана (СЛО) в 2017 г. выполнен на основании данных отечественных и зарубежных источников, пополнявших базу данных термохалинных характеристик (БДТХ) отдела океанологии ААНИИ. В БДТХ была загружена информация, полученная с помощью автономных дрейфующих комплексов ИТР (Ice-Tethered Profiler), в морских научно-исследовательских рейсах на НИС «Профессор Молчанов» и НЭС «Академик Трёшников» и в ходе реализации морских наблюдений на океанологическом полигоне Российского научного центра на архипелаге Шпицберген и в проливе Шокальского (научно-исследовательский стационар «Ледовая база “Мыс Баранова”») (табл. 3.1.1, рис. 3.1.1).

Таблица 3.1.1

**Сведения о наблюдениях за температурой и соленостью воды,
выполненных на акватории СЛО в 2017 г. и загруженных
в БДТХ отдела океанологии ААНИИ**

№ п/п	Экспедиция/платформа	Дата станции		Число станций
		первой	последней	
1	ИТР 93	01.01.2017	02.01.2017	5
2	ИТР 95	11.04.2017	31.12.2017	1020
3	ИТР 97	01.01.2017	05.10.2017	553
4	ИТР 99	01.01.2017	21.01.2017	42
5	ИТР 100	18.09.2017	15.12.2017	177
6	ИТР 101	16.09.2017	31.12.2017	213
7	ИТР 108	17.09.2017	31.12.2017	211
8	Океанологический полигон	25.03.2017	25.03.2017	16
	Российского научного центра	22.07.2017	02.08.2017	59
	на арх. Шпицберген (РНЦШ)	15.11.2017	21.11.2017	42
9	Научно-исследовательский	18.12.2016	07.08.2017	274
	стационар			
	«Ледовая база “Мыс Баранова”»			
10	Арктический плавучий	10.07.2017	26.07.2017	47
	университет» (АПУ)			
	на НИС «Профессор Молчанов»			
11	«Арктика-2017»	20.09.2017	24.09.2017	13
	на НЭС «Академик Трёшников»			

Большая часть океанографической информации в 2017 г. была получена на акватории глубоководной части СЛО с помощью семи ИТР буев, оснащенных профилографами, обеспечивающими непрерывное поступление информации о термохалинной структуре верхнего 760-метрового слоя вод.

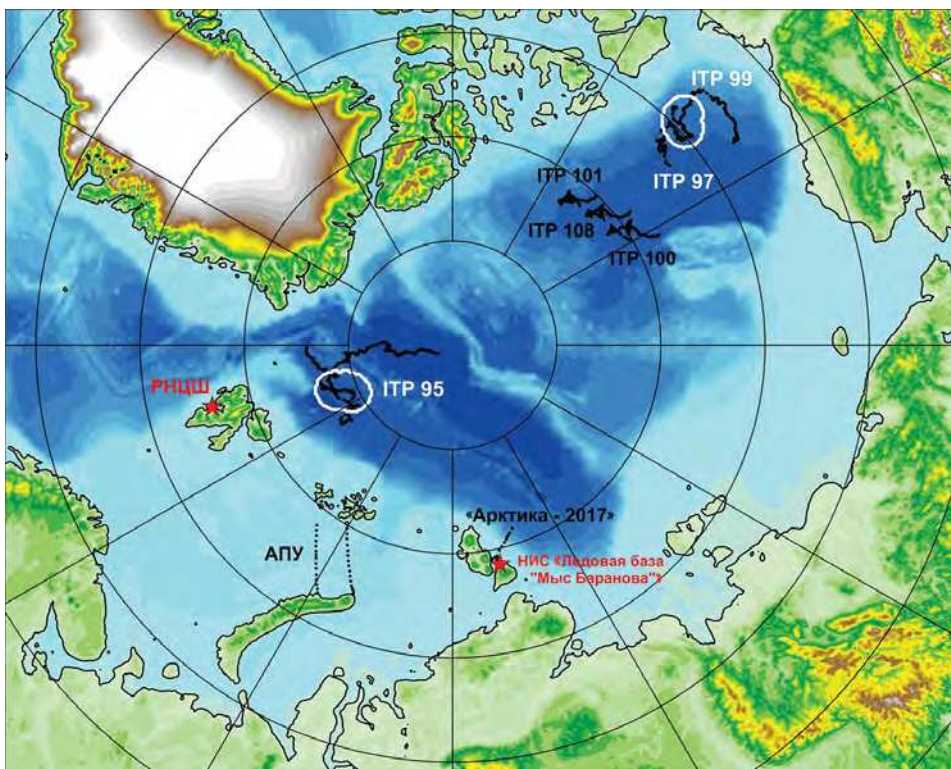


Рис. 3.1.1. Положение океанографических станций, выполненных на акватории СЛО в 2017 г.

Для изучения особенностей термохалинной структуры СЛО в 2017 г. был осуществлен анализ вертикального распределения температуры и солёности в предварительно выделенных группах океанографических станций: ИТР 95 в Евразийском суббассейне и ИТР 97, ИТР 99 в Канадской глубоководной котловине (рис. 3.1.1). По данным выделенной группы станций рассчитывались основные статистические характеристики (среднее, стандартное отклонение, минимальное и максимальное значения) вертикальных профилей температуры и солёности. При дальнейшем анализе полученные статистические характеристики сравнивались с климатическими средними и их стандартными отклонениями, рассчитанными для периода с 1900 по 2000 г. с привлечением всех имеющихся в БДТХ океанографических данных по району. Область поиска исторических данных (рис. 3.1.1, белые контуры) была на 50—100 км шире по сравнению с областью расположения океанографических станций, данные которых использовались для анализа в 2017 г.

Амеразийский суббассейн

В 2017 г. распределение термохалинных характеристик по глубине в Канадской глубоководной котловине по данным ИТР 97 и 99 демонстрировало наблюдающееся на протяжении последних нескольких лет аномальное состояние относительно среднего климатического.

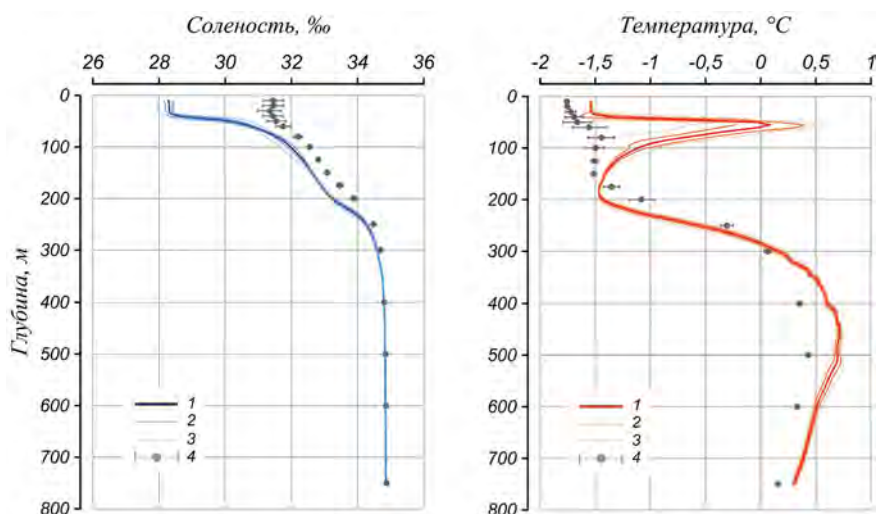


Рис. 3.1.2. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в Канадской глубоководной котловине в январе 2017 г. по результатам измерений профилографа ИТР 99.

1 — профиль средних значений; 2 — область стандартного отклонения; 3 — минимальные и максимальные значения наблюдаемых характеристик; 4 — средние климатические значения и их стандартные отклонения, рассчитанные по историческим данным базы термохалинных характеристик СЛО отдела океанологии ААНИИ за соответствующий сезон в период с 1900 по 2000 г.

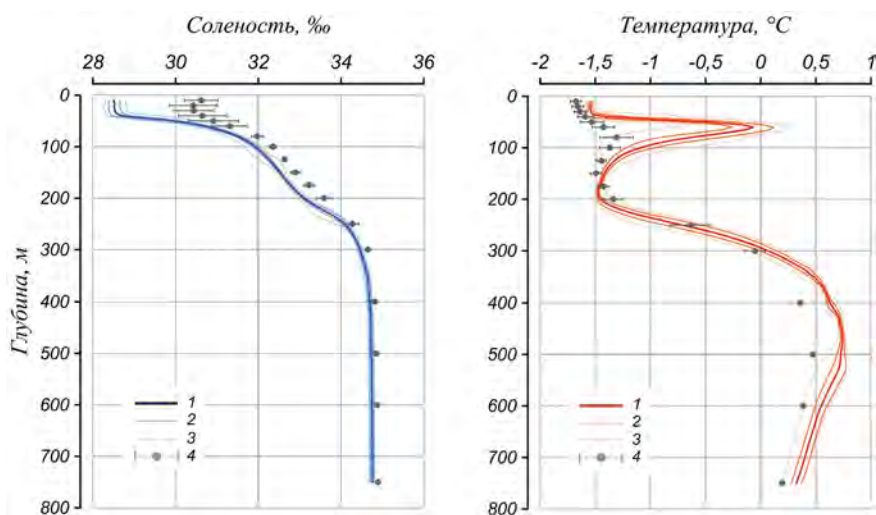


Рис. 3.1.3. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в Канадской глубоководной котловине в апреле — июне 2017 г. по результатам измерений профилографа ИТР 97.

Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

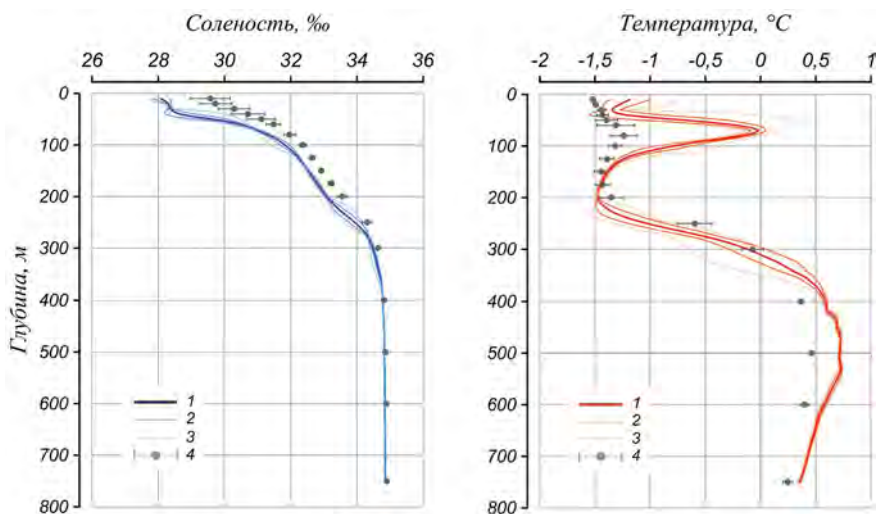


Рис. 3.1.4. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в Канадской глубоководной котловине в июле — сентябре 2017 г. по результатам измерений профилографа ИТР 97.
Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

В первом квартале 2017 г. поверхностный слой был существенно распреснен (28,3 ‰) по сравнению с климатической нормой (31,4 ‰). Значение отрицательной аномалии солёности поверхностного слоя составило $-3,1$ ‰ (рис. 3.1.2). В аналогичный период 2016 г. аномалия солёности поверхностного слоя составила $-2,3$ ‰, в 2015 г. -3 ‰. Температура верхнего перемешанного слоя колебалась около значения $-1,5$ °C и незначительно превышала климатическое среднее ($-1,75$ °C) вследствие повышения температуры замерзания воды из-за наличия распресненного слоя.

Во втором квартале 2017 г. отрицательная аномалия солёности поверхностного слоя составила $-2,1$ ‰ (рис. 3.1.3), что на $0,6$ ‰ меньше по сравнению с аналогичным периодом предыдущего года. Температура верхнего перемешанного слоя, как и в первом квартале, варьировала около значения $-1,5$ °C.

В третьем квартале 2017 г. значение отрицательной аномалии солёности поверхностного слоя составило $-1,5$ ‰ (рис. 3.1.4). При этом следует отметить, что в аналогичный период 2015 г. (данные за 2016 г. отсутствуют) аномалия солёности поверхностного слоя составила $-2,3$ ‰. Температура верхнего перемешанного слоя колебалась около значения $-1,2$ °C и превышала климатическое среднее ($-1,6$ °C) на $0,4$ °C, что связано в первую очередь с более ранним исчезновением ледяного покрова и проникновением солнечной радиации непосредственно в водную толщу.

Под верхним перемешанным слоем на глубине более 40—50 м расположен слой летних тихоокеанских вод (ЛТВ), который является характерной особенностью Американо-Тихоокеанского суббассейна СЛО. Для этого слоя характерно наличие промежуточного максимума температуры воды в слое с солёностью от 31 до 33 ‰. Наибольшее значение температуры ЛТВ составило $0,1$ °C (см. рис. 3.1.2 — 3.1.4), превысив климатическую норму на $1,2$ — $1,5$ °C. Так же как и в предыдущие годы, отмечалась большая глубина залегания нижней границы ЛТВ (145—150 м) по сравнению с климатическими данными (80—130 м).

На глубине от 170 до 210 м в Канадской глубоководной котловине залегают так называемые зимние тихоокеанские воды, затекающие через Берингов пролив и смешивающиеся с водами Чукотского моря в холодный период. Эти воды в Арктическом бассейне характеризуются низкими значениями температуры; соленость в ядре этой прослойки составляет 33,1 ‰.

Характерной особенностью последних лет является заглубление ядра зимних тихоокеанских вод. По данным ИТР 97, 99, ядро холодных тихоокеанских вод залегало на глубине 180—200 м, в то время как среднее климатическое значение составляет 150 м.

На глубине более 210 м в Канадской глубоководной котловине наблюдается постепенное повышение температуры воды, обусловленное теплоотдачей атлантической водной массы (АВ). Верхняя граница слоя данной прослойки (0 °C) в 2017 г. располагалась на глубине 285—310 м. Максимальное значение температуры воды в ядре АВ составило 0,7 °C, что на 0,3 °C выше климатической нормы (см. рис. 3.1.2 — 3.1.4). Полученные оценки аномалий температуры АВ в 2017 г. практически полностью соответствуют значениям предшествующих лет, что свидетельствует об отсутствии как положительного, так и отрицательного тренда температуры АВ в СЛО.

Евразийский суббассейн

Поверхностный слой в котловине Амундсена Евразийского суббассейна во втором квартале (в первом квартале наблюдений не проводилось) 2017 г., по данным ИТР 95, характеризовался высокими положительными значениями аномалии солености, прослеживающимися до глубины 250—300 м (рис. 3.1.5). Значение солености в поверхностном слое составило 32,5 ‰, превышая климатическое среднее на 1,4 ‰. В аналогичный период 2015 г. аномалия солености в поверхностном слое составила 1,9 ‰. Температура воды в поверхностном слое (–1,8 °C) была незначительно ниже

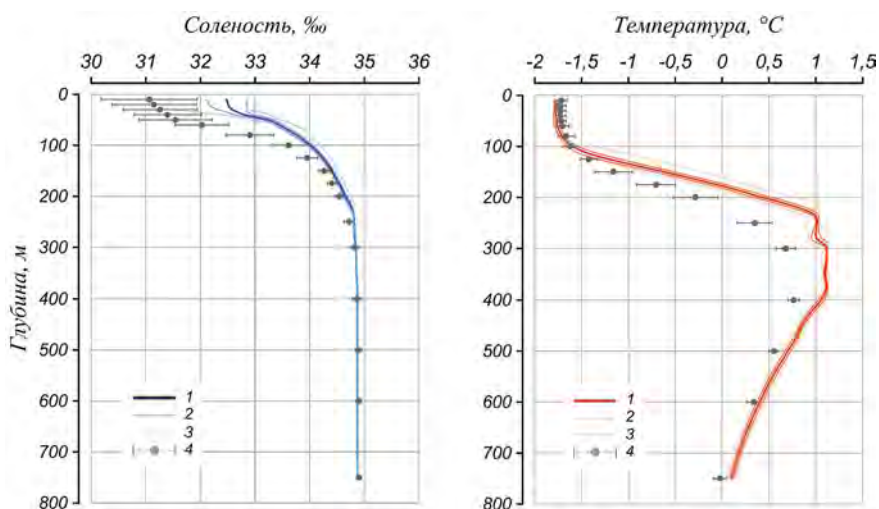


Рис. 3.1.5. Вертикальное распределение солености и температуры воды в котловине Амундсена в апреле — июне 2017 г. по результатам измерений профилографа ИТР 95.

Усл. обозначения см. рис. 3.1.2.

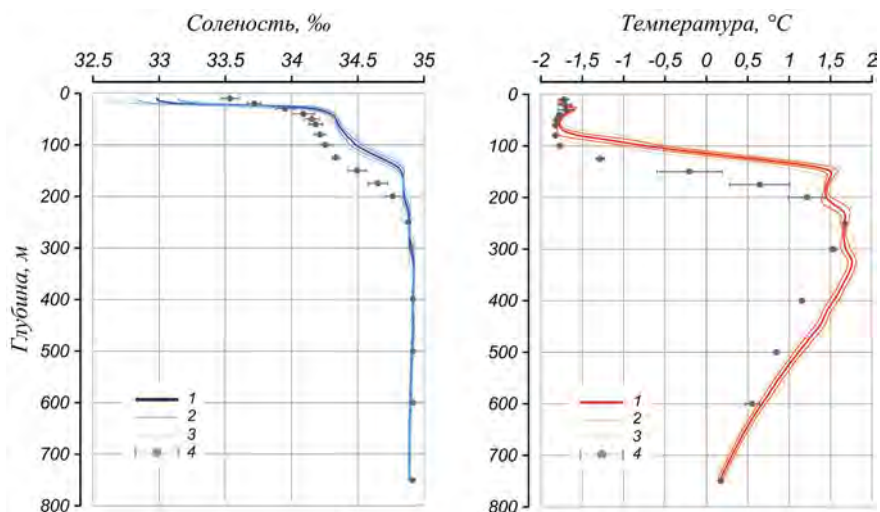


Рис. 3.1.6. Вертикальное распределение солёности и температуры воды в котловине Нансена в июле — сентябре 2017 г. по результатам измерений профилографа ИТР 95.

Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

нормы, что связано, по всей видимости, с повышенными значениями солёности и вследствие этого более низкой температурой замерзания.

Поверхностный слой в котловине Нансена Евразийского суббассейна в третьем квартале 2017 г., по данным ИТР 95, характеризовался в отличие от предыдущих лет отрицательной аномалией солёности. Значения солёности поверхностного слоя изменялись в пределах от 32,6 до 33,1 ‰. В среднем отрицательная аномалия солёности поверхностного слоя составила $-0,5$ ‰ (рис. 3.1.6). Также следует отметить, что в аналогичный период 2015 г. аномалия солёности поверхностного слоя составила всего $0,1$ ‰. Из-за недостаточности данных натурных наблюдений в котловине Нансена представляется затруднительным произвести оценку межгодовой изменчивости солёности поверхностного слоя для объяснения отсутствия там положительной аномалии солёности. Проведение инструментальных наблюдений в котловине Нансена должно выявить тенденцию изменений в поверхностном слое океана. Температура воды поверхностного слоя ($-1,72$ °C) была незначительно выше нормы ($-1,78$ °C), что связано, по-видимому, с пониженными значениями солёности и вследствие этого повышением температуры замерзания.

Значения температуры воды в ядре АВ во втором квартале 2017 г. в котловине Амундсена достигали $1,1$ °C, превышая климатическую норму на $0,4$ °C (см рис. 3.1.5). Помимо аномалии термического состояния, продолжала проследиваться аномалия локализации ядра АВ и его границ. Верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0 °C, была расположена на глубине 180 м, что примерно на 40 м выше ее климатического положения.

Температура в ядре АВ в котловине Нансена в третьем квартале 2017 г. достигла значения $1,8$ °C (325 м) (см. рис. 3.1.6), превысив климатический максимум на $0,1$ °C. При этом верхняя граница слоя АВ располагалась выше на 45 м среднего климатического положения.

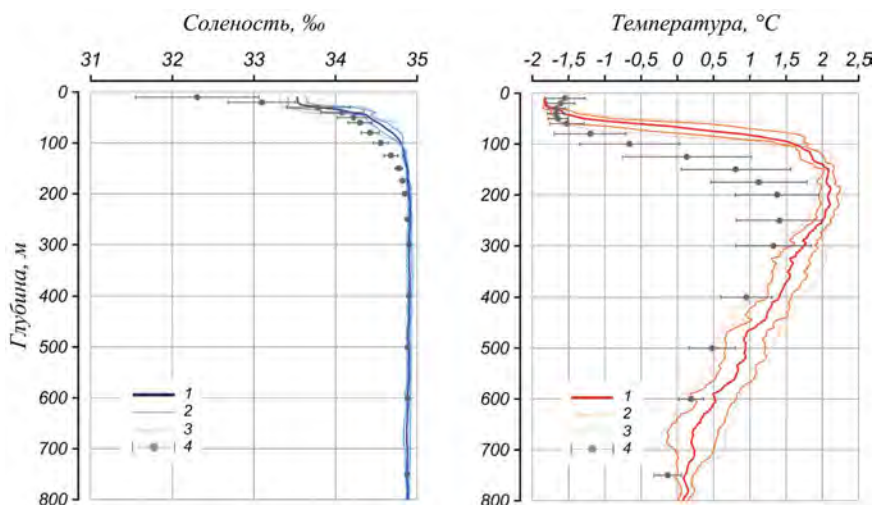


Рис. 3.1.7. Вертикальное распределение солёности и температуры воды на разрезе поперек континентального склона в море Лаптевых (экспедиция «Арктика-2017») в сентябре 2017 г.

Условные обозначения см. рис. 3.1.2.

В ходе экспедиции «Арктика-2017» на НЭС «Академик Трёшников» был выполнен разрез поперек континентального склона моря Лаптевых, пересекающий основную струю АВ. Максимальная температура ядра АВ в 2017 г. составила 2,3 °С (рис. 3.1.7). Максимальная за весь период наблюдений температура ядра АВ наблюдалась в 1995 г. и составила 2,7 °С. В сентябре 2013 г. наибольшая температура в ядре АВ, так же как и в 2017 г., составляла 2,3 °С.

И.М. Аших, И.В. Рыжов

3.2. УРОВЕНЬ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

В 2017 г. наблюдения за уровнем моря велись в Карском море на девяти станциях, семь из которых расположены в юго-западной части моря: им. Е.К. Фёдорова (мыс Большой Болванский Нос), Амдерма, Усть-Кара, Новый Порт, Диксон, им. М.В. Попова (о. Белый) и Сопочная Карга, и две — в северо-восточной части моря: мыс Стерлегова и ГМО им. Е.К. Фёдорова (мыс Челюскина), а также в море Лаптевых на четырех станциях (Анабар, мыс Кигилях, пр. Санникова, о. Котельный). Чукотское и Восточно-Сибирское моря наблюдениями за уровнем моря освещены не были.

При этом необходимо отметить, что на станции ГМО им. Е.К. Фёдорова (мыс Челюскина) наблюдения за уровнем велись только в первой половине года и декабре, на станции Диксон — с апреля по декабрь, а на станции им. М.В. Попова (о. Белый) — только в августе.

На станции Тикси наблюдения, прерванные в конце 2010 г., до сих пор не возобновлены. На станциях о. Визе, о-ва Известий ЦИК и о. Голомянный наблюдения, прекращенные ранее, возобновлены также не были.

Относительно полноценные наблюдения в течение года были выполнены только на семи станциях в Карском море и четырех станциях в море Лаптевых.

Для расчета статистических характеристик были использованы материалы, содержащиеся в базе данных наблюдений за уровнем арктических морей отдела океанологии ААНИИ; длина исторических рядов, периоды наблюдений, обеспеченность данными существенно варьируют в зависимости от станции и в среднем составляют 50—70 лет.

На протяжении 2017 г. колебания уровня на части станций Карского моря — как в его юго-западной части, так и в северо-восточной — происходили на повышенном фоне. Аномалия среднегодового уровня составила +8 см на станции ГМО им. Е.К. Фёдорова (мыс Большой Болванский Нос), +3 см на станциях Усть-Кара и м. Стерлегова, +4 см на станции о. Диксон. На станциях Амдерма (+28 см) и Новый Порт (+14 см) среднегодовые значения аномалии были существенно выше среднего многолетнего значения, а на станции Сопочная Карга среднегодовое значение уровня было отрицательным (–3 см).

В море Лаптевых среднегодовое значение уровня было немного выше нормы; при этом в юго-западной части моря Лаптевых, на станции Анабар, среднегодовое значение уровня на 14 см превышало среднее многолетнее значение, а в восточной части моря, в районе Новосибирских островов, изменялось от +8 см на станции о. Котельный до +18 см на станции м. Кигилях.

Оценить фон колебаний уровня в Восточно-Сибирском и Чукотском морях не представляется возможным в связи с отсутствием регулярных данных за годовой период наблюдений.

Сезонные колебания уровня арктических морей

Как правило, сезонные колебания уровня арктических морей отличаются хорошо выраженным годовым ходом, характеризующимся минимумом весной (март — май) и максимумом осенью (сентябрь — ноябрь). В 2017 г. сезонные колебания уровня в целом были близки к типичным, однако в некоторых случаях отмечались существенные отклонения.

На большинстве станций Карского моря (рис. 3.2.1) колебания уровня происходили на повышенном фоне в течение всего года. Надо отметить, что на станциях Новый Порт и Амдерма в течение всего года не наблюдалось среднемесячных значений менее +1 см.

В январе и феврале на всех станциях Карского моря (см. рис. 3.2.1) наблюдался значительно повышенный фон колебаний уровня с аномалиями от +41 см на станции Амдерма до +5 см на станции Новый Порт. Исключение составила только станция Усть-Кара, где фон колебаний был отрицательным в феврале (–6 см).

На большинстве станций северо-восточной части Карского моря минимальные значения среднемесячного уровня отмечались в апреле — мае; исключение составили станции Новый Порт и о. Диксон, на которых минимальные среднемесячные значения отмечались в ноябре (+1 см) и декабре (–27 см) соответственно. Наименьшие среднемесячные значения уровня наблюдались на станции Сопочная Карга в апреле (–32 см).

В июне на всех станциях Карского моря наблюдался рост среднего уровня до существенно положительных значений (от +1 до +33 см), причем наиболее существенным он был на станции Новый Порт.

В июле и августе тенденции сезонных изменений уровня на разных станциях носили различный характер, однако во всех случаях аномалии среднемесячных значений уровня были положительными (от +2 до +21 см). Только на станциях Новый

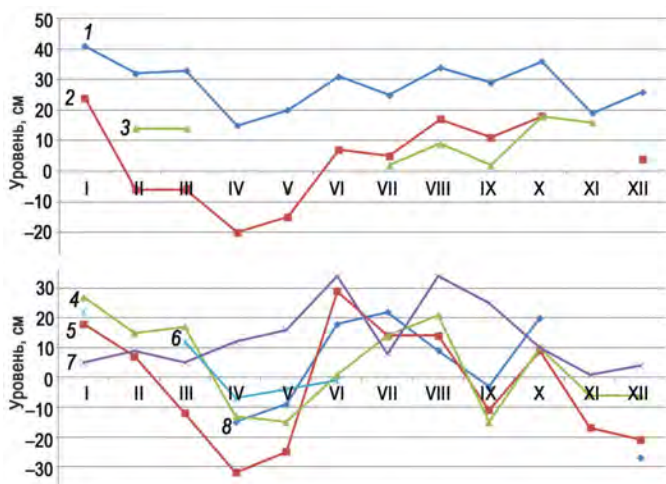


Рис. 3.2.1. Изменения среднемесячного значения уровня на станциях Карского моря в 2017 г.
 1 — Амдерма, 2 — Усть-Кара, 3 — им. Е.К. Федорова (мыс Большой Болванский Нос), 4 — мыс Стерлегова, 5 — Сопочная Карга, 6 — ГМО им. Е.К. Федорова (мыс Челюскина), 7 — Новый Порт, 8 — Диксон,

Порт и Амдерма в августе среднемесячное значение уровня было существенно выше среднего многолетнего и составило 34 см.

В дальнейшем, в период с сентября по декабрь, колебания уровня на станциях им. Е.К. Фёдорова (м. Болванский Нос) и Амдерма происходили на значительно повышенном фоне. В то же время, на станциях Новый Порт и Усть-Кара происходило плавное понижение среднемесячных значений уровня к среднегодовым значениям.

В сентябре на станциях Диксон, м. Стерлегова и Сопочная Карга произошло резкое понижение среднемесячных значений ниже среднемноголетних (от -3 до -15 см), после чего в октябре они вновь стали положительными (от $+9$ до $+20$ см), а в ноябре вновь наблюдалось понижение среднего уровня к существенно отрицательных значений (-17 см на станции Сопочная Карга и -6 см на станции м. Стерлегова). На станции Диксон в ноябре среднемесячное значение уровня составило $+16$ см. В декабре среднемесячное значение уровня составило -27 см на станции Диксон, -6 см на станции м. Стерлегова и -21 см на станции Сопочная Карга.

В юго-западной части моря Лаптевых (п/ст Анабар) (рис. 3.2.2) в январе колебания уровня происходили на повышенном фоне ($+35$ см). В феврале — апреле отмечалось плавное уменьшение среднемесячных значений, причем положительные аномалии сохранялись (от $+18$ до $+11$ см). В мае среднемесячное значение возросло до $+15$ см, а в июне — до $+50$ см, что обусловлено весенним паводком. В июле и августе значения понизились и составили на 7 и 10 см ниже среднего многолетнего соответственно. После этого произошло повышение среднего значения до -5 см в сентябре, и в дальнейшем на протяжении всего периода с октября по декабрь колебания уровня происходили на повышенном фоне (от $+9$ до $+24$ см) с максимумом в ноябре.

В восточной части моря Лаптевых в районе Новосибирских островов (рис. 3.2.2) в январе — марте на станциях о. Котельный, пр. Санникова и м. Кигилях среднемесячные значения уровня моря были выше средних многолетних (от $+3$ до $+22$ см). Только на станции м. Кигилях в феврале наблюдался пониженный фон

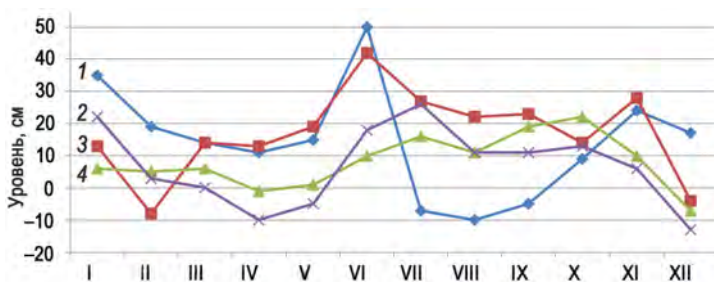


Рис. 3.2.2. Изменения среднемесячного значения уровня моря на станциях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского в 2017 г.

1 — Анабар, 2 — пр. Санникова, 3 — мыс Кигилях, 4 — о. Котельный.

уровня (–8 см), а на станции пр. Санникова в марте среднемесячное значение уровня было равно среднему многолетнему.

С марта на станции м. Кигилях наблюдалось плавное повышение среднемесячных значений с максимумом (+42 см) в июне, что характерно для сезонного хода уровня арктических морей в этой части моря Лаптевых. Затем на протяжении периода июль — ноябрь уровень в этом районе колебался значительно выше среднего многолетнего значения (от +14 до +28 см), а в декабре вплотную приблизился к среднегодовому значению (–4 см).

В апреле на станциях пр. Санникова и о. Котельный произошло понижение фона колебаний уровня и среднемесячные значения уровня составили –10 и –1 см соответственно, а затем среднемесячные значения стали повышаться и достигли максимума в июле (+26 см) на станции пр. Санникова и в октябре (+22 см) на станции о. Котельный, после чего с июля по ноябрь происходило понижение фона колебаний уровня при сохранении положительной аномалии среднего уровня. В декабре среднемесячные значения опустились ниже среднегодовых значений на 13 см на станции пр. Санникова и на 7 см на станции о. Котельный.

Оценить характер сезонных колебаний уровня в Восточно-Сибирском море не представляется возможным в связи с отсутствием регулярных наблюдений на протяжении года.

Сгонно-нагонные колебания уровня

Так же как в и последние несколько лет, в 2017 г. отмечены существенные изменения в режиме сгонно-нагонных колебаний уровня арктических морей. Ранее наиболее значительные анемобарические изменения уровня отмечались преимущественно в сентябре — октябре, реже в августе и ноябре и весьма редко в остальные месяцы года. Так, в 2012 г. наиболее существенные сгонно-нагонные колебания наблюдались преимущественно в ноябре — январе и июле — августе, т. е. отмечался сдвиг пика сгонно-нагонных колебаний от осени к началу зимы и весне. То же самое наблюдалось и в 2013 г. В 2014 г. значительные сгонно-нагонные колебания наблюдались преимущественно в августе — сентябре. В 2015 г. наиболее существенные сгонно-нагонные колебания наблюдались преимущественно в ноябре — январе или июле — августе, а в 2016 г. — в январе — апреле.

В 2017 г. наиболее значительные сгоны в юго-западной части Карского моря отмечались 8 апреля и 1 мая на станции Усть-Кара и 1 мая на станции ГМО им. Е.К. Фёдорова

(м. Большой Болванский Нос), когда значение уровня оказалось на 57 см ниже среднего многолетнего. В 2012 г. сгоны также наблюдались в мае и апреле, в 2013 г. — в ноябре и сентябре, в 2014 г. — в феврале и августе, а в 2016 г. — в январе и апреле.

Наиболее значительные нагоны в этом районе Карского моря наблюдались 28 января, когда значение уровня моря на станции Амдерма превысило среднее значение на 99 см, а на станции ГМО им. Е.К. Фёдорова (м. Большой Болванский Нос) — на 110 см, и 9 октября на станции Усть-Кара, где было отмечено превышение на 72 см.

В районе Енисейского залива наиболее значительное понижение уровня моря было зафиксировано 11 апреля на станции Сопочная Карга (–111 см), а наиболее значительный подъем уровня отмечался в этом районе 1 августа (+96 см) на той же станции.

В северо-восточной части Карского моря наиболее значительное понижение уровня моря отмечалось 11 апреля на станции м. Стерлегова (–83 см), а наиболее значительный подъем уровня моря — 26 января на той же станции (+112 см).

На станции Новый Порт наиболее значительные колебания уровня наблюдались в августе: 9 августа уровень на этой станции поднялся на 123 см выше среднего многолетнего значения, а 28 августа опустился на 60 см ниже.

Наиболее значительный сгон в юго-западной части моря Лаптевых наблюдался на станции Анабар 20 октября (–54 см), а наиболее высоких отметок уровень моря достигал на той же станции 20 июня (+119 см).

В восточной части моря Лаптевых, в районе Новосибирских островов, наиболее значительные сгоны были зафиксированы 13 августа и 13 декабря, когда уровень моря на станциях мыс Кигилях и Санникова опустился на 57 и 55 см ниже среднего многолетнего значения соответственно. Наиболее значительные подъемы уровня наблюдались 21 и 22 сентября на станции мыс Кигилях и 25 июля на станции о. Котельный, когда уровень моря поднялся на 76 и 75 см выше среднего многолетнего значения соответственно.

Оценить сгонно-нагонные колебания уровня в Восточно-Сибирском море на протяжении всего 2017 г. невозможно в связи с отсутствием регулярных наблюдений.

Многолетние изменения уровня арктических морей

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. 3.2.1). Его значение составляло от 0,009 до 0,027 см/год при среднем значении 0,016 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,071$ см/год.

Среднеквадратическое отклонение тренда при этом существенно превышало значение самого тренда, что однозначно указывало на его незначимость. После 1985 г. характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом

Таблица 3.2.1

Линейный тренд уровня моря (см/год) по районам арктических морей, определенный для трех периодов

Район	Период, годы		
	1950—2016	1950—1986	1984—2017
Юго-запад Карского моря	+0,324 $\pm$ 0,029	+0,009 $\pm$ 0,054	+0,604 $\pm$ 0,067
Восток Карского моря	+0,127 $\pm$ 0,030	+0,012 $\pm$ 0,078	+0,049 $\pm$ 0,077
Новосибирские острова	+0,217 $\pm$ 0,036	+0,027 $\pm$ 0,080	+0,267 $\pm$ 0,102
Среднее	+0,223 $\pm$ 0,032	+0,016 $\pm$ 0,071	+0,307 $\pm$ 0,082

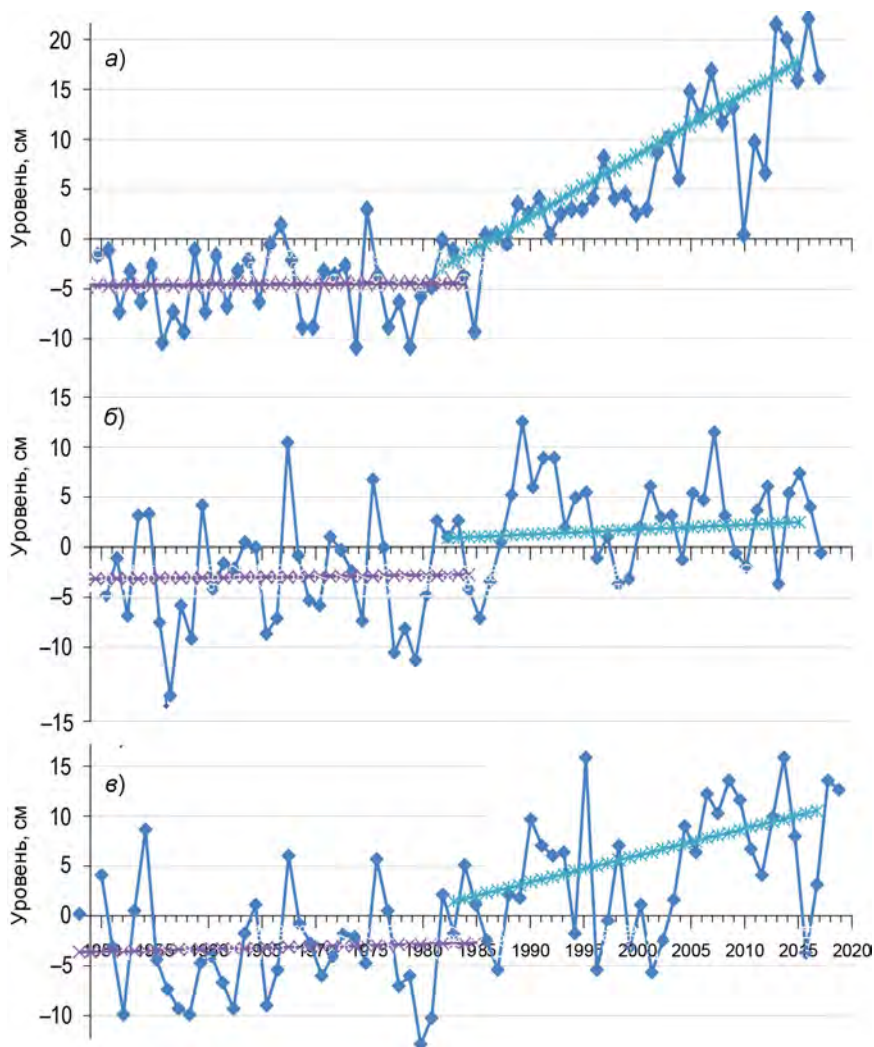


Рис. 3.2.3. Аномалии среднегодового уровня моря, осредненные по районам арктических морей.

а — юго-запад Карского моря, *б* — восток Карского моря, *в* — Новосибирские острова.

Прямыми линиями показаны линейные тренды.

изменился (рис. 3.2.3): в 1985 г. началось резкое повышение 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. В 2010 г. уровень моря снова понизился до отметок, близких к средним значениям, после чего вновь началось его повышение, носившее в период 2011—2015 гг. в разных районах арктических морей различный характер.

В юго-западной части Карского моря наблюдалось хорошо выраженное повышение уровня с возвратом к максимумам 2005—2009 гг. В 2013 г. в этом районе был зафик-

сирован исторический максимум уровня, перекрытый в 2016 г. Затем, в 2017 году, уровень моря незначительно понизился, однако сохранился повышенный фон. В восточной части Карского моря тенденции к повышению уровня были выражены слабо и, скорее, носили характер слабых колебаний на повышенном фоне. В районе Новосибирских островов после подъема уровня моря с максимумом в 2012 г. произошло резкое понижение уровня с минимумом в 2014 г. В 2015 г. средний уровень моря несколько повысился, и в 2016 и 2017 гг. это повышение продолжилось. Среднее значение уровня в 2016 г. оказалось в числе четырех самых высоких значений среднего уровня за период наблюдений. В 2017 г. среднее значение уровня несколько понизилось по отношению к 2016 г.

Значение тренда за период 1984—2017 гг. для различных районов арктических морей составило от 0,049 до 0,604 см/год при среднем значении тренда 0,307 см/год и среднеквадратической ошибке $\pm 0,082$ см/год, когда в 2016 г. оно составило 0,315 см/год. При этом наиболее значительный тренд был зафиксирован, как и ранее, в юго-западной части Карского моря. Необходимо отметить, что в 2017 г. линейный тренд практически не изменился по сравнению с 2016 г. Наибольшие его значения наблюдались в юго-западной части Карского моря: если по оценке для периода 1984—2015 гг. значение тренда составляло $0,459 \pm 0,076$ см/год, а для периода 1984—2016 гг. $0,612 \pm 0,071$ см/год, то, по оценкам для периода 1984—2017 гг., он составил $0,604 \pm 0,067$ см/год.

Основной причиной таких изменений в характере колебаний уровня арктических морей можно считать изменения макроциркуляционных процессов, происходившие в атмосфере Северного полушария. Увеличение повторяемости и глубины циклонов, проходящих над акваторией арктических морей, привело к усилению циклонической циркуляции, характерной для этих морей, и, следовательно, к понижению уровня моря в центре циркуляции и повышению его вдоль побережий. Иными словами, основная причина повышения уровня арктических морей имеет динамический характер.

В.И. Дымов, Н.П. Яковлева

3.3. ВЕТРОВОЕ ВОЛНЕНИЕ НА АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Ввиду отсутствия продолжительных инструментальных измерений волнения в арктических морях России обзор ветрового волнения основывается на результатах модельных расчетов и прогнозов. Мониторинг ветрового волнения осуществляется посредством ежедневного использования авторской спектрально-параметрической модели AARI-PD2, разработанной в ЛО ГОИН и модифицированной в ААНИИ.

Район российской Арктики аппроксимируется двумя большими расчетными областями с шагом $1,0^\circ$ по долготе и $0,5^\circ$ по широте. Первая расчетная область включает в себя Баренцево и Карское моря (западный сектор), а вторая — моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское (восточный сектор).

Основными исходными данными модели являлись поля атмосферного давления на уровне моря (или поля составляющих скорости ветра на высоте 10 м), температура воздуха на высоте 2 м, а также батиметрические данные в узлах расчетной сетки. Исходные данные оперативно поступают из метеорологического центра Брэкнелл (Великобритания, EGRR) в ААНИИ в центр коммутации сообщений (ЦКС UNIMAS) автоматизированной системы передачи данных (АСПД) Росгидромета (формат данных GRIB1). Положение кромки льда при расчетах задавалось по ежедневным спутниковым многоканальным микроволновым данным (SSM/I) и уточнялось по данным реанализа сплоченности льда ААНИИ.

По результатам модельных расчетов была выполнена оценка повторяемости значений максимумов значительной высоты волн (H_s , significant wave height) обеспеченностью 13 % на акватории арктических морей России для отдельных месяцев года. Сведения о распределении величины H_s для Баренцева моря приведены в табл. 3.4.1, для Карского моря — в табл. 3.4.2, для акватории морей восточной части Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) — в табл. 3.4.3 — 3.4.5.

Баренцево море

Из табл. 3.3.1 видно, что на акватории Баренцева моря в 2017 г. преобладало волнение с высотой волн от 2 до 3 м (29 % случаев). Повторяемость случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составила в 2017 г. 13 %. Это значение выше по сравнению с 2016 г. (2007 г. — 30 %, 2008 г. — 27 %, 2009 г. — 24 %, 2010 г. — 23 %, 2011 г. — 16 %, 2012 г. — 13 %, 2013 г. — 10 %, 2014 г. — 8 %, 2015 г. — 15 %, 2016 г. — 11 %).

Наиболее штормовыми месяцами в 2017 г. стали январь, февраль, ноябрь и декабрь. Число штормовых дней с высотой волн более 5 м в январе составило 16 дней, в феврале — 8 дней, в ноябре — 7 дней, а в декабре — 5 дней.

В январе штормы продолжительностью 4—6 дней отмечались в периоды с 6 по 10, с 17 по 22 и с 25 по 28 января. При этом:

- 6 января на 18 ч UTC и 7 января в течение всего дня высота волн превышала 8 м,
- 17 января на 18 ч UTC высота волн на входе в Баренцево море составила более 9 м,
- 28 января на 00 ч UTC высота волн составила более 6,5 м.

В феврале шторм продолжительностью 6 дней отмечался с 12 по 17 февраля, максимальная расчетная высота волн в этот период превысила 7,5 м (13 февраля на 06 ч UTC).

В ноябре продолжительных штормов не было, максимальная расчетная высота волн составляла более 8 м (11 ноября на 00 ч UTC).

Таблица 3.3.1

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) в Баренцевом море в 2015 г.

Месяц	Высота волн, м											
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Январь	—	—	4	6	5	2	6	4	3	1	—	—
Февраль	—	—	5	10	5	2	5	1	—	—	—	—
Март	—	—	8	9	10	3	—	1	—	—	1	1
Апрель	—	5	9	7	8	1	—	—	—	—	—	—
Май	—	7	13	5	6	—	—	—	—	—	—	—
Июнь	—	7	16	3	4	—	—	—	—	—	—	—
Июль	4	14	11	2	—	—	—	—	—	—	—	—
Август	2	11	10	7	1	—	—	—	—	—	—	—
Сентябрь	—	3	13	7	2	5	—	—	—	—	—	—
Октябрь	—	2	11	9	6	3	—	—	—	—	—	—
Ноябрь	—	—	6	11	6	3	2	1	1	—	—	—
Декабрь	—	2	1	14	9	3	—	—	—	2	—	—
Итого за год	6	51	107	90	62	22	13	7	4	3	1	1

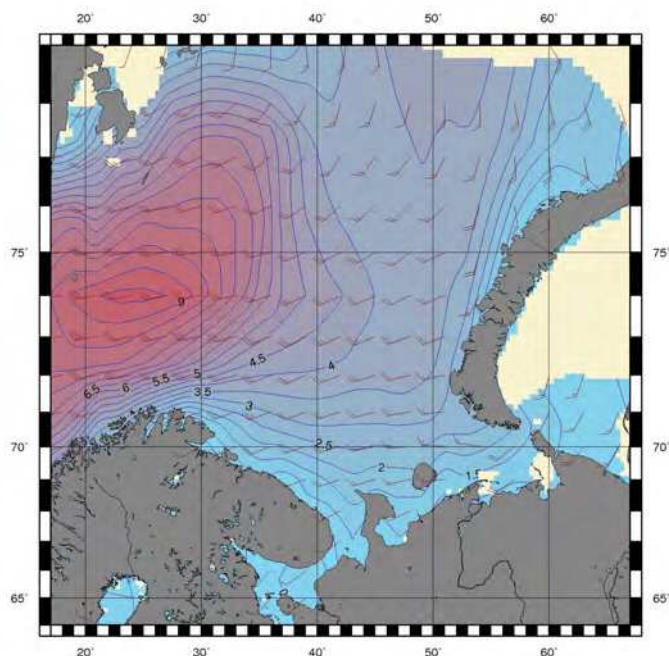


Рис. 3.3.1. Поля ветра и высоты волн (H_s м) в Баренцевом море на 18 ч UTC 20 декабря 2017 г.

Максимальная высота волн в Баренцевом море (более 9,5 м) была рассчитана 20 декабря 2017 г. (на 12 и 18 ч UTC). Продолжительность шторма составила 3 дня (с 20 по 22 декабря).

На рис. 3.3.1 в качестве примера приведено поле скорости ветра и высоты волн H_s на акватории Баренцева моря на 18 ч UTC 20 декабря 2017 г.

Карское море

В табл. 3.3.2 приведены сведения о распределении высоты волн H_s для открытых участков Карского моря с января по декабрь 2017 г.

Следует отметить, что в январе и феврале 2017 г. в Карском море сохранялись две небольшие области чистой воды. Одна из них (в юго-западной части моря) была открыта в середине и в конце января, а вторая располагалась к северо-востоку от архипелага Новая Земля и была открыта с 8 по 24 января и в первой декаде февраля. Во второй декаде февраля море закрылось, но в конце февраля (26—28 февраля) и в марте (19—28 марта) Карское море ненадолго вновь открывалось к северо-востоку от архипелага Новая Земля и в юго-западной части.

Из табл. 3.3.2 видно, что в 2017 г. на акватории Карского моря в большинстве случаев развивалось волнение в диапазоне высоты от 1 до 2 м (40 %). Наиболее штормовыми месяцами стали январь, август, сентябрь, октябрь и ноябрь. Максимальная расчетная высота волн в Карском море в 2017 г. не превышала 5 м (высота волн более 4,5 м была рассчитана на 12 ч UTC 1 августа, на 12 ч UTC 19 октября и на 6 ч UTC 16 ноября). Это значение на 2 м меньше, чем в 2016 г. (9 ноября 2016 г. максимальная расчетная высота волн в Карском море превысила 6,5 м).

Таблица 3.3.2

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в Карском море в 2017 г.**

Месяц	Высота волн, м				
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5
Январь (с 8.01)	—	10	9	4	1
Февраль (до 7.02)	2	3	2	—	—
Март	—	—	—	—	—
Апрель	—	—	—	—	—
Май (с 25.05)	7	—	—	—	—
Июнь	14	15	1	—	—
Июль	15	13	3	—	—
Август	1	9	12	8	1
Сентябрь	—	11	13	5	1
Октябрь	—	14	12	4	1
Ноябрь	—	11	15	3	1
Декабрь (до 10.12)	2	7	1	—	—
Итого	41	93	68	24	5

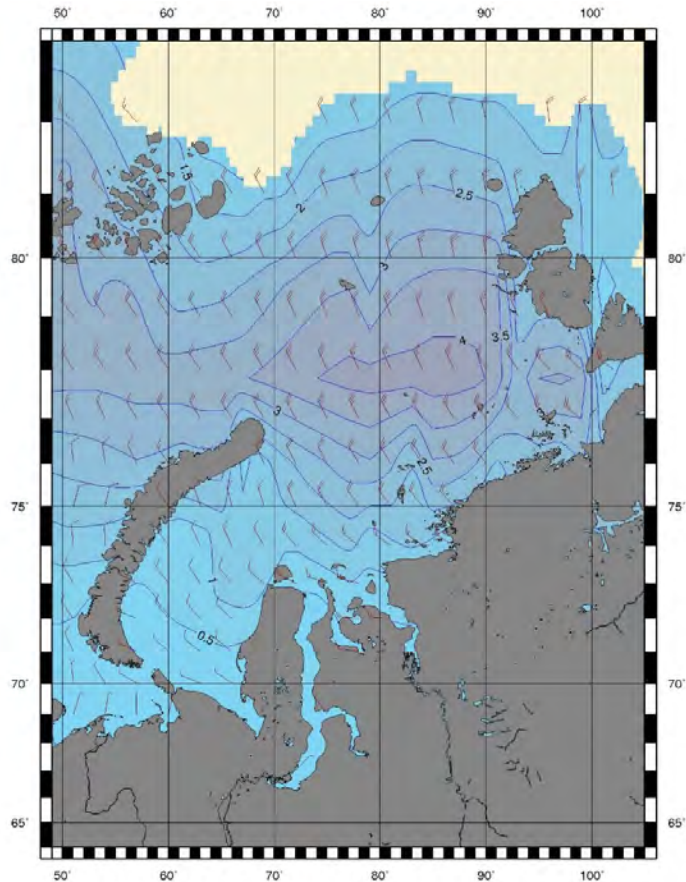


Рис. 3.3.2. Поля ветра и высоты волн (H_s м) в Карском море на 06 ч UTC 20 сентября 2017 г.

Открываться Карское море стало в конце мая, а полностью очистилось от льда в конце августа — начале сентября. К середине сентября область чистой воды доходила до широты 82—83°. На рис. 3.3.2 в качестве примера приведено поле скорости ветра и высоты волн H_s на акватории Карского моря на 06 ч UTC 20 сентября 2017 г.

Замерзло Карское море в начале декабря, но в конце декабря пролив Карские Ворота открылся вновь, и в начале 2018 г. образовалась небольшая область чистой воды южнее архипелага Новая Земля.

Моря Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское

Большую часть года моря восточной части Арктики покрыты льдом, поэтому в табл. 3.3.3 — 3.3.5 приведено распределение значительной высоты волн только для тех месяцев, когда площадь свободных от льда акваторий позволяла выполнить оценки основных характеристик волнения. В таблицах учтены случаи ветрового волнения на акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского на открытой воде до кромки льда.

Из таблиц видно, что в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (59, 39 и 31 % случаев соответственно).

Наиболее штормовым месяцем для моря Лаптевых стал сентябрь, для Восточно-Сибирского моря — октябрь, а для Чукотского моря — ноябрь.

Наибольшая расчетная высота волн в море Лаптевых составила более 3,5 м (20 сентября на 18 ч UTC).

Таблица 3.3.3

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) на акватории моря Лаптевых в 2017 г.

Месяц	Высота волн, м			
	0—1	1—2	2—3	3—4
Июнь (с 4.06)	17	9	1	—
Июль	10	19	2	—
Август	3	24	4	—
Сентябрь	3	16	9	2
Октябрь (до 14.10)	—	11	3	—
Итого	33	79	19	2

Таблица 3.3.4

Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s) на акватории Восточно-Сибирского моря в 2017 г.

Месяц	Высота волн, м					
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6
Май (с 20.05)	12	—	—	—	—	—
Июнь	18	9	3	—	—	—
Июль	4	26	1	—	—	—
Август	1	13	12	5	—	—
Сентябрь	—	5	16	7	2	—
Октябрь	2	9	10	5	3	2
Ноябрь (до 11.11)	2	7	1	1	—	—
Итого	39	69	43	18	5	2

**Повторяемость (число дней) различных градаций высоты волн (H_s)
в Чукотском море в 2017 г.**

Месяц	Высота волн, м						
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7
Май (с 15.05)	8	9	—	—	—	—	—
Июнь	5	16	4	5	—	—	—
Июль	2	20	4	5	—	—	—
Август	—	10	14	6	1	—	—
Сентябрь	—	6	13	4	6	1	—
Октябрь	—	4	6	10	5	6	—
Ноябрь	—	—	6	13	5	3	3
Декабрь	—	7	9	11	3	1	—
Итого	15	72	56	54	20	11	3

Наибольшая расчетная высота волн в Восточно-Сибирском море составила более 5,5 м (13 октября на 06 и 12 ч UTC и 15 октября на 00 ч UTC).

Наибольшая расчетная высота волн в Чукотском море составила более 6,5 м (7 ноября на 18 ч UTC, 8 ноября на 00 и 06 ч UTC).

Чукотское море начало открываться в середине мая, а море Лаптевых — в начале июня. Восточно-Сибирское море начало освобождаться от льда в конце мая. Это самый ранний срок открытия для Восточно-Сибирского моря за весь период расчетов начиная с 2007 г.

Акватории морей восточной части Арктики в значительной мере освободились от льда в начале сентября, причем область чистой воды в море Лаптевых распространилась к середине сентября до широты 78—80°, в Восточно-Сибирском море — до широты 75—80°, а в Чукотском море — до широты 78°.

На рис. 3.3.3 в качестве примера приведено поле скорости ветра и высоты волн H_s для морей восточной части Арктики на 18 ч UTC 21 сентября 2017 г.

Море Лаптевых закрылось в середине октября 2017 г., Восточно-Сибирское — в начале ноября, а Чукотское море — в начале января 2018 г.

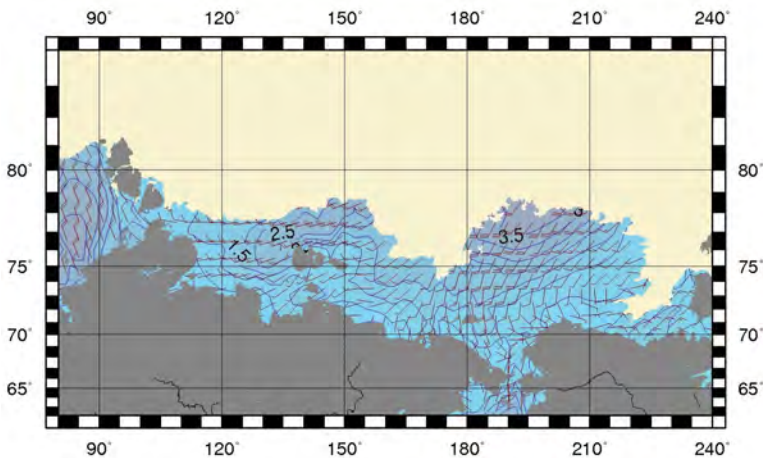


Рис. 3.3.3. Поля ветра и высоты волн (H_s м) в морях восточной Арктики на 18 ч UTC 21 сентября 2017 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщив данные мониторинга развития и перестройки крупномасштабных атмосферных процессов и характера их проявления в метеорологических условиях полярного района Арктики за период январь — декабрь 2017 г., можно сделать следующие выводы.

В первом секторе Северного полушария аномально высокую повторяемость имели зональные процессы западной (W) формы циркуляции. Наибольшая повторяемость процессов западной формы отмечалась в холодные месяцы года. Во втором секторе Северного полушария наблюдалась аномально высокая повторяемость меридиональных процессов типа M_1 . Наиболее велика повторяемость данных процессов была в период февраль — май и в ноябре.

В средней тропосфере, на изобарической поверхности 500 гПа, центр планетарного циркумполярного вихря в периоды январь — март и июль — сентябрь находился вблизи своего среднего многолетнего положения. В период апрель — июнь центр ЦПВ находился над районом Карского моря и Таймыра. В период октябрь — декабрь ЦПВ имел два центра: над Канадой и Восточной Сибирью. В этот период полярный район Арктики часто находился под влиянием высотных гребней антициклонов.

Фон приземного давления в районе исландского минимума в среднем за 2017 г. был близок к норме. Циклоны в системе исландского минимума в периоды январь — март и июль — сентябрь смещались по более высокоширотным по сравнению с нормой траекториям. В периоды апрель — июнь и октябрь — декабрь циклоны смещались по низкоширотным траекториям и не оказывали существенного влияния на полярный район Арктики.

Фон приземного давления в районе алеутского минимума в среднем за 2017 г. был выше нормы. Среднегодовая положительная аномалия давления в районе Берингова моря составила 1—3 гПа. Циклоны в системе алеутского минимума в первое полугодие смещались по низкоширотным траекториям. В дальнейшем, в период июль — декабрь, циклоны смещались по высокоширотным траекториям в восточный сектор полярного района Арктики.

При преобладающих направлениях воздушных потоков с южной составляющей в среднем за 2017 г. в полярном районе сформировались положительные аномалии температуры воздуха. Наиболее крупные среднегодовые положительные аномалии температуры воздуха в 2017 г. отмечались в восточном секторе полярного района Арктики. Этот район внес наибольший вклад в формирование высокого температурного фона полярного района.

На акватории морей российской Арктики фон с положительными аномалиями температуры воздуха в 2017 г. сохранился, но имел тенденцию к понижению в районе морей Баренцева, Карского и Лаптевых. На акватории Восточно-Сибирского и Чукотского морей фон температуры воздуха оказался значительно выше, чем в 2016 г.

Результаты мониторинга атмосферных процессов и характера их проявления в метеорологических условиях Арктики позволяют сделать основной вывод о том, что аномально высокий температурный фон в Северной полярной области, харак-

терный для текущей циркуляционной эпохи (1996—2016 гг.), в 2017 г. сохранился. В среднем по полярному району положительная аномалия температуры воздуха в 2017 г. составила 3,2 °С, что ниже экстремального значения (4,9 °С), наблюдавшегося ранее в 2016 г.

В районах арктических морей сохраняется тенденция к уменьшению годовых сумм осадков на акватории морей азиатского сектора СПО (Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском). Уменьшение годовых сумм осадков за весь период составляет от 3 % нормы за 1961—1990 гг. (район Карского моря) до 20 % (район Восточно-Сибирского моря).

Развитие ледовых условий в 2017 г. происходило следующим образом. Интенсивность нарастания льда в зимний период была ниже нормы, что привело к формированию крупных отрицательных аномалий толщины льда, которые составляли –25... –50 см, во всех российских арктических морях.

Ледовые условия в летний период 2017 г. развивались по легкому типу.

Общая площадь дрейфующих льдов в СЛО на момент максимального сокращения (середина сентября 2017 г.) составила 4,6 млн км², что на 24,6 % меньше среднего многолетнего значения (6,1 млн км²). Общая площадь льдов существенно (на 0,5—1,2 млн км²) превышала ледовитость, наблюдавшуюся в аномально легкие по ледовым условиям годы (2012 и 2016 гг.), и на 100 тыс. км² превышала норму «короткого ряда» за последнее «теплое» десятилетие (2006—2016 гг.), став, таким образом, седьмой по рангу минимумов в группе легких лет.

Ледообразование в осенний период 2017 г. началось позднее средних многолетних сроков в среднем на 5—10 суток.

Развитие ледовых условий в 2017 г. сохранило тенденцию, наблюдающуюся в последние несколько лет. После аномально легкого развития ледовых условий в 2012 г. в последующие пять лет наблюдалось развитие умеренно малой ледовитости (на 5—10 % меньше средних многолетних значений) в течение всего года, кроме летнего периода. В летний период происходило значительное сокращение ледяного покрова и формировались аномально легкие ледовые условия (аномалия ледовитости на 20—25 % меньше средних многолетних значений).

Согласно результатам наблюдений, выполненных в 2017 г., гидрологический режим СЛО продолжает характеризоваться аномальным состоянием по отношению к климатическому среднему.

Распределение солёности поверхностного слоя характеризуется наличием дипольной структуры, выраженной отрицательной аномалией солёности в Амеразийском суббассейне и положительной аномалией (+1,4 ‰) в Евразийском бассейне (котловина Амундсена). При этом стоит отметить, что на протяжении 2017 г. отрицательная аномалия солёности поверхностного слоя в Канадской глубоководной котловине уменьшилась в два раза (от –3,1 ‰ в первом квартале до –1,5 ‰ в третьем). Также было обнаружено отсутствие положительной аномалии солёности поверхностного слоя в котловине Нансена. Значение аномалии солёности в котловине Нансена в третьем квартале 2017 г. составило –0,5 ‰. Недостаточность данных наблюдений не позволяет оценить межгодовую изменчивость солёности поверхностного слоя в котловине Нансена.

Продолжает сохраняться положительная аномалия температуры ядра атлантических вод (АВ), значения которой варьирует в пределах 0,3—0,4 °С. Помимо

аномалии термического состояния, продолжала прослеживаться аномалия в локализации ядра АВ и его границ. Так, в Евразийском суббассейне верхняя граница АВ, определяемая по изотерме 0 °С, залегала на 40 м выше своего климатического положения.

Так же как и атлантические воды, летние тихоокеанские воды (ЛТВ) в Амеразийском суббассейне характеризовались повышенными значениями температуры, превышающими климатическую норму на 1,2—1,5 °С.

Полученные оценки аномалий температуры АВ в СЛО в 2017 г. практически полностью соответствуют значениям предшествующего 2016 г. Тенденций к повышению или понижению температуры воды АВ не наблюдается.

Проведенный анализ данных наблюдений за колебаниями уровня на станциях арктических морей показал следующее.

На протяжении 2017 г. колебания уровня арктических морей в основном происходили на фоне, превышающем средние многолетние значения.

Для большинства станций арктических морей сезонные колебания уровня, в целом, были близки к типичным и отличались хорошо выраженным годовым ходом с минимумом в весенний период и максимумами в осенний.

Наиболее существенные сгонно-нагонные колебания уровня в 2017 г. наблюдались преимущественно в январе — марте и августе — ноябре, т.е. сгонно-нагонные колебания в зимний и осенний периоды были сопоставимы.

Отмечается также уменьшение абсолютных значений экстремальных сгонов и нагонов и вследствие этого уменьшение колебаний уровня в целом.

Анализ результатов модельных расчетов значительной высоты волн ветрового волнения (H_s) за 2017 г. на акватории арктических морей России показал следующее.

В Баренцевом море преобладало волнение с высотой волн от 2 до 3 м (29 % случаев). Наиболее штормовыми месяцами стали январь, февраль, ноябрь и декабрь. Повторяемость случаев, когда высота волн на акватории Баренцева моря превышала 5 м, составило в 2017 г. 13 %. Максимальная высота волн в Баренцевом море (более 9,5 м) была рассчитана на 20 декабря 2017 г. (на 12 и 18 ч UTC). Продолжительность шторма составила 3 дня (с 20 по 22 декабря).

В Карском море в 2017 г. преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (40 % случаев). Наиболее штормовыми месяцами стали январь и период с августа по ноябрь. Максимальная расчетная высота волн не превышала 5 м.

В море Лаптевых в 2017 г. в основном преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (59 % случаев). Наиболее штормовым месяцем стал сентябрь, а наибольшая расчетная высота волн составила 3,5—4,0 м.

В Восточно-Сибирском море преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (39 % случаев). Наиболее штормовым месяцем стал октябрь, а наибольшая расчетная высота волн составила 5,5—6,0 м. Необходимо отметить, что в 2017 г. Восточно-Сибирское море стало открываться в конце мая. Это самый ранний срок открытия для Восточно-Сибирского моря за весь период расчетов начиная с 2007 г.

В Чукотском море в 2017 г. преобладало волнение с высотой волн от 1 до 2 м (31 % случаев). Наиболее штормовым месяцем для Чукотского моря стал ноябрь, а наибольшая расчетная высота волн в Чукотском море составила 6,5—7,0 м.